



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES

LARISSA FERNANDES COSTA

**TOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS X APLICADA NO ESTUDO DA
RELAÇÃO ENTRE AS MUDANÇAS NA MICROESTRUTURA E NAS
PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO**

Recife

2021

LARISSA FERNANDES COSTA

**TOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS X APLICADA NO ESTUDO DA
RELAÇÃO ENTRE AS MUDANÇAS NA MICROESTRUTURA E NAS
PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de doutora em Tecnologias Energéticas e Nucleares. Área de concentração: Aplicações de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

Orientador: Antonio Celso Dantas Antonino

Orientador externo: Richard John Heck

Coorientador: Artur Paiva Coutinho

Recife

2021

Catálogo na fonte:
Bibliotecário Carlos Moura, CRB-4 / 1502

- C837t Costa, Larissa Fernandes.
Tomografia computadorizada de raios X aplicada no estudo da relação entre as mudanças na microestrutura e nas propriedades hidráulicas do solo. / Larissa Fernandes Costa. – 2021.
91 f.: il.
- Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.
Orientador externo: Prof. Dr. Richard John Heck.
Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2021.
Inclui referências.
1. Ciência dos solos. 2. Propriedades hidráulicas. 3. Porosidade. 4. BEST. 5. Imagens tomográficas. 6. Estrutura do solo. 7. Semivariograma. 8. Degradação do solo. 9. Desertificação. I. Antonino, Antonio Celso Dantas (orientador). II. Heck, Richard John (orientador externo). III. Coutinho, Artur Paiva (coorientador). IV. Título.

631.4 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2022-239

LARISSA FERNANDES COSTA

**TOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS X APLICADA NO ESTUDO DA
RELAÇÃO ENTRE AS MUDANÇAS NA MICROESTRUTURA E NAS
PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito para a obtenção do título de Doutora em Tecnologias Energéticas e Nucleares. Área de concentração: Aplicações de Radioisótopos na Agricultura e Meio-Ambiente.

Aprovado em: 17 / 09 / 2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima (Examinador Externo)
Universidade Federal do Agreste de Pernambuco – UFAPE

Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza (Examinador Externo)
Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof^ª. Dr^ª. Rejane Magalhães de Mendonça Pimentel (Examinadora Externa)
Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE

AGRADECIMENTOS

É muito difícil utilizar esse pequeno espaço para agradecer e dedicar esse estudo a todas as pessoas que passaram na minha vida ao longo do desenvolvimento dessa tese e que me ajudaram diretamente em todas as etapas, como também, pessoas que com apenas um abraço ou uma palavra confortante me fizeram seguir até o fim.

Início agradecendo à minha família que sempre me apoiou, me incentivou e caminhou junto comigo nessa longa trajetória, vibrando com todas as conquistas e sofrendo com todas as angústias. Obrigada Érico, Norma, Érica, Germana, Júlia, Felipe, Bruno, Beatriz, Cecília, Isabel, Boscolly, João Bosco, Isabela, Jussara, Antônio, Miguel e Henrique por estarem aqui comigo com suas palavras confortantes, como suas brincadeiras que arrancaram meus sorrisos e por sempre me darem motivos para querer seguir com os meus objetivos.

A Universidade me deu uma nova família, com a qual eu passava a maior parte do meu tempo. Essa família sempre me ajudou diretamente em cada etapa da construção desse estudo, sempre me lembrando das minhas qualidades pessoais, profissionais e me mostrando o quanto eu era capaz. Dentro dessa família, gostaria de agradecer ao meu orientador e coorientador, Antonino e Artur, que tiveram muita paciência comigo, me deram muitas oportunidades e sempre acreditaram no meu potencial. Gostaria de agradecer aos meus amigos de laboratório que estavam comigo na alegria e na tristeza, nos experimentos certos e experimentos errados, nos estudos e nas discussões de todos os dados, até que a defesa dessa tese chegasse. Amém. São eles: Adriana, Ana Emília, Carol, Cássia, Daniel, Denizard, Edevaldo, Fernando, Françinha, Joaozinho, Lívia, Manu, Márcia, Maurício, Mirelle, Ravellys, Rodolfo, Severino, Vitor e Wellington. Essa pesquisa ainda me trouxe alguns amigos da UFRPE Serra Talhada, que me ajudaram muito com meus ensaios de campo. Obrigada Erison, Joaozinho e Raliuson. Quero agradecer também ao meu comitê de acompanhamento, Eduardo, Fernando, Rejane e Romualdo que também se tornaram amigos e que me orientaram em cada etapa dessa tese. Além de todos já mencionados, não poderia deixar de agradecer a Josenildo, Nilvânia e Kalydja que aguentaram todos os meus apereios, como também, a Gilson por sempre estar disponível para nos levar aos locais dos ensaios.

Eu tinha que deixar um parágrafo especial para agradecer à dupla Thiago e Lucas por serem, além de companheiros no trabalho, meus irmãos de todas as horas (muitas horas por sinal). Obrigada

meninos pelos conselhos, pelas ajudas, pelos ouvidos que escutaram muitas reclamações, brincadeiras e brabezas. Obrigada por todo carinho e companheirismo que nosso trio tem.

Durante o período de construção desse estudo pude ter uma das melhores e, ao mesmo tempo, uma das piores experiências da minha vida: o intercâmbio para o Canadá. Essa experiência me levou ao encontro de pessoas incríveis que tenho que agradecer imensamente por me ajudarem nos momentos que passei pelos piores sentimentos já vividos. Agradeço imensamente a Richard que, além de ter um papel importantíssimo nessa pesquisa como orientador, foi um pai para mim no momento de pandemia no Canadá. Sou muito grata à Soraia por ter sido uma mãezona e por ter me dado tanta atenção, carinho, conselhos, cuidados, acolhimento e amor.

Agradeço também a todos os meus amigos que me ajudaram a enfrentar essa etapa com conversas, brincadeiras, conselhos, atitudes e gestos especiais. Obrigada Amanda, Angie, Binha, Benjamin, Bia, Bruninha, Buba, Carlos, Cristina, Cynthia, Daniel, David, Gabi, Guilherme, Jiuli, Larissa, Leni, Lumara, Nathy, Rafa, Rai, Renansito, Renatinha, Renato, Riani, Su e Zé.

Por fim, gostaria de agradecer à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES), processo nº 1645944, pela bolsa de pesquisa, tornando possível a produção desta tese. Como também, à CAPES/PRINT (Edital 41/2017, processo nº 88887.364079/2019-00) por disponibilizar a bolsa de doutorado sanduíche para a University of Guelph; à CAPES, ao CNPq e à FACEPE pelos recursos disponibilizados pelo projeto “ONDACBC: Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga” (Edital INCT - MCTI/CNPq/CAPES/FAPs 16/2014, processo nº 465764/2014-2).

A todos vocês não posso falar apenas um obrigada. Tenho que falar um EU AMO TODOS VOCÊS.

[...] Abra todas as janelas que encontrar e as portas também.
Persiga um sonho, mas não deixe ele viver sozinho.
Alimente sua alma com amor, cure suas feridas com carinho.
Descubra-se todos os dias, deixe-se levar pelas vontades, mas não enlouqueça por elas.
Procure, sempre procure o fim de uma história, seja ela qual for.
Dê um sorriso para quem esqueceu como se faz isso.
Acelere seus pensamentos, mas não permita que eles te consumam.
Olhe para o lado, alguém precisa de você.
Abasteça seu coração de fé, não a perca nunca.
Mergulhe de cabeça nos seus desejos e satisfaça-os.
Agonize de dor por um amigo, só saia dessa agonia se conseguir tirá-lo também.
Procure os seus caminhos, mas não magoe ninguém nessa procura.
Arrependa-se, volte atrás, peça perdão!
Não se acostume com o que não o faz feliz, revolte-se quando julgar necessário.
Alague seu coração de esperanças, mas não deixe que ele se afogue nelas.
Se achar que precisa voltar, volte!
Se perceber que precisa seguir, siga!
Se estiver tudo errado, comece novamente.
Se estiver tudo certo, continue.
Se sentir saudades, mate-a.
Se perder um amor, não se perca!
Se achá-lo, segure-o!
Caso sinta-se só, olhe para as estrelas: eu sempre estarei nelas.
Não estão ao seu alcance mas estarão eternamente brilhando para você!
(DUBOC, 2021)

RESUMO

O semiárido brasileiro vem passando por sérios problemas de degradação/desertificação do solo. O desmatamento da vegetação nativa de caatinga e o uso do solo para a pastagem de forma inapropriada, pode resultar na sua compactação e consequentemente na redução da capacidade desse meio em armazenar e conduzir água. Essa redução do fluxo de água pelo solo gera um escoamento superficial de maior volume e mais rápido, resultando em erosão do solo. Para mitigar a degradação/desertificação do solo do semiárido brasileiro é importante compreender as mudanças que ocorrem nesse meio. Diante disso, o objetivo desse estudo é analisar as mudanças na estrutura do solo do semiárido brasileiro devido ao seu uso para pastagem e sua relação com as mudanças em seu comportamento hidrodinâmico. Para tal, foram realizados ensaios de infiltração in situ utilizando a metodologia Beerkan, como também, foi utilizado o algoritmo BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer) para a obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo. Para a análise da estrutura do solo, foram utilizadas imagens tridimensionais de alta resolução obtidas por meio da Tomografia Computadorizada de Raios X, as quais foram utilizadas na obtenção da porosidade (total, intra-agregados e interagregados) e na análise morfométrica (tamanho, formato, inclinação) do vazios intra-agregados do solo. Além disso, as imagens tomográficas foram utilizadas na geração de semivariogramas, o quais foram utilizados no estudo da variabilidade espacial da rede de poros do solo. Foi verificado que a degradação do solo na área de pastagem (P) resultou em mudanças nas propriedades físicas, nas propriedades hidráulicas (valor- $p < 0,05$) e na estrutura do solo (valor- $p < 0,05$) quando comparado com área de vegetação nativa de caatinga (C) de referência. As mudanças nas propriedades hidráulicas mostraram forte relação ($\rho > 0,70$) com mudanças na estrutura do solo, como por exemplo, na porosidade total, intra e interagregados, na radiodensidade da matriz do solo, tamanhos de vazios intra-agregados maiores que cMeso e com os formatos triaxial (Tr) e oblate (Ob). Não foi verificada mudanças significativas (valor- $p > 0,05$) com a análise temporal dos dados (2016 – 2018). Em relação à variabilidade espacial da estrutura do solo, P apresentou uma redução da variabilidade, significando uma homogeneização de sua estrutura provavelmente devido a compactação decorrente do pisoteio animal e ao acúmulo de finos. O comportamento da porosidade nas duas áreas se assemelhou as mudanças apresentadas nos semivariogramas. Além disso, as propriedades hidráulicas do solo também apresentaram forte

relação ($\rho > 0,70$) com alguns parâmetros dos semivariogramas, tanto próximo a origem, como até o primeiro máximo. Os resultados demonstraram que a degradação do solo decorrente do seu uso inadequado gera mudanças em sua estrutura, as quais influenciam diretamente a capacidade de fluxo e armazenamento de água no solo.

Palavras-chave: propriedades hidráulicas; porosidade; BEST; imagens tomográficas; estrutura do solo; semivariograma; degradação do solo; desertificação.

ABSTRACT

The Brazilian semiarid region has been going through serious soil degradation/desertification problems. Deforestation of native caatinga vegetation and the inappropriate use of land for pasture can result in soil compaction and, consequently, in water flux and retention capacity decrease. A loss in water flow produces greater and faster runoff, resulting in soil erosion. To mitigate the degradation/desertification of the Brazilian semiarid soil, it is important to understand the changes that occur in this environment. Therefore, the objective of this study is to analyze the changes in soil structure in the Brazilian semiarid region due to its use with pasture and its relationship with changes in its hydrodynamic behavior. For this purpose, in situ infiltration tests were carried out using the Beerkan methodology, as well as the BEST algorithm (Beerkan Estimation of Soil Transfer) to obtain the soil hydraulic parameters. For the analysis of the soil structure, high-resolution three-dimensional images obtained by X-Ray Computed Tomography were used to obtain soil porosity (total, intra-aggregate and inter-aggregate) and morphometric analysis of intra-aggregate voids (size, shape, inclination). In addition, tomographic images were used to generate semivariograms, which were used in the spatial variability analysis of the pore network. The results showed that soil degradation in the pasture area (P) resulted in changes in physical properties, hydraulic properties ($P < 0.05$) and soil structure ($P < 0.05$) when compared to the caatinga native vegetation (C). The hydraulic properties presented strong correlation ($\rho > 0.70$) with changes in soil structure, such as total porosity and porosity intra- and inter-aggregate, soil matrix radiodensity, intra-aggregate void sizes bigger than cMeso and with shapes triaxial (T) and oblate (O). Temporal analysis showed no significant soil structure changes ($P > 0.05$). In terms of spatial variability of soil structure, P showed a reduction in variability which represent homogenization in the soil structure probably due to compaction and fines grains accumulation. Furthermore, the hydraulic properties of the soil also showed a strong relationship ($r > 0.70$) with some parameters of the semivariograms, both close to the origin and up to the first maximum. The results showed that soil degradation, resulting from inappropriate land use, generates changes in soil structure, which directly influence water flow and storage capacity.

Keywords: hydraulic properties; porosity; BEST; tomographic images; soil structure; semivariogram; soil degradation; desertification.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização das áreas de estudo de pastagem e caatinga no município de Serra Talhada-PE.	25
Figura 2 - Precipitações total mensais e anuais coletados no posto pluviométrico de código 13 localizado no município de Serra Talhada – PE.	30
Figura 3 - Ensaio de infiltração in situ utilizando infiltrômetro de anel simples de 12,60 cm de diâmetro e volumes fixos de 100 mL de água.	36
Figura 4 - Infiltração acumulada no tempo (I vs. t) e taxa de infiltração (q vs. I) em C e P nos anos de 2016 (a) e 2018 (b) (o tamanho da amostra é N=4 para cada área de estudo).	44
Figura 5 - Média do tempo de infiltração (Δt) para cada volume de água depositado em C e P nos anos de 2016 (a) e 2018 (b) (cada ponto no gráfico representa a média de Δt dos 4 pontos analisados em cada área de estudo). Variação do tempo de infiltração entre os dois anos estudados (c).	45
Figura 6 - Q-quadrado representado os ajustes dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos a partir dos três métodos BEST (BS: slope; BI: intercept; BSt: steady) a lei da distribuição normal.	47
Figura 7 - Estimativa dos parâmetros para os três métodos do BEST versus a média dos três parâmetros. Sendo, K_s = condutividade hidráulica, h_g = parâmetro de escala relacionando ao comprimento capilar, S = sorvidade, λ_m = raio característico dos poros hidraulicamente ativos, BS = BEST-Slope, BI = BEST-intercept, e BSt = BEST-steady.	48
Figura 8 - Curvas de retenção e condutividade hidráulica para C e P nos períodos de 2016 e 2018: a, b, e. curvas de retenção $\theta(h)$; c, d, f. curvas de condutividade hidráulica $K(h)$	52
Figura 9 - Processo de segmentação de imagens: a. imagem em escala de cinza; b. segmentação dos vazios; c. segmentação dos fragmentos de rocha; d. segmentação da matriz do solo; e. imagem trifásica (preto=vazios, cinza=matriz do solo, branco=fragmentos de rocha).	57

Figura 10 - Análise morfométrica dos vazios intra-agregados: a-c. distribuição dos tamanhos dos vazios (%); d-f. distribuição dos formatos (%); e g-i. distribuição das inclinações dos vazios (%).	60
Figura 11 - Frequência dos tamanhos dos vazios intra-agregados para cada formato (Eq: equant; Pr: prolate; Ob: oblate; Tr: triaxial) nas duas áreas de estudo: caatinga (vermelho) e pastagem (azul).	62
Figura 12 - Distribuição dos parâmetros da estrutura do solo e dos parâmetros hidráulicos do solo de caatinga (C16 e C18) e do solo de pastagem (P16 e P18) em uma análise de componentes principais (PCA).	63
Figura 13 - Segmentação das imagens em escala de cinza (HU) (esquerda) em uma imagem binarizada com branco representando os vazios e preto representando não-vazios (direita).	71
Figura 14 - Variabilidade espacial em escala de campo. A linha contínua representa o semivariograma médio e a região sombreada representa as semivariâncias máximas e mínimas para cada lag (0,05 mm). C16: caatinga no ano de 2016; P16: pastagem no ano de 2016; C18: caatinga no ano de 2018; P18: pastagem no ano de 2018.	73
Figura 15 - Semivariograma médio para cada área estudada e em cada período analisado. A linha continua representa o plano vertical (V) e a linha tracejada o plano horizontal (H).	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Propriedades físicas da camada superficial (0-20 cm) de solo com vegetação natural (C) e com pastagem (P) no município de Serra Talhada, Pernambuco.	31
Tabela 2 - Umidade inicial (θ_i), umidade saturada (θ_s) e parâmetros de forma de van Genuchten (n, m, η) da camada superficial (0-20 cm) de solo com vegetação natural de caatinga (C) e com pastagem (P) no município de Serra Talhada, Pernambuco.	32
Tabela 3 - Teste de normalidade Shapiro-Wilk para os valores estimados dos parâmetros hidrodinâmicos pelos dois métodos do BEST (nível de significância de 0,05).....	46
Tabela 4 - Estatística básica dos parâmetros hidráulicos do solo C e P em dois períodos (2016 e 2018) e de todos os dados para cada área (Total – C, P), resultados do teste de Kruskal-Wallis para comparação dos parâmetros entre as áreas (C x P) e entre os períodos (C16 x C18; P16 x P18).	49
Tabela 5 - Matriz de correlação de Spearman dos parâmetros hidráulicos dos solos em C e P.....	50
Tabela 6 - Classificação dos tamanhos dos vazios segundo Passoni et al. (2015).	58
Tabela 7 - Propriedades do espaço poroso do solo: T.V: Total de vazios; V. Intra: Vazios Intra-agregados; V.Inter: Vazios interagregados; Rd.matriz: Radiodensidade da matriz do solo.	59
Tabela 8 - Resultados do teste de Kruskal-Wallis para comparação dos parâmetros referentes a estrutura do solo entre as duas áreas de estudo (C-P) e análise temporal da estrutura do solo em cada área (C16-C18 e P16-P18).	61
Tabela 9 - Correlação dos parâmetros da estrutura do solo com os parâmetros hidráulicos do solo por meio do método de Spearman.....	64
Tabela 10 - Parâmetros descritos em Balanguer et al. (2010), baseados em pontos definidos no semivariograma experimental. Os valores dos lags ($h_1, h_2, \dots, h_n$) possuem intervalos iguais entre si e igual a resolução da imagem, ou seja $h_{i+1}-h_i=h$, sendo $h=0.05$ mm. A variância representa o valor da variância total do grupo de voxels pertencentes as imagens e $h_{\max_1}$ representa a localização do primeiro máximo.	72
Tabela 11 - Parâmetros próximo a origem do semivariograma experimental determinados segundo Balanguer et al. (2010).	76

Tabela 12 - Parâmetros até o primeiro máximo do semivariograma determinados segundo Balanguer et al. (2010).....	77
Tabela 13 - Correlação de Sperman entre os parâmetros hidráulicos determinados pela metodologia BEST e os parâmetros do semivariograma experimental determinados segundo Balanguer et al. (2010).	78

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO GERAL	17
1.1	OBJETIVOS	22
1.1.1	Objetivo Geral	22
1.1.2	Objetivos específicos.....	22
2	CARACTERÍSTICAS GERAIS Da ÁREA DE ESTUDO.....	23
2.1	INTRODUÇÃO.....	23
2.2	MATERIAIS E MÉTODOS	24
2.2.1	Área de estudo	24
2.2.2	Precipitação.....	26
2.2.3	Granulometria	26
2.2.4	Densidade do solo	27
2.2.5	Densidade de partículas	27
2.2.6	Porosidade	27
2.2.7	Umidade do solo.....	27
2.2.8	Parâmetros de Forma	28
2.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
2.4	CONCLUSÕES	33
3	BEST APLICADO NA CARACTERIZAÇÃO DO COMPORTAMENTO HIDRODINÂMICO DE SOLO DE PASTAGEM DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO.....	34
3.1	INTRODUÇÃO.....	34
3.2	MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.2.1	Método de Infiltração Beerkan	35
3.2.2	Teoria do algoritmo BEST.....	36
3.2.2.1	Parâmetros hidrodinâmicos (K_s , h_g e S).....	38
3.2.2.2	BEST-slope (BS)	39

3.2.2.3	BEST-intercept (BI)	40
3.2.2.4	BEST-steady (BSt)	41
3.2.2.5	Escalas características	42
3.2.3	Análise Estatística.....	43
3.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
3.3.1	Processo de Infiltração	43
3.3.2	Métodos BEST	45
3.3.3	Parâmetros hidráulicos	49
3.3.4	Curvas de retenção e condutividade hidráulica	51
3.4	CONCLUSÕES.....	53
4	MUDANÇAS ESTRUTURAIS EM SOLO DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO E SUA RELAÇÃO COM MUDANÇAS NAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS....	54
4.1	INTRODUÇÃO.....	54
4.2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	55
4.2.1	Coleta de amostras	55
4.2.2	Tomografia Computadorizada de Raios-X.....	55
4.2.2.1	Aquisição e Reconstrução de Imagens	55
4.2.2.2	Segmentação de Imagens	56
4.2.2.3	Análise de Imagens	57
4.2.2.4	Análise Estatística	58
4.3	RESULTADOS	59
4.3.1	Análise da estrutura do solo	59
4.3.2	Análise de componentes principais	63
4.3.3	Relação entre os parâmetros hidráulicos e a estrutura do solo	64
4.4	DISCUSSÃO.....	65
4.5	CONCLUSÕES.....	67
5	VARIABILIDADE ESPACIAL DA ESTRUTURA DO SOLO EM ESCALA DE CAMPO E ESCALA DO PORO E SUA INFLUÊNCIA NAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS.....	69

5.1	INTRODUÇÃO.....	69
5.2	MATERIAIS E MÉTODOS	70
5.2.1	Tomografia Computadorizada de Raios-X.....	70
5.2.1.1	Semivariograma.....	70
5.2.1.2	Parâmetros do Semivariograma.....	71
5.2.2	Análise Estatística.....	72
5.3	RESULTADOS	73
5.3.1	Variabilidade na Estrutura do solo - Escala de Campo.....	73
5.3.2	Variabilidade na Estrutura do solo - Escala do Poro (microscópica)	74
5.3.3	Correlação entre os parâmetros do semivariograma e os parâmetros hidráulicos do solo	77
5.4	DISCUSSÃO.....	79
5.5	CONCLUSÕES.....	80
6	CONCLUSÕES GERAIS	81
	REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO GERAL

O semiárido, com área de aproximadamente 982 mil km², ocupa cerca de 11% do território brasileiro (IBGE). Sua população de mais de 20 milhões de habitantes faz com que essa seja a região semiárida mais populosa do mundo (SILVA et al., 2011; DA SILVA et al., 2017). Seus ecossistemas são bastante frágeis, possuindo características que limitam a produção agrícola, como solos de baixa fertilidade e propícios a erosão, elevada taxa de decomposição de matéria orgânica, baixa precipitação média anual (500 – 800 mm) e esporádica, elevadas temperaturas médias anuais e alto potencial de evapotranspiração (>1500 mm/ano) (SILVA et al., 2011; DA SILVA et al., 2017).

Na região do semiárido predomina o sistema de produção agropastoril com práticas descontroladas de queimadas e desmatamento total para o preparo da área a ser utilizada para tal fim. Para as práticas agrícolas o solo é usado por dois anos para o cultivo e o tempo de pousio é de menos de 10 anos, tempo este muito abaixo do necessário para uma recuperação da vegetação nativa e do solo. A pecuária se destaca pela criação de bovinos, caprinos e ovinos de forma extensiva, onde a vegetação caatinga é a principal fonte de alimentos do rebanho (ARAÚJO FILHO, 2013).

Esse tipo de atividade econômica vem causando, além de perda na capacidade natural de regeneração da vegetação e do solo, danos na biodiversidade, degradação/desertificação do solo e sedimentação dos corpos d'água (PEREZ-MARIN et al., 2013; TOMASELLA et al., 2018; VIEIRA et al., 2021). A perda da matéria orgânica do solo devido as queimadas, juntamente à compactação devido ao pisoteio animal, mudam a estrutura do solo e conseqüentemente reduz sua capacidade de infiltração e retenção de água. O solo exposto e com baixa capacidade de infiltração aumenta o potencial de erosão, uma vez que, o aumento do volume e da velocidade do escoamento superficial das águas das chuvas e a ação dos ventos acentuam o carreamento das partículas finas e ativas do solo das áreas mais elevadas para as áreas mais baixas, provocando a perda total da estruturação do solo (BARBOSA NETO et al., 2017; 2020).

Segundo Bezerra et al. (2020), aproximadamente 34,05% do território de Pernambuco representa áreas potencialmente em degradação/desertificação, dos quais 5% representam áreas

fortemente degradadas e aproximadamente 30% áreas degradadas moderadamente. Ainda segundo os autores, essas áreas tendem a aumentar sua vulnerabilidade e diminuir a capacidade de regeneração, especialmente em casos de eventos extremos, como se vem observando recentemente nessa região. Esses eventos extremos de chuva juntamente com a redução na capacidade de infiltração de água no solo e a desestruturação desse meio resultam em um maior escoamento superficial das águas e, conseqüentemente, na intensificação das erosões (VAEZI et al., 2017).

Os Luvisolos possuem alta susceptibilidade a erosão, sendo um dos tipos de solo mais afetado com a desertificação. Os Luvisolos, com cerca de 107 mil km², ocupam aproximadamente 11% do solo do semiárido brasileiro. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 1999; 2006), os Luvisolos são solos pouco profundos, bem a imperfeitamente drenados, com argila de atividade alta e apresentam horizonte B textural imediatamente abaixo de um horizonte A fraco ou moderado. Há uma nítida diferença entre o horizonte A e B graças ao contraste de textura e/ou cor e/ou estrutura. O horizonte B apresenta cores avermelhadas, amareladas e menos frequentemente, brunadas (castanhas) ou acinzentadas. Já a estrutura nesse horizonte é usualmente em blocos, moderada ou fortemente desenvolvida, ou prismática composta de blocos angulares e subangulares.

A qualidade do solo está fortemente relacionada com as propriedades hidráulicas desse meio, ou seja, como a sua capacidade de transporte e retenção de água, gás e nutrientes essenciais para os processos vitais do sistema solo-planta-atmosfera. A retirada da vegetação nativa para o uso do solo na atividade agropastoril pode afetar os processos hidrodinâmicos nesse meio. O uso do solo para a pastagem, em particular, pode resultar na sua compactação e conseqüentemente na redução da capacidade desse meio em armazenar e conduzir água e no aumento do escoamento superficial, aumentando a erosão do solo (ALAOUI et al., 2018; LOZANO-BAEZ et al., 2018; STEWART et al., 2020).

A densidade e a porosidade do solo são propriedades físicas comumente utilizadas na análise do comportamento hidrodinâmico do solo. Com efeito, o conhecimento da estrutura do solo, principalmente do espaço poroso resultante do arranjo das partículas sólidas do solo, é fundamental na identificação do efeito do uso do solo nas propriedades hidráulicas (STRUDLEY et al., 2008). Essas propriedades, são afetadas por características como quantidade, formato, tamanho, inclinação, tortuosidade, distribuição dos tamanhos dos poros e, sobretudo, pela conectividade (SCHLÜTER et al., 2018; PIRES et al., 2020).

O espaço poroso da camada superficial do solo é muito sensível a mudanças, principalmente decorrentes de períodos de precipitação, de remoção da vegetação natural, do intenso uso do solo para práticas agrícola e pastoris, resultando em degradação e compactação do solo e, conseqüentemente, na redução da capacidade de infiltração e armazenamento de água e nutrientes (LIPIEC et al., 2009; LEITE et al., 2018; DI PRIMA et al., 2018; ALAGNA et al., 2019). A capacidade do solo em reter e transmitir água pode ser expressa em termos da curva de retenção de água e da curva de condutividade hidráulica, respectivamente. O efeito do uso do solo nas propriedades hidráulicas pode ser avaliado por meio de análise conjunta dos parâmetros físicos e estruturais do solo e das curvas mencionadas anteriormente (CASTELLINI et al., 2016).

A determinação das propriedades hidráulicas do solo continua sendo um grande desafio, principalmente quando considerado o solo saturado ou próximo a saturação, pois essas propriedades dependem fortemente da estrutura do meio poroso. Alguns métodos de infiltração foram desenvolvidos apenas para a determinação da condutividade hidráulica, porém outras informações são necessárias para interpretação dos processos hidrodinâmicos no solo. Diante disso, Lassabatere et al. (2006) desenvolveram um método capaz de estimar as curvas de retenção e de condutividade hidráulica do solo com base em um experimento muito simples, com o qual foi possível fazer uma caracterização hidrodinâmica do solo mais completa, importante para os estudos nas áreas de ciência do solo, agricultura e meio ambiente. Esse método se chama BEST-Beerkan Estimation of Soil Transfer (slope) e foi desenvolvido inicialmente para um solo de referência, porém muitos estudos vêm mostrando sua eficiência mesmo para condições não ideais, como por exemplo, solos com crosta na superfície (SOUZA et al., 2014; ALAGNA et al., 2019).

O BEST estima a curva de retenção de água por meio da equação de van Genuchten (1980) e a curva de condutividade hidráulica por meio da equação de Brooks and Corey (1964). Para o uso desse método são necessárias informações sobre a distribuição dos tamanhos das partículas (granulometria), umidade inicial do solo, densidade do solo, densidade de partículas, como também, a curva de infiltração acumulada no tempo obtida a partir de um simples experimento de infiltração tridimensional in situ realizado com potencial igual a zero (BRAUD et al., 2005).

Yilmaz et al. (2010) e Bagarello et al. (2014b) introduziram novas versões ao algoritmo BEST (intercept e steady, respectivamente), para uma melhor determinação da condutividade hidráulica saturada. Os três métodos do BEST (slope, intercept e steady) apresentam resultados similares em condições ideais, ou seja, quando a taxa de infiltração reduz com o tempo no estado

transitório e depois permanece constante (estado permanente). Porém, quando não há precisão na descrição do estado transitório ou quando não se atinge o estado permanente, os métodos do BEST se comportam de forma distinta (GONZALEZ-SOSA et al., 2010; XU et al., 2012; DI PRIMA et al., 2010, 2016, 2018; LASSABATERE et al., 2019).

O primeiro caso ocorre em solo no qual a influência das forças capilares no processo de infiltração de água é muito pequena em comparação as forças gravitacionais e, conseqüentemente, o estado transitório é muito curto e o estado permanente é rapidamente atingido. Para esse caso o BEST-slope e BEST-intercept podem falhar. No segundo caso, em que o estado estacionário não foi atingindo, também pode haver uma falha para os métodos BEST-slope e o BEST-intercept, pois o estado estacionário vai ser determinado erroneamente e, conseqüentemente, a sorvidade e a condutividade hidráulica saturada serão calculadas de forma equivocada. Diante disso, Lassabatere et al. (2019) recomendam o uso da combinação dos três métodos a partir da média para a análise dos dados experimentais e com isso usar o potencial de cada método. Segundo os autores, a média aritmética é utilizada quando os dados demonstram estar normalmente distribuídos, porém, se a distribuição dos dados for log-normal, a média utilizada deve ser a geométrica.

As propriedades hidráulicas dependem da estrutura do solo e devido a isso possuem grande variabilidade espacial e temporal (FRANÇA NETO et al., 2021). A variabilidade espacial e temporal no solo é um fenômeno natural que pode ser resultado de interações complexas entre clima, topografia, geologia, como também, um resultado das formas de uso do solo (AZADMARD et al., 2018; NIKODEM et al., 2021). As propriedades do solo variam em diferentes escalas espaciais devido sua heterogeneidade e anisotropia, podendo ocorrer em escalas grandes, médias, pequenas e microscópicas (ROSEMARY et al., 2017). Existem alguns estudos sobre a variabilidade espacial e temporal das propriedades hidráulicas do solo em escala de campo, a qual, muitas vezes, é justificada como o resultado da variabilidade da estrutura do solo (MARTINEZ & ZINCK, 2004; DE OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2014; GÜLSER et al., 2016; CASTELLINI et al., 2019; AUTERI et al., 2020), porém, poucos são os estudos sobre a variabilidade espacial da estrutura do solo em escala de poro e sua relação com as propriedades hidráulicas desse meio.

Os Semivariogramas são eficientes para a caracterização da continuidade espacial de uma estrutura, permitindo descrever a variabilidade espacial de um dado a partir de imagens (SILVEIRA et al., 2017). Essa técnica é bem consolidada em diferentes campos do sensoriamento

remoto (YUE et al., 2013), porém, é pouco usada em análises da variabilidade espacial da estrutura do solo em uma escala microscópica.

Diante da forte influência da estrutura do solo nos processos hidrodinâmicos, tanto em escala de campo, como em escala de poro, a Tomografia Computadorizada de Raios X de alta resolução (μ TC) vem se mostrando uma tecnologia viável, precisa e rápida para obtenção da estrutura tridimensional do solo. É uma técnica não destrutiva que vem sendo utilizada no estudo do espaço poroso do solo, principalmente para a quantificação do tamanho, formato, quantidade, conectividade, tortuosidade e dimensão fractal da rede de poros do solo (BORGES et al., 2019; BORGES et al., 2019; PIRES et al., 2019; HU et al., 2020). Segundo Rab et al. (2014), a determinação da macroporosidade por imagens tomográficas se mostrou mais eficiente que métodos tradicionais de determinação da retenção da água no solo. Segundo Pires et al. (2017), métodos baseados na análise de imagens, como a μ TC-RX, permitem uma caracterização direta da distribuição dos tamanhos dos poros do solo em alta resolução espacial, sendo possível a visualização e quantificação de poros conectados ou não. Essa tecnologia também foi utilizada por Zhaw et al. (2020) e Zhao et al. (2017) no estudo da rede de poro de agregados, que verificaram que a continuidade dos poros influencia o fluxo de água no solo e que uma pobre estrutura dessa rede afeta a quantidade de água disponível para o desenvolvimento de planta e microorganismos. Zhao et al. (2017), Ferreira et al. (2019) e Pires et al. (2019) verificaram que poros alongados podem ser um indicador de qualidade de solo.

As imagens tomográficas associadas a análise de variabilidade espacial por meio de semivariogramas pode ser um meio promissor para compreender melhor a relação entre a variabilidade da estrutura do solo com a propriedade hidráulicas em escala microscópica. Essas técnicas foram utilizadas juntas por Taina et al. (2013), Jefferies et al. (2014) e Caducci et al. (2014) no estudo do impacto de processos naturais ou uso do solo na estrutura do solo. Caducci et al. (2014), por exemplo, utilizaram semivariogramas de imagens tomográficas de alta resolução para analisar a anisotropia da configuração espacial da rede de poros em direções ortogonais. Winstone et al. (2019) verificaram o impacto de práticas de manejo na estrutura do solo, quantificando a heterogeneidade e anisotropia da estrutura interna de agregados por meio de semivariogramas de imagens tomográficas.

Diante da problemática da degradação/desertificação do solo no semiárido brasileiro, é muito importante o conhecimento do comportamento do solo sob ações antrópicas para compreender as

causas desse problema. Portanto, foram realizados ensaios de infiltração in situ utilizando a metodologia Beerkan, como também, foi utilizado o algoritmo BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer) para a obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo. Para a análise da estrutura do solo, foram utilizadas imagens tridimensionais de alta resolução obtidas por meio da Tomografia Computadorizada de Raios X, as quais foram utilizadas na obtenção da porosidade (intra-agregados e interagregados) e na análise morfométrica (tamanho, formato, inclinação) do vazios intra-agregados do solo. Além disso, as imagens tomográficas foram utilizadas na geração de semivariogramas utilizados no estudo da variabilidade espacial da rede de poros do solo.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Analisar a estrutura do solo de área de pastagem degradada e de caatinga preservada no semiárido pernambucano e sua relação com as mudanças no comportamento hidrodinâmico devido ao uso do solo.

1.1.2 Objetivos específicos

- Caracterizar as propriedades físicas do solo de caatinga preservada e de pastagem;
- Determinar as mudanças nas propriedades hidráulicas do solo de caatinga devido ao seu uso;
- Determinar as mudanças na estrutura da rede de poros do solo entre área preservada de caatinga e área de pastagem degradada;
- Identificar a variabilidade espacial da estrutura da rede de poros em escala de campo e em escala microscópica;
- Relacionar as mudanças da estrutura e sua variabilidade espacial com as mudanças das propriedades hidráulicas do solo.

2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 INTRODUÇÃO

O semiárido, com área de aproximadamente 982 mil km², ocupa cerca de 11% do território brasileiro (IBGE). Sua população de mais de 20 milhões de habitantes faz com que essa seja a região semiárida mais populosa do mundo (SILVA et al., 2011; DA SILVA et al., 2017). Seus ecossistemas são bastante frágeis, possuindo características que limitam a produção agrícola, como solos de baixa fertilidade e propícios a erosão, elevada taxa de decomposição de matéria orgânica, baixa precipitação média anual (500 – 800 mm) e esporádica, elevadas temperaturas médias anuais e alto potencial de evapotranspiração (>1500 mm/ano) SILVA et al., 2011; DA SILVA et al., 2017. A atividade agrossilvipastoril predomina na região, com a criação extensiva de bovinos e caprinos e o cultivo principalmente de palma, milho e feijão. A agricultura se caracteriza pelo elevado número de pastos, com a prática de queimadas e corte de árvores de forma descontrolada e com tempo de pousio menor que o necessário para melhorar as propriedades do solo (SILVA et al., 2011).

O desmatamento e a substituição da vegetação arbustiva e arbórea nativa da caatinga por outra cultivada, de porte e ciclos diferentes, como pastos herbáceos, é uma das causas do processo de desertificação no semiárido brasileiro (PEREZ-MARIN et al., 2013; VIEIRA et al., 2021). A remoção da cobertura vegetal do solo aumenta o carreamento de partículas finas e ativas do solo pela ação do vento ou da água, resultando na erosão do mesmo, sendo este o principal fator de degradação do solo no semiárido brasileiro (BARBOSA NETO et al., 2017; 2020). Segundo Bezerra et al. (2020), aproximadamente 34,05% do território de Pernambuco representa áreas potencialmente em degradação/desertificação, sendo 5% fortemente degradada e aproximadamente 30% degradada moderadamente. Ainda segundo os autores, essas áreas tendem a aumentar sua vulnerabilidade e diminuir a capacidade de resposta, especialmente em casos de eventos extremos, como se vem observando recentemente nessa região. Evento extremos de chuva, por exemplo, resulta em um maior escoamento superficial das águas e, conseqüentemente, na intensificação das

erosões (VAEZI et al., 2017). Os Luvisolos possuem alta susceptibilidade a erosão, sendo um dos tipos de solo mais afetado com a desertificação.

Os Luvisolos, com cerca de 107 mil km², ocupam aproximadamente 11% do solo do semiárido brasileiro. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 1999; 2006), os Luvisolos são solos pouco profundos, bem a imperfeitamente drenados, com argila de atividade alta e apresentam horizonte B textural imediatamente abaixo de um horizonte A fraco ou moderado. Há uma nítida diferença entre o horizonte A e B graças ao contraste de textura e/ou cor e/ou estrutura. O horizonte B apresenta cores avermelhadas, amareladas e menos frequentemente, brunadas (castanhas) ou acinzentadas. Já a estrutura nesse horizonte é usualmente em blocos, moderada ou fortemente desenvolvida, ou prismática composta de blocos angulares e subangulares.

Diante disso, estudos do comportamento do solo do semiárido brasileiro após fenômenos naturais e antrópicos são essenciais para tentar suprir as causas que provocam a degradação/desertificação desse meio. Nesse contexto, essa pesquisa tem como objetivo caracterizar a área de estudo, comparando propriedades do solo entre área preservada e degradada, como também, analisando o comportamento das propriedades do solo ao longo do tempo.

2.2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.2.1 Área de estudo

O estudo foi realizado em área de pastagem (P) e caatinga preservada (C) na Fazenda Lagoinha (7° 56' 50,4" S e 38° 23' 29" O, 450 m) e na Fazenda Buenos Aires (7° 58' 5,2" S e 38° 23' 2,62" O, 430 m), respectivamente, localizadas no município de Serra Talhada, dentro da bacia hidrográfica do rio Pajeú, inserida em sua totalidade no Estado de Pernambuco (Figura 1).

Segundo a classificação de Köppen, o clima predominante da região é o quente e semiárido com precipitação média anual de aproximadamente 642 mm, com concentração de chuvas de verão entre os meses de dezembro e março. O solo predominante na região é classificado como Luvisolo Crômico, com textura franco arenosa e franco-argilo-arenosa.

Figura 1 - Mapa de localização das áreas de estudo de pastagem e caatinga no município de Serra Talhada-PE.



(Autora, 2021)

A vegetação nativa da área da pastagem (18 ha) foi removida em 1974 para o cultivo de algodão, milho e feijão. A pastagem só foi introduzida na área em 1995, sendo duas espécies de gramíneas cultivadas: capim buffel (*Cenchrus ciliaris* L.) e o capim corrente (*Urochloa mosambicensis*). Durante a estação chuvosa, essa região é pastejada por caprinos e bovinos e na estação seca há uma alta exposição do solo devido à ausência de cobertura vegetal. O solo se assemelha as características morfológicas descritas por Oliveira (2007) para o solo do horizonte Bt (9-36 cm) no mesmo município classificado como Luvisolo Crômico órtico típico. Segundo os autores, esse solo possui cor bruno-avermelhado; textura franca; estrutura fraca média prismática composta de moderada pequena a média blocos angulares e subangulares; consistência muito dura, firme, plástico e pegajoso; poros comuns. O autor descreveu micromorfológicamente o solo como tendo um padrão de distribuição relacionada porfirico proximal; microestrutura com blocos angulares e subangulares fracamente desenvolvidos; poros classificados como canais, cavidades e poros aplanados.

A área da caatinga, com aproximadamente 270 ha, possui uma vegetação nativa que não sofreu alterações antrópicas significativas por um período de aproximadamente 30 anos. Porém, durante o período chuvoso a área é pastejada principalmente por ovinos e bovinos. A vegetação é composta por espécies caducifólias, predominando as espécies: angico (*Anadenanthera colubrina*),

baraúna (*Schinopsis brasiliensis*), catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), jurema-preta (*Mimosa tenuiflora*), mandacaru (*Cereus jamacaru*), marmeleiro (*Croton sonderianus*), pau-ferro (*Caesalpinia ferrea*) e pereiro (*Aspidosperma pyrifolium*). O solo se assemelha as características descritas por Oliveira (2007) para o solo do horizonte A (0-9 cm) no mesmo município classificado como Luvisolo Crômico órtico típico. Segundo o autor, esse solo possui cor bruno-escuro, bruno-amarelo-claro; textura franco-arenosa com cascalho; estrutura fraca pequena a média com blocos subangulares, com partes maciças moderadamente coesa; consistência dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; muitos poros. O autor descreveu micromorfologicamente o solo como tendo um padrão de distribuição relacionada porfirico com poucas e esparsas partes quitônico; microestrutura complexa, formada por grãos interligados e poros entre grãos; poros classificados como cavidades, vesículas e poros do empacotamento composto.

2.2.2 Precipitação

Os dados de precipitação total mensal foram obtidos utilizando o banco de dados da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). O posto utilizado foi o de Serra Talhada de código 13. O período dos dados analisado foi de janeiro de 2013 a dezembro de 2019, para o qual foram calculadas as precipitações totais mensais e anuais.

2.2.3 Granulometria

Amostras deformadas de solo foram coletadas próximo aos pontos experimentais para a determinação da granulometria do solo. Esse solo foi seco em local ventilado, destorreado e passado na peneira com malha de 2 mm. Para medir a umidade higroscópica do solo, amostras de 30,0 g, em três repetições, foram levadas para estufa à 105°C por 24 horas.

Foram realizados os ensaios de sedimentação e peneiramento segundo metodologia de EMBRAPA (2011). Em uma amostra de 70,0 g do solo estudado foi utilizado 125 mL de hexametáfosfato de sódio para a separação química dos aglomerados de partículas do solo. O ensaio de sedimentação foi realizado pelo método do densímetro. Ao final de todas as leituras, o solo foi lavado e colocado na estufa a 105°C por 24 horas. Após esse período, um conjunto de peneiras foi utilizado para a realização do ensaio de peneiramento. A fração retida em cada peneira foi pesada.

Com os dados obtidos com esse ensaio, foi possível determinar as porcentagens das frações de areia, silte e argila. A classificação do solo quanto a textura foi feita utilizando o triângulo textural.

2.2.4 Densidade do solo

Amostras indeformadas com dimensões de 5 cm de diâmetro e 5 cm de altura, coletadas com coletor de uhland, foram utilizadas para a determinação da densidade do solo (ρ_s). Para tal, as amostras foram secas em estufa a 105°C por 24 h e em seguida pesadas. A densidade do solo foi calculada pela relação entre massa da amostra de solo seca a 105°C e o volume da amostra (EMBRAPA, 2011).

2.2.5 Densidade de partículas

A densidade de partículas foi determinada a partir de amostras deformadas, onde foram pesados 20g de solo seco, em três repetições, que foram secas em estufa a 105°C por 12 h para a obtenção da umidade da amostra seca. Esse solo foi colocado em balão volumétrico de 50 mL, onde foi adicionado álcool etílico. O balão foi agitado para remoção de todas as bolhas de ar que se formaram e em seguida foi completado o volume do balão com álcool. O volume de álcool gasto foi anotado para cálculo da densidade de partícula segundo EMBRAPA (2011).

2.2.6 Porosidade

A porosidade do solo (ε) foi determinada a partir da Equação 2.1.

$$\varepsilon = \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \right) 100 \quad (2.1)$$

2.2.7 Umidade do solo

Amostras deformadas do solo foram coletadas e armazenadas em latas de alumínio, tampadas e vedadas com fita isolante. Essas amostras foram pesadas, secas em estufa a 105°C por 24h e em

seguida pesadas novamente. A diferença entre os pesos obtidos corresponde a massa de água presente na amostra. A umidade volumétrica inicial (θ_i) do solo foi determinada a partir da relação entre a massa de água pela massa de solo seco, multiplicada pela densidade do solo (ρ_s).

A umidade saturada (θ_s) foi determinada a partir do ensaio de infiltração segundo a Equação 2.2.

$$\theta_s = \omega_s \rho_s \quad (2.2)$$

onde ω_s é a umidade gravimétrica na condição saturada do solo. Foi considerado a massa específica da água igual a 1 g.cm⁻³.

2.2.8 Parâmetros de Forma

A distribuição do tamanho das partículas é determinada pelo ajuste dos dados experimentais aos da Equação 2.3 apresentada por Haverkamp & Parlange (1986):

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad (2.3)$$

$$\text{com } M = 1 - \frac{2}{N}$$

Na qual D é o diâmetro da partícula; D_g é o parâmetro de escala do tamanho das partículas; e M e N são os parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas.

O índice de forma do meio (P_m) pode ser estimado a partir de M e N usando a Equação 2.4 (ZATARÁIN et al., 2003):

$$P_m = \frac{MN}{1 + M} (1 + \kappa)^{-1} \quad (2.4)$$

onde k é o coeficiente definido pela Equação 2.5, proposta por Fuentes et al. (1998):

$$\kappa = \frac{2s - 1}{2s(1 - s)} \quad (2.5)$$

onde s é a dimensão fractal da média definida pela Equação 2.6, também proposta por Fuentes et al., 1998.

$$(1 - \varepsilon)^s + \varepsilon^{2-s} = 1 \quad (2.6)$$

Na qual ε é a porosidade do solo.

Os parâmetros de forma da curva de retenção (m , n) são determinados a partir dos valores de P_m considerando a raiz positiva da Equação 2.4 para m (Equação 2.7) e considerando a equação de Burdine (Equação 2.8) para determinar n .

$$m = \frac{1}{P_m} \left(\sqrt{1 + P_m^2} - 1 \right) \quad (2.7)$$

$$n = \frac{2}{1 - m} \quad (2.8)$$

O parametro de forma η foi estimado a partir do modelo de capilaridade (Haverkamp et al., 1998) segundo Equação 2.9.

$$\eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + p \quad (2.9)$$

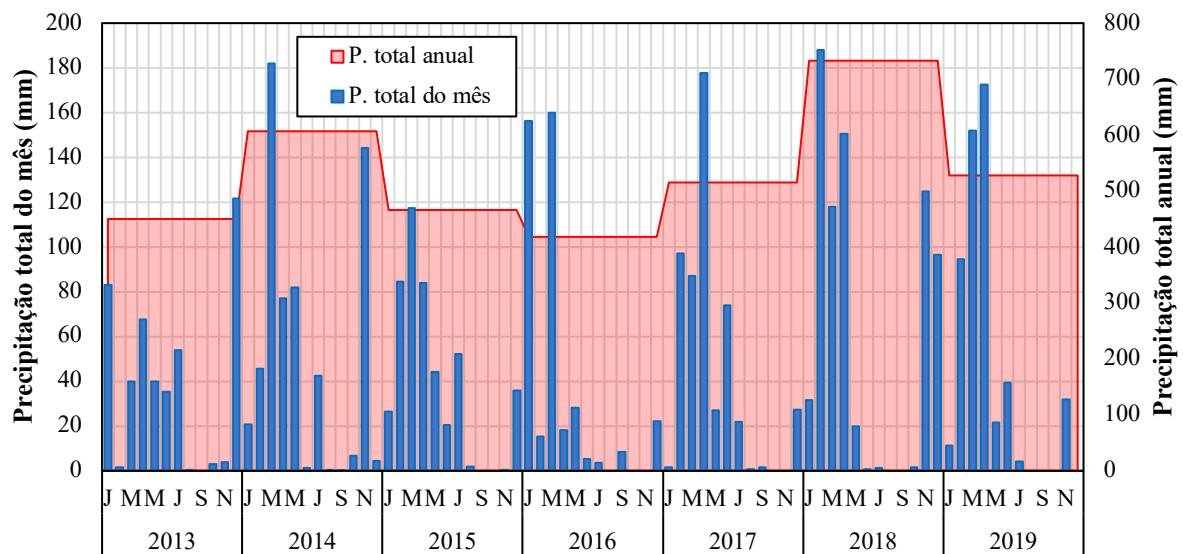
na qual λ é o produto de m , n , e p é um parâmetro de tortuosidade que depende do modelo de capilaridade. A tortuosidade p depende do tipo de solo, porém, $p=0$ (CHILDS & COLLIS-GEORGE, 1950), $p=0,5$ (MUALEM, 1976), $p=1$ (BURDINE, 1953), ou $p=1,33$ (MILLINGTON AND QUIRK, 1961). Nesse estudo foi adotado o valor para p proposto por Burdine.

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A precipitação total anual no período de 2013 a 2019 variou entre 440-734 mm (Figura 2). No ano de 2018, com precipitação total anual de aproximadamente 734 mm, houve um acréscimo de mais de 40% em relação aos três anos anteriores. Além disso, as chuvas no ano de 2018 foram maiores que a média anual da região que é de 642 mm. Diante disso, no intuito de análise temporal dos dados, os primeiros testes e as primeiras amostragens foram realizados no período entre agosto-setembro de 2016 e novos testes e amostragens foram realizados em novembro-dezembro de 2018.

Foi verificado que em 2016 e 2018 a estação úmida começou em janeiro e terminou em maio. Em 2016, esse período úmido correspondeu a aproximadamente 91% da precipitação anual e em 2018 ele correspondeu a aproximadamente 69%. Além disso, foram observadas chuvas em novembro e dezembro de 2018, que corresponderam a aproximadamente 30% da chuva anual. Esses resultados corroboram os demonstrados por De Alcântara et al. (2021).

Figura 2 - Precipitações total mensais e anuais coletados no posto pluviométrico de código 13 localizado no município de Serra Talhada – PE.



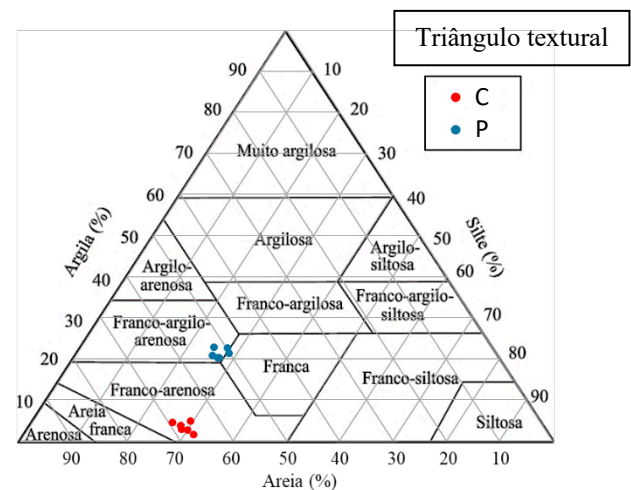
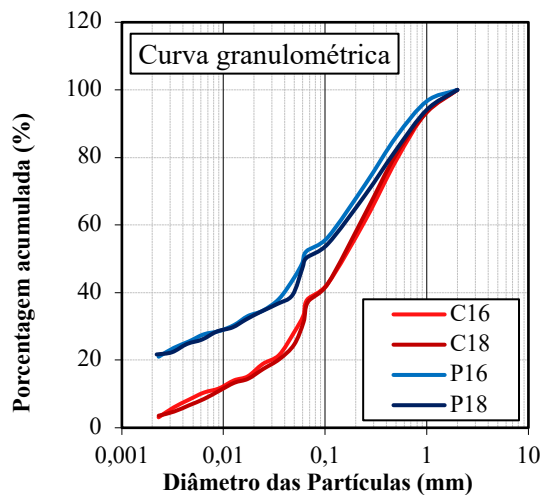
(Autora, 2021)

O solo da área de pastagem (P16 e P18) apresentou uma maior quantidade de finos que o solo da área de caatinga preservada (C16 e C18) (Tabela 1). Em relação a textura, o solo em C foi classificado como franco-arenoso e em P como franco-argilo-arenoso.

Na Tabela 1 foram apresentadas a densidade do solo, a densidade de partículas e a porosidade total dos solos estudados. Os valores obtidos estão de acordo com autores que trabalharam com o mesmo tipo de solo, como por exemplo, Silva et al. (2011), que definiram alguns parâmetros como densidade do solo de 1,48 g/cm³ para solo com vegetação natural e variando entre 1,58 – 1,60 g/cm³ para solos degradados em seus estudos com Luvisolo Crômico em Sobral, Ceará. Os autores ainda verificaram densidade de partícula de 2,52 g/cm³ para solo com vegetação natural e variando entre 2,49 – 2,50 g/cm³ para solos degradados. Além disso, a porosidade total verificada pelos autores foi de 42,5% para solo com vegetação natural e variando entre 39,2 – 41,4% em solos degradados. Oliveira et al. (2009) também encontraram valores semelhantes para densidade de solo, densidade de partícula e porosidade total para Luvisolo Crômico em diferentes áreas do sertão nordestino.

Tabela 1 - Propriedades físicas da camada superficial (0-20 cm) de solo com vegetação natural (C) e com pastagem (P) no município de Serra Talhada, Pernambuco.

Ano	Área	Granulometria			Classificação textural	ρ_s (g.cm ⁻³)	ρ_p (g.cm ⁻³)	ε (%)
		Argila	Silte	Areia				
		(g.kg ⁻¹)						
2016	C	31	301	668	Franco-arenosa	1,45 (±0,043)	2,52 (±0.050)	42,46
	P	210	277	513	Franco-argilo-arenosa	1,57 (±0,032)	2,58 (±0.004)	39,39
2018	C	36	277	687	Franco-arenosa	1,37 (±0,022)	2,51 (±0.049)	45,38
	P	217	254	529	Franco-argilo-arenosa	1,46 (±0,052)	2,57 (±0.004)	42,97



ρ_s : densidade do solo, ρ_p : densidade de partículas, ε : porosidade total, C: Caatinga, P: Pasto (Autora, 2021).

Em ambas as áreas estudadas, foi verificado que a densidade do solo diminuiu em 2018 e, conseqüentemente, a porosidade total aumentou. Esse comportamento pode ser resultado do desenvolvimento das atividades biológicas no meio.

Na Tabela 2 foram apresentados os valores de umidade inicial e saturada das áreas estudadas. A umidade inicial foi maior na área de pastagem e não foi verificada uma diferença em seus valores entre o período de 2016 - 2018. A umidade saturada em 2016 está de acordo com os valores apresentados por Guarracino (2007), que encontrou valores para solo franco-arenoso igual a $0,41 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ e para solo franco-argilo-arenoso igual a $0,39 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Visto que o solo de pastagem permanece mais úmido por um período maior, o intemperismo químico dos materiais primários nessa área é mais intenso e, conseqüentemente, a formação de argila in situ é maior, podendo também justificar uma maior concentração de argila nessa área.

Tabela 2 - Umidade inicial (θ_i), umidade saturada (θ_s) e parâmetros de forma de van Genuchten (n , m , η) da camada superficial (0-20 cm) de solo com vegetação natural de caatinga (C) e com pastagem (P) no município de Serra Talhada, Pernambuco.

Ano	Área	θ_i ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	θ_s ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	Parâmetros de forma - van Genuchten		
				n	m	η
2016	C	0,01 ($\pm 0,001$)	0,42 ($\pm 0,016$)	2,25	0,11	10,93
	P	0,03 ($\pm 0,004$)	0,39 ($\pm 0,013$)	2,15	0,07	16,15
2018	C	0,01 ($\pm 0,001$)	0,45 ($\pm 0,030$)	2,27	0,12	10,50
	P	0,03 ($\pm 0,005$)	0,43 ($\pm 0,019$)	2,14	0,07	16,94

(Autora, 2021)

Em C, os valores de n e m foram maiores que em P (Tabela 2). Por outro lado, η foi menor em C. Esse comportamento está relacionado com a concentração de argila e areia no solo, visto que solos mais argilosos possuem valores maiores de n e menores de η (Misasny & McBratney, 2007). Os valores obtidos para os parâmetros de forma estão de acordo com a literatura. Misasny & McBratney (2007) apresentaram n igual a $2,27 (\pm 0,039)$ para solo franco-arenoso e igual a $2,17 (\pm 0,035)$ para solo franco-argilo-arenoso. Os autores ainda determinaram η igual a $10,49 (\pm 1,081)$ e $14,54 (\pm 2,289)$ para os mesmos solos, respectivamente. Segundo Ghanbarian-Alavijeh et al. (2010), o valor de m pode variar entre $0,11 - 0,73$ para solo franco-arenoso e entre $0,06 - 0,46$ para solo franco-argilo-arenoso.

2.4 CONCLUSÕES

O presente estudo analisou mudanças nas propriedades físicas do solo do semiárido brasileiro devido ao seu uso. Esse estudo é muito importante para compreender as causas da problemática da degradação/ desertificação nesse meio e, com isso, buscar soluções para mitigar ou evitar esses danos.

Comparando uma área preservada de caatinga com uma área degradada de pastagem, foram verificadas diferenças nas propriedades físicas do solo. Na pastagem foi observada uma maior concentração de finos, uma maior densidade do solo, maior umidade inicial e maior parâmetro η de van Genuchten. Além disso, foi observada uma menor porosidade do solo e maior parâmetro n de van Genuchten nessa área. Essas diferenças podem afetar o comportamento hidrodinâmico do solo, reduzindo o fluxo e armazenamento de água na pastagem que, consequentemente, resulta em um maior volume e velocidade do escoamento superficial das águas das chuvas e em erosões. Diante disso, o uso do solo de forma inadequada pelo homem são fatores que vem mudando as características do solo no semiárido e, consequentemente, vem contribuindo para a degradação desse meio.

Ao longo do tempo foram verificadas pequenas mudanças nas propriedades físicas do solo, como por exemplo, uma redução da densidade do solo e aumento da porosidade na pastagem, porém, não foram mudanças significativas, mostrando apenas a dinâmica natural do solo devido a fatores internos e externos. Diante disso, se faz necessário estudos mais longos para verificar as diferenças nas propriedades ao longo do tempo.

3 BEST APLICADO NA CARACTERIZAÇÃO DO COMPORTAMENTO HIDRODINÂMICO DE SOLO DE PASTAGEM DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO.

3.1 INTRODUÇÃO

As ações antrópicas na região semiárida brasileira, como por exemplo a prática de queimadas e corte de árvores de forma descontrolada, o elevado número de pastos e o uso indevido do solo, são fatores de degradação/ desertificação desse meio (PEREZ-MARIN et al., 2013; NETO et al., 2017; 2020; VIEIRA et al., 2021). Essas ações contribuem para mudanças no comportamento hidrodinâmico do solo, causando redução na capacidade de infiltração e armazenamento de água e nutrientes essenciais para a recuperação da vegetação nativa de caatinga e do solo (LIPIEC et al., 2009; LEITE et al., 2018; DI PRIMA et al., 2018; ALAGNA et al., 2019).

O uso do solo para a pastagem, em particular, gera um aumento de densidade e redução da porosidade do solo devido ao processo de compactação. A compactação do solo afeta negativamente a dinâmica da água no ciclo hidrológico, aumentando o volume e a velocidade do escoamento superficial, que, devido a exposição direta do solo, causa erosão (ALAOUI et al., 2018; LOZANO-BAEZ et al., 2018; STEWART et al., 2020).

Um dos maiores desafios atuais é compreender os impactos gerados pelo o uso do solo no seu comportamento hidrodinâmico e como isso vem contribuindo para a degradação/desertificação do solo no semiárido brasileiro. Nesse contexto, segundo Castellini et al. (2016), o efeito do uso do solo nas propriedades hidráulicas pode ser avaliado por meio da análise conjunta dos parâmetros físicos e estruturais do solo e por meio das curvas de retenção de água e de condutividade hidráulica. O método BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer*), desenvolvido por Lassabatere et al. (2006), permite a estimativa das curvas de retenção e condutividade hidráulica do solo com base em experimento simples de infiltração realizado *in situ* (Beerkan), proposto por BRAUD et al. (2005).

Yilmaz et al. (2010) e Bagarello et al. (2014b) introduziram novas versões ao algoritmo BEST (intercept e steady, respectivamente), para uma melhor determinação da condutividade

hidráulica saturada. Os três métodos do BEST (*slope, intercept e steady*) apresentam resultados similares em condições ideais, ou seja, quando a taxa de infiltração reduz com o tempo no estado transitório e depois permanece constante no estado permanente. Porém, quando não há precisão na descrição do estado transitório ou quando não se atinge o estado permanente, os métodos do BEST se comportam de forma distinta (GONZALEZ-SOSA et al., 2010; XU et al., 2012; DI PRIMA et al., 2010, 2016, 2018; LASSABATERE et al., 2019).

O BEST possibilita uma caracterização mais completa do comportamento hidrodinâmico do solo, podendo ser um bom substituto da determinação de propriedades hidráulicas em laboratório (BOUARAFA et al., 2019). Devido a sua eficiência, essa técnica vem se mostrando bastante importante para os estudos nas áreas de ciência do solo, agricultura e meio ambiente (ANGULO-JARAMILLO et al., 2019). Diante disso, esse estudo teve como objetivo determinar as mudanças no comportamento hidrodinâmico do solo do semiárido devido ao seu uso para pastagem, como também ao longo do tempo, utilizando os métodos BEST.

3.2 MATERIAIS E MÉTODOS

3.2.1 Método de Infiltração Beerkan

Para realização do método de infiltração de Beerkan foi utilizado um infiltrômetro de anel simples com diâmetro de 12,60 cm. Foi removida uma camada superficial de solo de 6,5 cm de espessura para diminuir o efeito da matéria orgânica no ensaio. Além disso, as raízes de plantas sobressalentes foram cortadas. O cilindro foi posicionado na superfície do solo e cravado aproximadamente 1 cm para evitar perdas laterais de água (Figura 3). Um volume fixo de água de 100 mL foi depositado dentro do cilindro no tempo $t=0$, e o tempo de infiltração desse volume de água começou a ser medido. Quando o primeiro volume de água infiltrou completamente, um segundo volume foi depositado no cilindro, sempre medindo o tempo acumulado de infiltração de cada lâmina d'água. O processo foi repetido por uma série variando entre 18-21 volumes de água depositados.

Figura 3 - Ensaio de infiltração in situ utilizando infiltrômetro de anel simples de 12,60 cm de diâmetro e volumes fixos de 100 mL de água.



(Autora, 2021)

Antes do ensaio ser realizado, amostras deformadas do solo foram coletadas para determinação da umidade inicial do solo θ_0 . Após finalizado o ensaio, foram coletadas amostras deformadas de solo para a determinação da umidade final do solo θ_f ; amostras indeformadas de solo para determinação de densidade ρ_s ; densidade de partículas ρ_p ; e amostra deformada de solo para determinação da curva granulométrica. A granulometria, densidade do solo, e umidade inicial do solo foram homogêneos na escala de campo (Tabela 1 e Tabela 2), consequentemente, foi utilizada a média desses parâmetros para todos os processamentos do BEST. A partir da curva granulométrica foram determinados os parâmetros de forma n , η e m .

Os ensaios foram realizados em quatro repetições na camada superficial do solo (0-20 cm) de cada área de estudo e em dois períodos diferentes. Os primeiros ensaios foram realizados em agosto-setembro de 2016 na caatinga (C16) e na pastagem (P16). Visto que, em 2018 houve um acréscimo de mais de 40% na precipitação total anual em relação aos 3 anos anteriores, foram realizados novos ensaios tanto na pastagem (P18) como na caatinga (C18) em novembro-dezembro de 2018 para análise temporal dos dados. No total, foram realizados 16 ensaios de infiltração.

3.2.2 Teoria do algoritmo BEST

As propriedades hidrodinâmicas do solo, ou seja, as curvas de retenção da água no solo, $\theta(h)$, e de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, foram determinadas pelo método Beerkan (SOUZA et al.,

2008; LASSABATÉRE et al., 2006). Nesse método, os parâmetros dessas curvas são estimados considerando a textura e estrutura do solo.

Esse método vale-se de propriedades estáticas e dinâmicas do solo, como a curva de distribuição dos tamanhos das partículas e a curva de infiltração da água no solo, respectivamente, para obter os parâmetros de forma (m , n , η) e de escala (θ_s , K_s e h_g).

No método Beerkan, $\theta(h)$ e $K(\theta)$ foram descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964) (Equações 3.1 e 3.2):

$$\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^m \quad (3.1)$$

com $m = 1 - \frac{2}{n}$ (Burdine, 1953) e

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

Sendo θ a umidade volumétrica [$L^3.L^{-3}$]; θ_s a umidade volumétrica saturada [$L^3.L^{-3}$]; h o potencial matricial [L]; h_g um valor crítico de h a partir do qual ocorre a dessaturação, conhecido como potencial de entrada de ar [L]; n e m são parâmetros de forma; K_s a condutividade hidráulica saturada do solo [$L.T^{-1}$] e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

Essas funções contêm cinco parâmetros desconhecidos: dois de forma (m , n ou η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s , h_g). Os parâmetros de forma dependem principalmente da textura (HAVERKAMP et al., 1998), enquanto os parâmetros de normalização resultam da estrutura dos solos. Os parâmetros de forma e normalização foram obtidos usando o algoritmo BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments) proposto por Lassabatère et al. (2006).

3.2.2.1 Parâmetros hidrodinâmicos (K_s , h_g e S)

A umidade residual por ser muito pequena é considerada igual a zero. A umidade volumétrica saturada θ_s é estimado a partir da umidade gravimétrica saturada ω_s [M.M⁻¹] e da densidade ρ_s [M.L⁻³] do solo, segundo Equação 3.3:

$$\theta_s = \omega_s \rho_s \quad (3.3)$$

Para ensaios de infiltração com fonte circular de água a potencial zero, sobre superfície do solo uniforme e com umidade gravimétrica inicial uniforme, Haverkamp et al. (1994) propõem as Equações 3.4 e 3.5 para cálculo da infiltração acumulada tridimensional $I(t)$ e a taxa de infiltração $q(t)$, respectivamente, para o regime de fluxo transitório e as Equações 3.6 e 3.7 para a determinação dos mesmos parâmetros para regime de fluxo permanente.

$$I(t) = St^{1/2} + (AS^2 + BK_s)t \quad (3.4)$$

$$q(t) = \frac{S}{2t^{1/2}} + (AS^2 + BK_s) \quad (3.5)$$

$$I_{+\infty}(t) = (AS^2 + BK_s)t + C \frac{S^2}{K_s} \quad (3.6)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = AS^2 + K_s \quad (3.7)$$

A, B e C são constantes definidas como (HAVERKAMP et al., 1994):

$$A = \frac{\gamma}{r(\theta_s - \theta_0)} \quad (3.8)$$

$$B = \frac{2 - \beta}{3} \left(1 - \frac{K_0}{K_s} \right) + \frac{K_0}{K_s} \quad (3.9)$$

$$C = \frac{1}{2(1 - \beta) \left(1 - \frac{K_0}{K_s} \right)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (3.10)$$

Sendo $\gamma \approx 0,75$ e $\beta \approx 0,6$. r é o raio do infiltrômetro.

Para a determinação da condutividade hidráulica (K_s) e a sorvidade (S) [$L.T^{-1/2}$], diferentes algoritmos do BEST (slope, intercept e steady) foram desenvolvidos, os quais diferem entre si pela forma com que os dados experimentais são ajustados com a Equação 3.4.

3.2.2.2 BEST-slope (BS)

O BEST-slope é o algoritmo desenvolvido por Lassabatere et al. (2006), que estima a sorvidade (S) ajustando os valores dos dados experimentais das infiltrações acumuladas ou taxa de infiltração nas equações do regime de fluxo transitório proposta por Havekamp et al. (1994). Para tal, é feita a substituição da condutividade hidráulica (K_s) das Equações 3.4 e 3.5 pela função da sorvidade (S) e pela taxa de infiltração no regime estacionário ou permanente (q_∞), por meio da Equação 3.11, resultando na Equação 3.12:

$$K_s = q^{exp} - AS^2 \quad (3.11)$$

$$I(t) = St^{1/2} + [A(1 - B)S^2 + Bq^{exp}]t \quad (3.12)$$

onde q^{exp} é calculado por regressão linear dos últimos pontos descritos como em condição de estado permanente no gráfico $I \times t$ e que correspondem a inclinação da curva da regressão. A Equação 3.12 é ajustada aos dados experimentais para o cálculo de S .

Esse ajuste é obtido pela minimização da clássica função objeto, dado pelas Equação 3.13:

$$f_I(S, K_s, k) = \sum_{i=1}^k [I^{exp}(t_i) - I(t_i)]^2 \quad (3.13)$$

onde $I^{exp}(t_i)$ é a infiltração acumulada medida experimentalmente [L], $I(t_i)$ é a infiltração calculada pela Equação 3.12, k a quantidade de pontos considerados no regime transitório.

Uma vez a sorvidade calculada, K_s é determinado pela Equação 3.11.

Como o modelo de infiltração é válido apenas para o estado transitório, o ajuste pode não ser válido para valores altos de k . Portanto, o BEST ajusta os dados para um valor mínimo de cinco

pontos a um valor máximo de N_{tot} , representando o conjunto de dados. Para cada subconjunto contendo os primeiros k pontos, correspondentes a uma duração igual a t_k , são calculados S e K_s . O tempo máximo em que o estado transiente pode ser considerado é determinado pela Equação 3.14:

$$t_{\max} = \frac{1}{4(1-B)^2} \left(\frac{S}{K_s} \right)^2 \quad (3.14)$$

$(S/K_s)^2$ é o tempo de gravidade definido por Philip (1969).

Então, é feita uma comparação entre t_k e $t_{\max}$, onde os valores de S e K_s são apenas considerados se t_k for menor que $t_{\max}$. Entre todos os valores de S e K_s que cumpriram tal condição, os valores de S e K_s correspondente ao maior k , chamado de k_{slep} , são mantidos, uma vez que são considerados mais precisos.

Com a obtenção de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido, para qualquer algoritmo, pela Equação 3.15 (LASSABATERE et al., 2006):

$$h_g = - \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] K_s} \quad (3.15)$$

c_p é dependente apenas dos parâmetros de forma n , m e η (Equação 3.16):

$$c_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \left[\frac{\Gamma \left(n\eta + \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma \left(m\eta + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(m\eta + m)} \right] \quad (3.16)$$

Γ é a função Gama clássica.

3.2.2.3 BEST-intercept (BI)

Segundo Yilmaz et al. (2010), o algoritmo BEST-slope pode conduzir a valores errados de K_s , principalmente quando $q_{+\infty} \approx AS^2$ ou quando $q_{+\infty} < AS^2$, conduzindo a um $K_s \leq 0$, sendo inapropriado o uso da Equação 16 na sua determinação.

Diante disso, Yilmaz et al., (2010) desenvolveu um algoritmo chamado BEST-intercept, que usa a interseção da expansão assíntota (Equação 3.17) na Equação 3.6 para a restrição entre S e K_s .

$$I_{+\infty}: b_s^{exp} = C \frac{S^2}{K_s} \quad (3.17)$$

b_s^{exp} é calculado por análise de regressão linear dos dados descritos em condição de estado permanente na curva de infiltração acumulada. Da Equação 3.17, é determinado o K_s , segundo Equação 3.18.

$$K_s = C \frac{S^2}{b_s^{exp}} \quad (3.18)$$

Esse procedimento conduz ao uso de operadores de divisão ao invés de operadores de subtração, evitando valores negativos de K_s .

Combinando a Equação 3.4 e 3.18 gera a relação de ajuste para o estado transitório nos dados experimentais de infiltração acumulada, segundo Equação 3.19.

$$I(t) = St^{1/2} + \left(AS^2 + BC \frac{S^2}{b_s^{exp}} \right) t \quad (3.19)$$

Essa equação é utilizada na determinação de S pelo mesmo processo descrito no BEST-slope, incluso a avaliação da variabilidade no tempo do modelo de infiltração transitório por meio de t_{max} . O K_s é cálculo a partir de S utilizando a Equação 3.18.

3.2.2.4 BEST-steady (BSt)

Bagarello et al. (2014b) desenvolveram o algoritmo do BEST-steady, que faz uso dos outros dois algoritmos, intercept (b_s^{exp}) e slope (q^{exp}), na linha reta do ajuste dos dados em estado permanente na curva de infiltração acumulada. Combinando as Equações 3.11 com a Equação 3.18, tem-se a Equação 3.20.

$$q^{exp} = AS^2 + C \frac{S^2}{b_s^{exp}} \quad (3.20)$$

S é determinada pela Equação 3.21:

$$S = \sqrt{\frac{q^{exp}}{A + \frac{C}{b_s^{exp}}}} \quad (3.21)$$

e K_s pode ser determinado utilizando a Equação 15 ou 22, ou pela Equação 3.22.

$$K_s = \frac{Cq^{exp}}{Ab_s^{exp} + C} \quad (3.22)$$

3.2.2.5 Escalas características

Em um processo tridimensional de infiltração, a geometria da fonte de água, a capilaridade e a gravidade são os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo. Esses fatores são caracterizados pelas escalas de comprimento capilar, λ_c [L] (Equação 3.23) (WHITE & SULLY, 1987), e o raio característico dos poros hidraulicamente ativos, λ_m [L] (Equação 3.24) (PHILIP, 1987).

$$\lambda_c = \frac{\delta S^2}{(\theta_s - \theta_0)K_s} \quad (3.23)$$

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_a g \lambda_c} \quad (3.24)$$

Na qual σ é a tensão superficial da água ($0,072 \text{ N m}^{-1}$); ρ_a é a massa específica da água (10^3 Kg m^{-3}); g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$); δ é um parâmetro de forma da difusividade ($1/2 \leq \delta \leq \pi/4$), que, segundo White & Sully (1987), pode ser considerado igual a 0,55.

A concentração de poros hidraulicamente ativos, C_{λ_m} com um determinado raio característico (λ_m) é calculada pela lei de Poiseuille para fluxo em um tubo capilar (Equação 3.25).

$$C_{\lambda_m} = \frac{8\mu K}{\rho_a g \pi \lambda_m^4} \quad (3.25)$$

Na qual μ é a viscosidade dinâmica da água ($0,00089 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$).

3.2.3 Análise Estatística

Para a análise da normalidade dos parâmetros foi utilizado o teste de Shapiro-Wilk e gráficos de Qui-quadrado. No teste de Shapiro-Wilk foi adotado nível de significância maior que 5% ($P > 0.05$) para distribuição normal. No Qui-quadrado a normalidade dos dados é representada pelo alinhamento dos dados a uma reta. O teste não paramétrico de Sperman foi utilizado para análise da correlação entre os parâmetros hidráulicos do solo.

3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

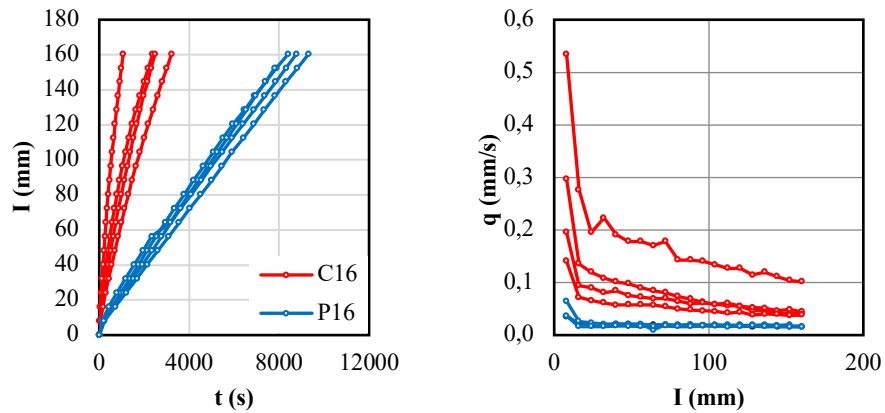
3.3.1 Processo de Infiltração

Tanto a curva de infiltração acumulada (I vs. t), como a curva de taxa de infiltração (q vs. I) mostraram que, para as duas áreas, o processo de infiltração foi consistente com a teoria (**Error! Reference source not found.**). Em particular, as curvas de infiltração acumulada apresentaram uma concavidade voltada para baixo e as taxas de infiltração diminuíram com o tempo. A quase linearidade da curva acumulada de infiltração indica que o estado estacionário do processo de infiltração ocorreu logo no começo do ensaio. Diante disso, P atingiu o estado estacionário mais rápido que C.

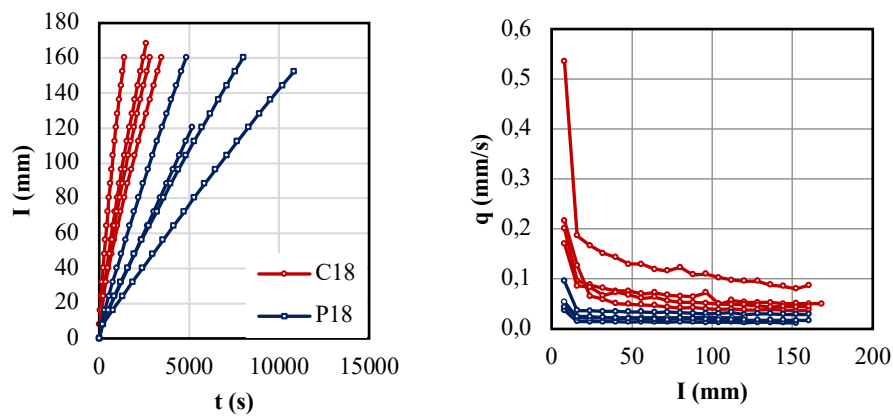
As taxas de infiltração foram maiores em C nos dois períodos analisados. Em 2016, C apresentou uma maior variabilidade espacial na infiltração que P. Em 2018, verificou-se um aumento da variabilidade espacial da infiltração em P.

Para as duas áreas estudadas, a média do tempo de infiltração de cada volume de água adicionado aumenta ao longo do ensaio (Figura 4 a-b). P apresentou Δt maior que C, confirmando que o aumento da densidade do solo da pastagem reduz a capacidade de infiltração de água LOZANO-BAEZ et al., 2018; STEWART et al., 2020).

Figura 4 - Infiltração acumulada no tempo (I vs. t) e taxa de infiltração (q vs. I) em C e P nos anos de 2016 (a) e 2018 (b) (o tamanho da amostra é N=4 para cada área de estudo).



(a)

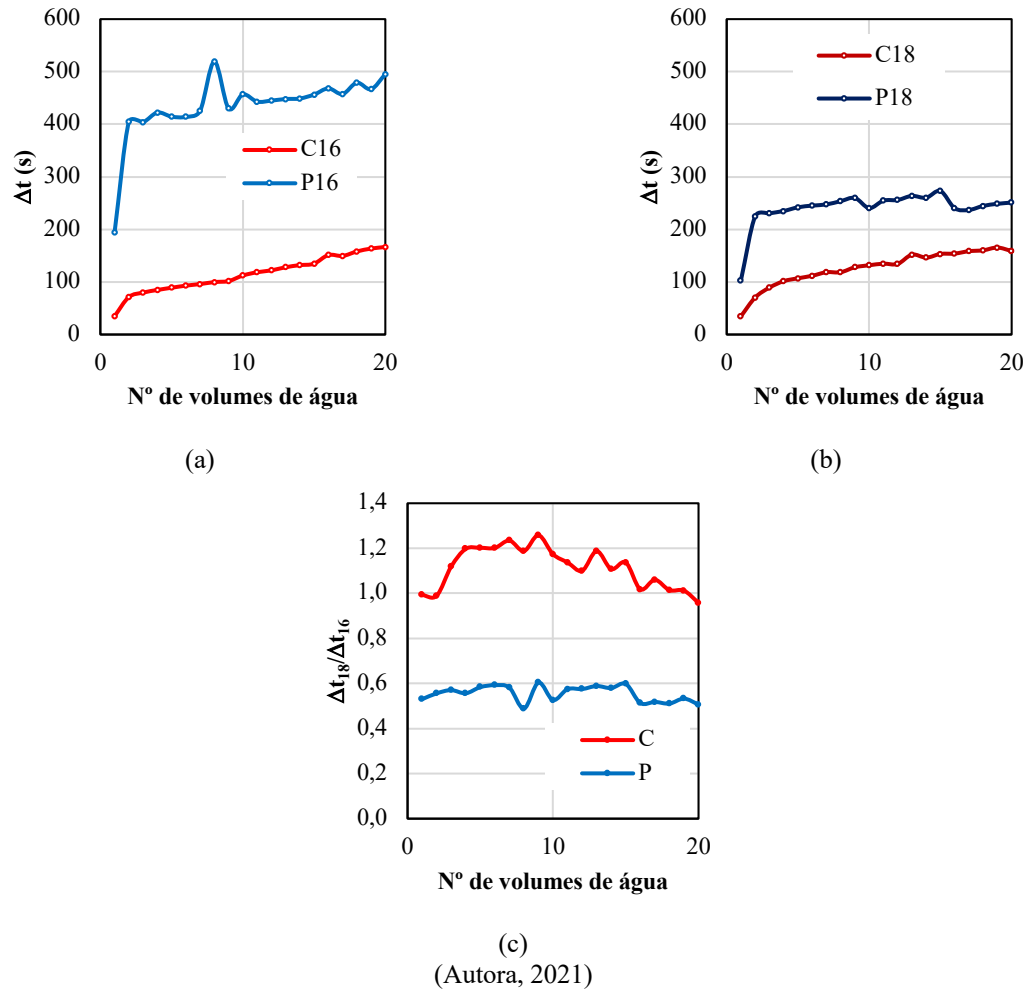


(b)

(Autora, 2021)

Na análise temporal, verificou-se que em P18 houve uma diminuição do tempo de infiltração de cada volume de água depositado ($\Delta t_{18}/\Delta t_{16} \cong 0,6$) (Figura 5 c), resultado da redução da densidade do solo e aumento da porosidade (Tabela 1). Por outro lado, em C18 foi verificada um pequeno aumento no tempo de infiltração ($\Delta t_{18}/\Delta t_{16} \cong 1,2$), mesmo sendo observada também uma redução de densidade e um aumento de porosidade nessa área. Esse comportamento em C pode estar relacionado a mudanças estruturais na rede de poros, como tamanho dos vazios, formato, inclinação, tortuosidade, continuidade e conectividade (BORGES et al., 2019; BORGES et al., 2019; HU et al., 2020)

Figura 5 - Média do tempo de infiltração (Δt) para cada volume de água depositado em C e P nos anos de 2016 (a) e 2018 (b) (cada ponto no gráfico representa a média de Δt dos 4 pontos analisados em cada área de estudo). Variação do tempo de infiltração entre os dois anos estudados (c).



3.3.2 Métodos BEST

Na Tabela 3 e na Figura 6 foram apresentados respectivamente os níveis de significâncias de Shapiro-Wilk e os gráficos de Qui-quadrado para cada variável obtida nos diferentes métodos do BEST. Os parâmetros h_g e S são normalmente distribuídos, porém, K_s , λ_m e C_{λ_m} não apresentaram tal comportamento. Foi, portanto, verificada a lei log-normal para esses três últimos parâmetros, os quais foram condizentes com o proposto. Diante desse comportamento dos parâmetros analisados, K_s , λ_m e C_{λ_m} foram representados em função da média geométrica dos três métodos BEST, e h_g e S foram representados em função da média aritmética (LEE et al. 1985; SHAWÄRZEL et al., 2011; DI PRIMA et al., 2018).

Tabela 3 - Teste de normalidade Shapiro-Wilk para os valores estimados dos parâmetros hidrodinâmicos pelos dois métodos do BEST (nível de significância de 0,05).

Parâmetro	Método	Normal Sig	Log-normal Sig
K_s	BS	0,034	0,971
	BI	0,007	0,280
	BSt	0,073	0,799
S	BS	0,069	0,121
	BI	0,087	0,161
	BSt	0,112	0,225
h_g	BS	0,055	0,103
	BI	0,897	0,236
	BSt	0,864	0,109
λ_m	BS	0,003	0,120
	BI	0,000	0,184
	BSt	0,000	0,088
$C_{\lambda m}$	BS	0,000	0,110
	BI	0,000	0,345
	BSt	0,000	0,188

K_s : condutividade hidráulica saturada; S: sorvidade; h_g : parâmetro de escala relacionado com o comprimento capilar; λ_m : raio do poro hidráulicamente ativo; $C_{\lambda m}$: densidade do poro hidráulicamente ativo. (Autora, 2021).

Os três métodos do BEST apresentaram valores próximo a média (Figura 7), com sutis diferenças em seus comportamentos, destacando-se S como o parâmetro de melhores ajustes e λ_m e $C_{\lambda m}$ como os parâmetros com os piores ajustes. O método que apresentou melhores ajustes com a média foi o BI e seu comportamento foi semelhante ao método BSt e oposto ao método BS. Essa similaridade de comportamento também foi verificada por Lassabatere et al. (2019)

Foi verificado um comportamento oposto entre C e P, pois, os parâmetros em C que apresentaram valores maiores que a média, foram menores que a média em P. Uma exceção verificada foi do K_s no método BSt, que apresentou valores menores que a média nas duas áreas.

A aproximação dos valores com a média justifica o uso da média geométrica e aritmética dos parâmetros, como mencionado anteriormente.

Figura 6 - Q-quadrado representado os ajustes dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos a partir dos três métodos BEST (BS: slope; BI: intercept; BSst: steady) a lei da distribuição normal.

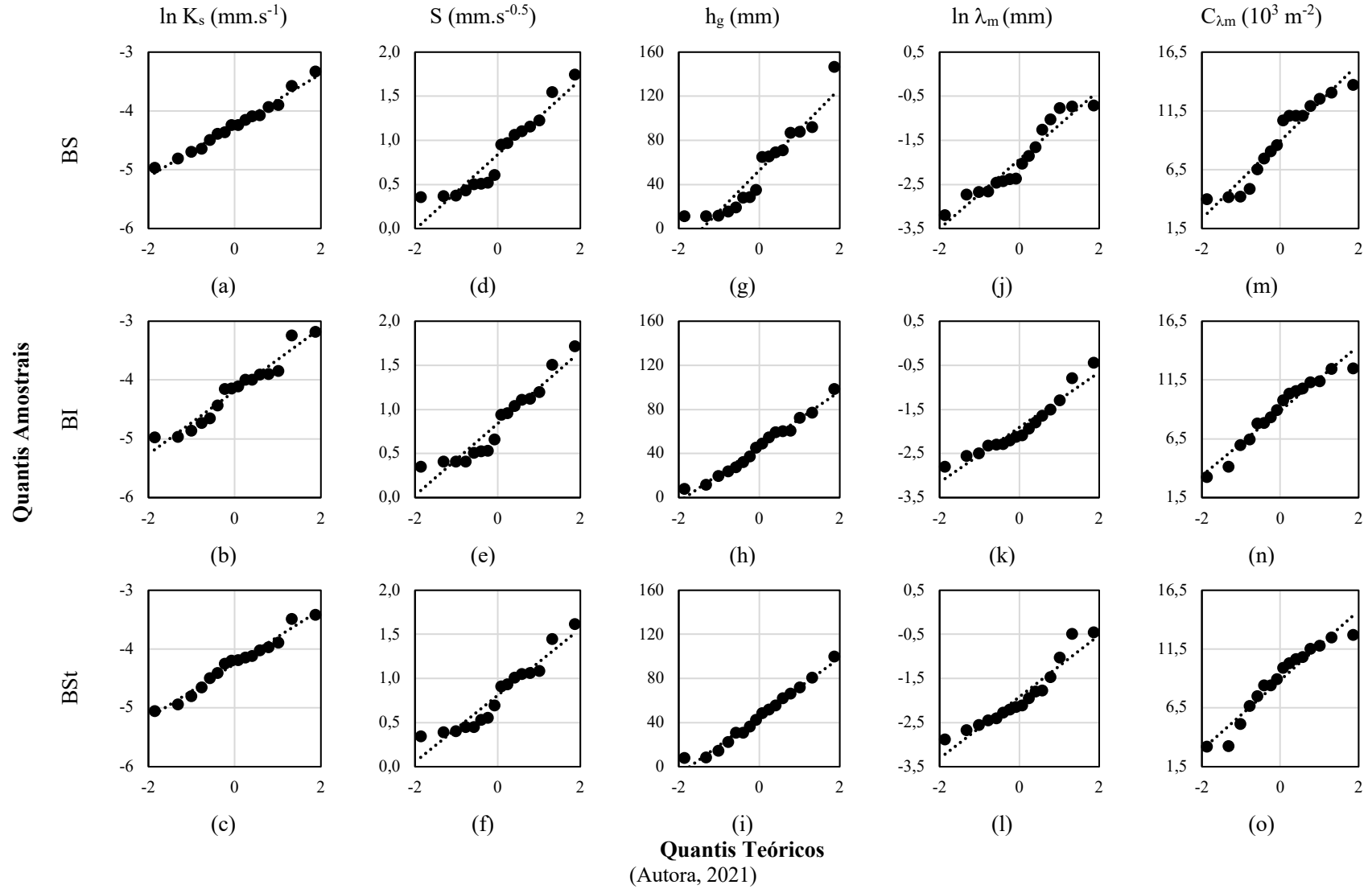
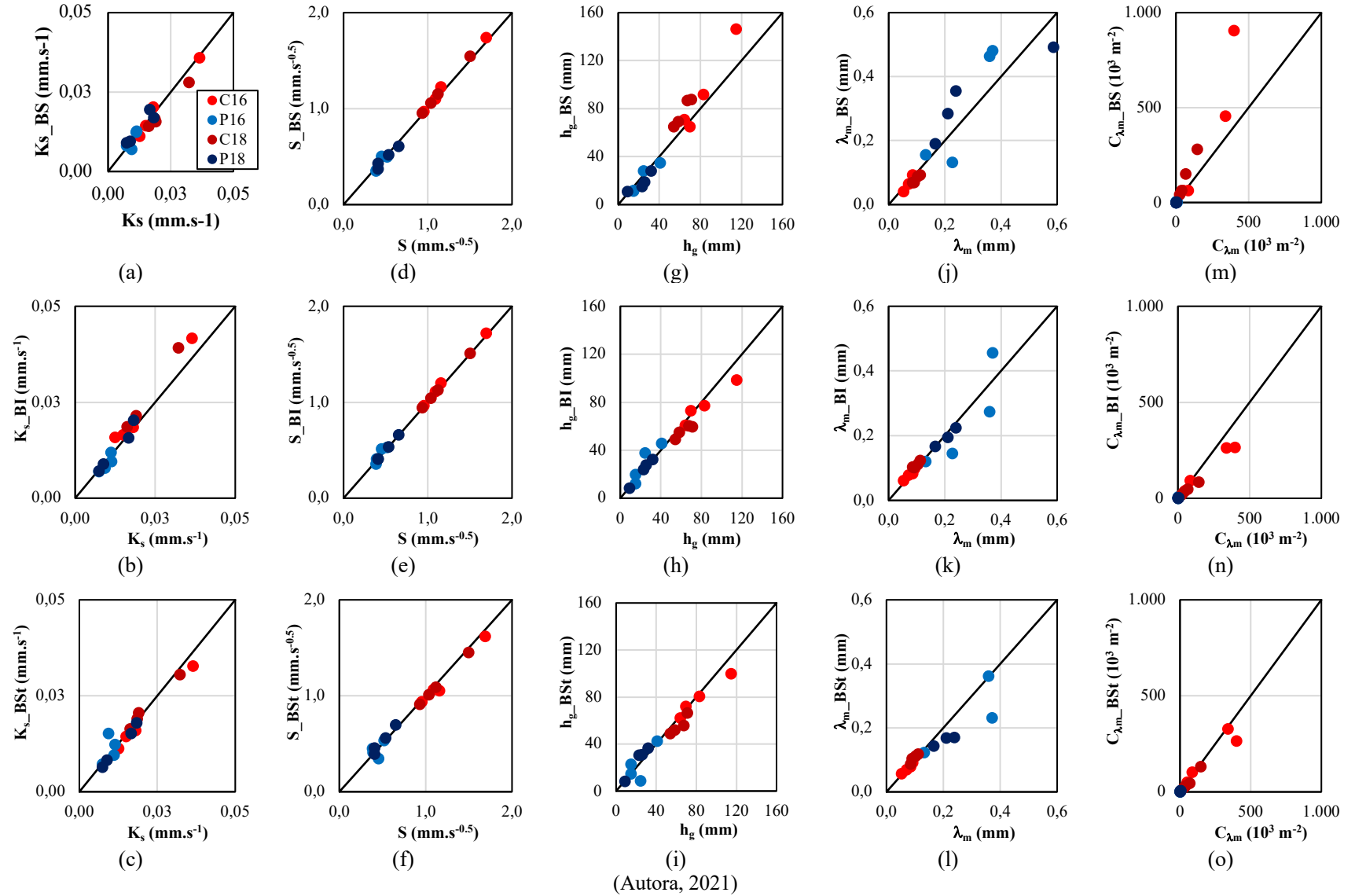


Figura 7 - Estimativa dos parâmetros para os três métodos do BEST versus a média dos três parâmetros. Sendo, K_s = condutividade hidráulica, h_g = parâmetro de escala relacionando ao comprimento capilar, S = sorvidade, λ_m = raio característico dos poros hidráulicamente ativos, BS = BEST-Slope, BI = BEST-intercept, e BSt = BEST-steady.



3.3.3 Parâmetros hidráulicos

Na Tabela 4 foi apresentada a estatística básica dos parâmetros hidráulicos e os resultados do teste de Kruskal-Wallis. Foi observada por meio do teste de Kuskal-Wallis diferença estatisticamente significativa ($p < 0,05$) entre C e P sobre todos os parâmetros analisados. Porém, não foi verificada diferença significativa quando comprado os dois períodos analisados.

Tabela 4 - Estatística básica dos parâmetros hidráulicos do solo C e P em dois períodos (2016 e 2018) e de todos os dados para cada área (Total – C, P), resultados do teste de Krukal-Wallis para comparação dos parâmetros entre as áreas (C x P) e entre os períodos (C16 x C18; P16 x P18).

		Total						Kruskal - Wallis					
		C16	P16	C18	P18	C	P	C x P		C16 x C18		P16 x P18	
								χ^2	p	χ^2	p	χ^2	p
K_s													
(mm.s ⁻¹)	média	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	6,893	0,009	0,750	0,386	0,333	0,564
	máx	0,04	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02						
	mín	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01						
	CV(%)	49,44	20,42	30,74	47,56	37,63	33,25						
S													
(mm.s ^{-0.5})	média	1,22	0,44	1,15	0,50	1,19	0,47	11,294	0,001	0,333	0,564	1,333	0,248
	máx	1,69	0,52	1,50	0,65	1,69	0,65						
	mín	0,96	0,35	0,93	0,39	0,93	0,35						
	CV(%)	26,38	14,41	21,53	23,30	22,71	19,94						
h_g													
(mm)	média	83,17	24,04	62,93	22,63	73,05	23,34	11,294	0,001	2,083	0,149	0,000	1,000
	máx	114,99	40,90	71,51	32,28	114,99	40,90						
	mín	62,58	10,56	54,24	9,14	54,24	9,14						
	CV(%)	27,21	50,30	12,49	43,15	26,08	43,72						
λ_m													
(mm)	média	0,07	0,25	0,10	0,26	0,08	0,26	11,294	0,001	3,000	0,083	0,000	1,000
	máx	0,09	0,37	0,11	0,59	0,11	0,59						
	mín	0,05	0,13	0,08	0,17	0,05	0,13						
	CV(%)	25,31	51,40	12,26	59,90	18,32	51,08						
C_{λm}													
(10 ³ m ⁻²)	média	154,41	0,57	55,55	0,57	92,61	0,57	11,294	0,001	2,083	0,149	0,000	1,000
	máx	398,43	5,69	144,20	2,74	398,43	5,69						
	mín	50,18	0,14	25,00	0,04	25,00	0,04						
	CV(%)	136,22	439,15	87,74	694,35	100,12	427,70						

χ²: qui-quadrado da comparação por pairwise; p: p-valor com nível de significância de 0,05. K_s: condutividade hidráulica saturada; S: sorvidade; h_g: parâmetro de escala relacionado com o comprimento capilar; λ_m: raio do poro hidraulicamente ativo; C_{λm}: densidade do poro hidraulicamente ativo. (Autora, 2021)

Comparando C e P, a caatinga apresentou maiores valores de todos os parâmetros, exceto λ_m . O menor valor de sorvidade em P está relacionando com a maior quantidade de finos presentes nesse solo, uma vez que, solos com essa característica tem uma maior capacidade de armazenamento de água por um tempo maior, ou seja, maior umidade do solo (Philip, 1969; Angulo-Jaramillo et al., 2016).

A redução no valor de h_g está relacionada com a perda de continuidades dos poros em P, resultando em uma redução na quantidade de poros por metro quadrado ($C_{\lambda m}$). Segundo Castellini et al. (2016), mudanças na estrutura do solo devido ao seu uso podem influenciar nos valores de h_g . A compactação do solo pelo pisoteio animal, juntamente como o acúmulo de finos, podem ser agentes de vedação dos poros que, segundo Lavrnić et al. (2020), também justificaria esse comportamento de h_g .

Segundo critério proposto por Warrick & Nielsen (1980), as propriedades hidráulicas de ambas as áreas estudadas apresentaram variabilidade moderada ($12\% < CV < 60\%$), exceto $C_{\lambda m}$ que apresentou alta variabilidade ($CV > 60\%$). P apresentou menor variabilidade espacial de K_s , S e maior variabilidade de h_g , λ_m e $C_{\lambda m}$ quando comparado com C. Na análise temporal, foi verificada uma redução na variabilidade espacial de todas as propriedades hidráulicas em C. Por outro lado, o comportamento foi o oposto em P, uma vez que, a variabilidade espacial das propriedades aumentou em 2018, exceto h_g que diminuiu. Segundo Shawärzel et al. (2011), uma grande variabilidade na condutividade hidráulica próximo a saturação indica uma maior variabilidade na macroporosidade ($h < 4$ cm) comparado com a variabilidade na mesoporosidade.

Na Tabela 5 foi apresentada a matriz de correlação dos parâmetros hidráulicos. Foi verificado uma forte correlação entre a condutividade hidráulica saturada e a sorvidade.

Tabela 5 - Matriz de correlação de Spearman dos parâmetros hidráulicos dos solos em C e P.

	K_s	S	h_g	λ_m	$C_{\lambda m}$
K_s	1				
S	0,703**	1			
h_g	0,509*	0,956**	1		
λ_m	-0,497	-0,947**	-0,997**	1	
$C_{\lambda m}$	0,509*	0,956**	1,000**	-0,997**	1

*Nível de significância de 0,05; **Nível de significância de 0,01; K_s : condutividade hidráulica saturada; S: sorvidade; h_g : parâmetro de escala relacionado com o comprimento capilar; λ_m : raio do poro hidraulicamente ativo; $C_{\lambda m}$: densidade do poro hidraulicamente ativo. (Autora, 2021)

O comportamento do raio dos poros hidraulicamente ativos (λ_m) contradiz Souza et al 2014, uma vez que, esse parâmetro apresentou correlação negativa com a condutividade saturada e a sorvidade (Tabela 5). Diante disso, analisar separadamente as escalas características não implica em uma boa caracterização do comportamento hidrodinâmico dos solos estudados, visto que a continuidade e a densidade de vazios hidraulicamente ativos foram parâmetros mais importantes para tal análise. Além disso, a correlação fortíssima entre as escalas características e a sorvidade representa uma forte relação desses parâmetros com as forças capilares.

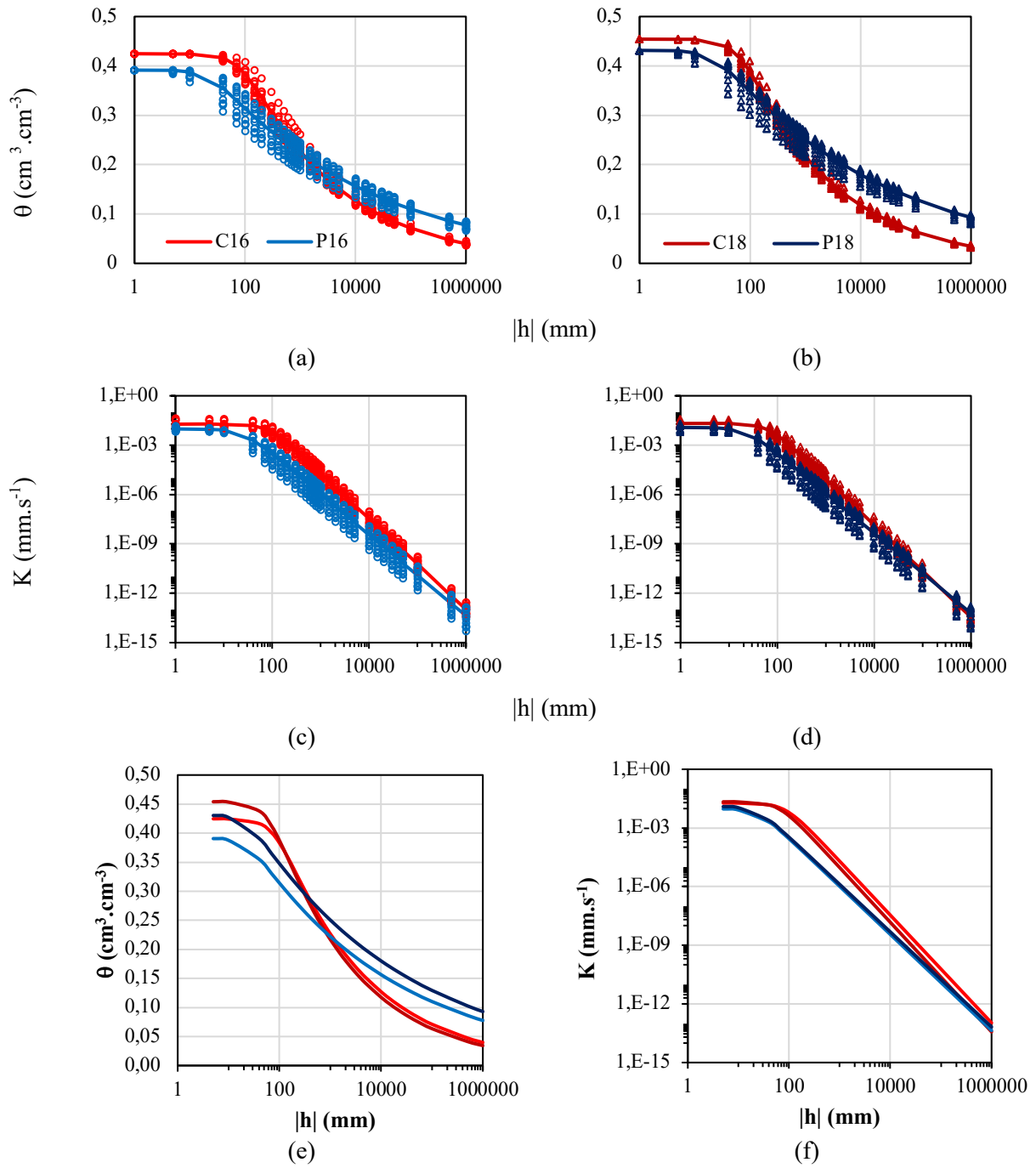
3.3.4 Curvas de retenção e condutividade hidráulica

As curvas de retenção $\theta(h)$ e de condutividade hidráulica $K(h)$ foram apresentadas na Figura 8 a-f. As curvas de retenção e condutividade hidráulica demonstraram uma redução na quantidade de água disponível para as plantas (Figura 8 a-b) e uma redução na condutividade hidráulica (Figura 8 c-d) em P, mostrando um comportamento característico de solo compactado (DE OLIVEIRA et al., 2015; CHAVES et al., 2017; SUÁREZ et al., 2021). Segundo Castellini et al (2020), as umidades próximas a saturação diminuem com o aumento da densidade do solo, como foi encontrado em P. Além disso, foi observada uma variabilidade dos dados um pouco maior em P (Figura 8 a-d), resultado da maior variabilidade de h_g nessa área.

Ao comparar os dois períodos analisados (2016 e 2018), mesmo havendo redução da densidade do solo, foi verificado um comportamento diferente da curva de retenção para as duas áreas de estudo. O comportamento dessa curva em C demonstrou um aumento na macroporosidade e uma redução muito pequena de poros menores. Por outro lado, em P foi verificado um aumento de umidade durante todo o processo de umedecimento do solo devido ao aumento da porosidade. Diante disso, foi verificado uma redução do nível de compactação do solo da pastagem (BONETTI et al., 2019), porém, não atingiu o nível de qualidade do solo de vegetação nativa.

Segundo Tuffour & Bonsu (2014) e Bonetti et al. (2019) a redução da capacidade de infiltração do solo juntamente com eventos de alta precipitação resultam em um aumento de erosão do solo, principal causa da degradação/desertificação dos solos nas áreas estudadas.

Figura 8 - Curvas de retenção e condutividade hidráulica para C e P nos períodos de 2016 e 2018: a, b, e. curvas de retenção $\theta(h)$; c, d, f. curvas de condutividade hidráulica $K(h)$.



(Autora, 2021)

3.4 CONCLUSÕES

Essa pesquisa propôs o uso do método de infiltração Beerkan juntamente com os três métodos do BEST (slope, intercept e steady) no estudo do comportamento hidrodinâmico de solo do semiárido brasileiro sob ações antrópicas. Os três métodos do BEST demonstraram resultados similares e eficientes na determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do solo.

Os menores valores dos parâmetros hidráulicos K_s , S e h_g na pastagem demonstraram que o uso do solo resultou em mudanças no seu comportamento hidrodinâmico, com redução da capacidade de infiltração e retenção de água no solo. O comportamento das curvas de retenção e condutividade hidráulica demonstraram uma compactação no solo de pastagem, com redução da macroporosidade e aumento da microporosidade. Essa compactação gerou uma mudança na estrutura do solo, com a redução da densidade e comprimento dos poros hidraulicamente ativos, resultando na perda da capacidade de infiltração de água no solo.

A redução da capacidade de infiltração de água no solo e da quantidade de água disponível dificultam o desenvolvimento de plantas e organismos essenciais para a recuperação de solos degradados, como também, aumentam o volume e velocidade do escoamento superficial das águas das chuvas provocando erosões, sendo isto uma das principais causas da degradação/desertificação do solo no semiárido brasileiro.

4 MUDANÇAS ESTRUTURAIS EM SOLO DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO E SUA RELAÇÃO COM MUDANÇAS NAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS.

4.1 INTRODUÇÃO

A compactação do solo em áreas de pastagem devido ao pisoteio animal reflete em mudanças nas propriedades física do solo, como aumento da densidade, perda na estabilidade dos agregados, redução de porosidade e mudanças na distribuição dos tamanhos dos poros (PULIDO et al., 2018; BENEVENUTE et al., 2020). Essas mudanças estão associadas a mudanças morfológicas da rede de poros que afetam a circulação e o armazenamento de ar, água e nutrientes essenciais para o desenvolvimento de plantas e organismos (PIRES et al., 2019).

A redução na capacidade de infiltração de água em um solo compactado resulta em um aumentando no volume e na velocidade do escoamento superficial, que, devido a exposição direta do solo, causa erosão (ALAOUI et al., 2018; LOZANO-BAEZ et al., 2018; STEWART et al., 2020). A erosão do solo é um dos principais fatores da degradação/desertificação do solo do semiárido brasileiro, onde, segundo Bezerra et al. (2020), aproximadamente 34% do território de Pernambuco representa áreas susceptíveis a essa problemática. Diante disso, um dos maiores desafios atuais é compreender os impactos gerados na estrutura do solo devido ao seu uso e como isso vem contribuindo para mudanças nas propriedades hidrodinâmicas do solo e, consequentemente, na degradação/desertificação do solo no semiárido brasileiro.

Uma técnica promissora para caracterização da estrutura do solo em escala de poro é a Tomografia Computadorizada de Raios X de alta resolução (μ TC-RX), pois é uma técnica rápida e não destrutiva que possibilita uma análise tridimensional (3D) do espaço poroso do solo. Essa técnica vem permitindo estudos da porosidade, densidade e umidade do solo (GARBOU et al., 2013; BERALDO et al., 2014); dinâmica da água no solo (ELLIOT et al., 2010; BECKERS et al., 2014a-b); compactação e modificação da estrutura do solo resultantes dos diferentes sistemas de uso e manejo (PAGLIAI et al., 2004; TAINA et al., 2013; PIRES et al., 2017). Segundo Rab et al. (2014), a determinação da macroporosidade por imagens tomográficas vem se mostrando mais

eficiente que métodos tradicionais de determinação da retenção da água no solo. Segundo Pires et al. (2017), métodos baseados na análise de imagens, como a μ TC-RX, permitem uma caracterização direta da distribuição dos tamanhos dos poros do solo em alta resolução espacial, sendo possível a visualização e a quantificação de poros conectados ou não.

Diante da capacidade que a Tomografia Computadorizada de Raios X vem mostrando em analisar a morfometria da rede de poros do solo, principalmente na quantificação do tamanho, formato, quantidade, conectividade, tortuosidade e dimensão fractal da rede de poros do solo (BORGES et al., 2019; BORGES et al., 2019; PIRES et al., 2019; HU et al., 2020), esse estudo tem como objetivo utilizar essa técnica para: 1. Descrever as mudanças na estrutura do solo do semiárido brasileiro devido ao seu uso e ao longo do tempo; 2. Determinar a relação dessas mudanças com o comportamento hidrodinâmico do solo.

4.2 MATERIAIS E MÉTODOS

4.2.1 Coleta de amostras

No total, foram coletadas 32 amostras indeformadas de solo de forma manual e em tubos de PVC ($\phi=7.5$ cm e $h=7.5$ cm), as quais foram utilizadas para geração de imagens tomográficas. Dessas amostras, 16 foram coletadas nos mesmos pontos onde foram realizados os ensaios de infiltração e as outras 16 amostras foram coletadas próximas ao local dos ensaios de infiltração (distância máxima de aproximadamente 3,00 m). Todas as amostras foram secas em estufa a 40°C até a estabilidade de seu peso, garantindo a evaporação da água do solo.

4.2.2 Tomografia Computadorizada de Raios-X

4.2.2.1 Aquisição e Reconstrução de Imagens

A aquisição de imagens tomográficas foi realizada utilizando o tomógrafo de alta resolução modelo NIKON XT H 225 ST (Nikon Metrology, NV), do Laboratório de Tomografia Computadorizada de Raios X localizado no DEN/UFPE. Foram utilizados como parâmetros de aquisição de imagens tomográficas: tensão de 150kV, corrente 160-200 μ A. A resolução espacial

das imagens foram de 50 μm (50 x 50 μm^2). Além disso, foi utilizado filtro de cobre com espessura 0,5 mm para minimizar artefatos do tipo feixe de endurecimento (*beam hardening*).

As imagens foram reconstruídas em um subvolume de interesse de 840 x 840 x 840 voxels utilizando o software CTPro 3D XT 3.0.3 (Nikon Metrology NV). A resolução espacial foi mantida em 50 μm (50 x 50 x 50 μm^3). O software VGStudio MAX 2.2 (Volume Graphics, Heidelberg, Alemanha) foi utilizado para converter as imagens de solo para a escala de Hounsfield, como também, para aplicação de filtro de Gauss para a minimizar ruídos nas imagens.

4.2.2.2 Segmentação de Imagens

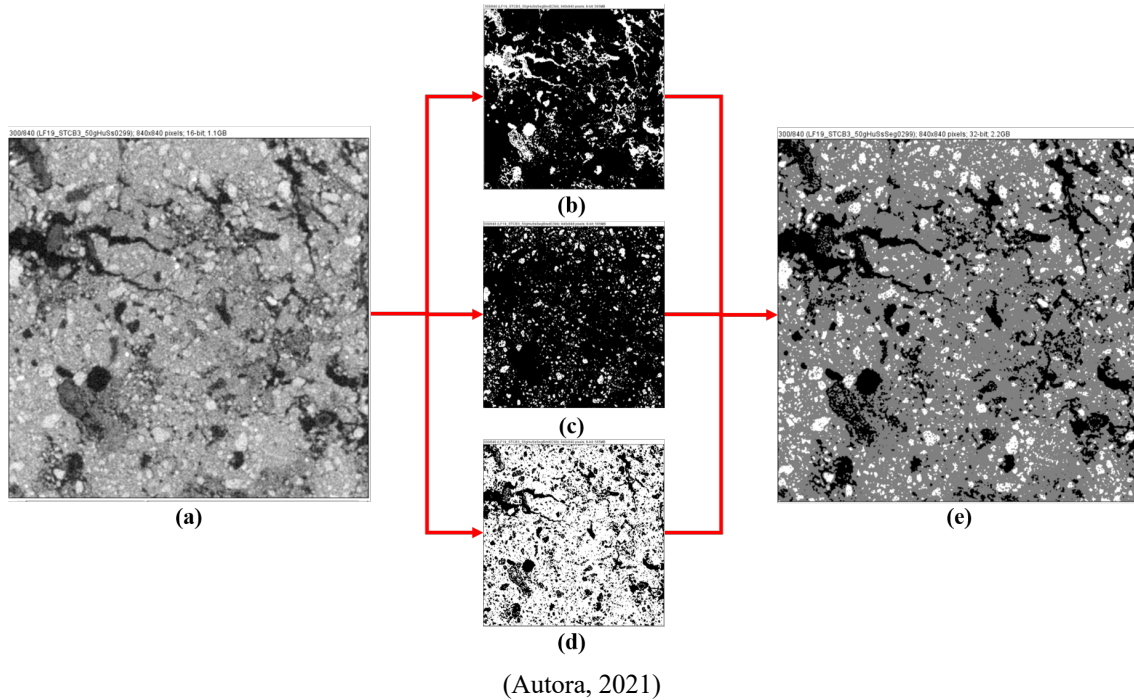
A segmentação de imagens consiste em distinguir as diferentes fases de interesse dentro de uma imagem. É um processo empírico, adaptativo e complexo que tenta traduzir para o computador um processo sofisticado realizado pela visão humana. É uma etapa bastante crítica e importante para se garantir a qualidade das análises posteriores.

Neste estudo foi realizada uma segmentação trifásica para identificação dos vazios, matriz do solo e fragmentos de rocha segundo metodologia adotada por Costa et al. (2016 a-b) e Costa et al. (2018), na qual foram realizadas duas etapas: identificação das fases dos voxels puros e identificação das fases dos voxels mistos (Figura 9).

A identificação dos voxel puros teve como objetivo a localização dos voxels de valores semelhantes a uma vizinhança, os quais representam predominantemente uma única fase do solo. As imagens dos voxels puros que foram geradas com essa ferramenta forneceu histogramas multimodais, nos quais cada curva gaussiana representou as fases em que esses voxels estão inseridos.

Os voxels mistos são aqueles que apresentam características de mais de uma fase, possuindo grande variabilidade quando comparado com seu entorno. Para localizá-los e determinar a fase em que eles possuem maior probabilidade de estarem inserido foram utilizados quatro métodos: *Clamping*, *Laplacian Filter*, *Edge Detection* e *Seeded Region Growing* (JEFFERIES et al., 2014).

Figura 9 - Processo de segmentação de imagens: a. imagem em escala de cinza; b. segmentação dos vazios; c. segmentação dos fragmentos de rocha; d. segmentação da matriz do solo; e. imagem trifásica (preto=vazios, cinza=matriz do solo, branco=fragmentos de rocha).



4.2.2.3 Análise de Imagens

A imagem segmentada e binarizada dos vazios foi utilizada para a determinação da quantidade, tamanho, formato e inclinação dos vazios. O volume do vazio (mm^3) foi calculado pela multiplicação do seu volume em voxel pela resolução espacial ($50 \times 50 \times 50 \mu\text{m}^3$). A porosidade encontrada ou o total de vazios (T.V) (%) foi determinado a partir da relação entre o volume total de vazios pelo volume de solo reconstruído ($840 \times 840 \times 840$). Ressalta-se que a porosidade total encontrada corresponde àquela cujos poros são maiores que a resolução das imagens, ou seja, $50 \mu\text{m}$. Vazios como mais de cem mil (100000) voxels foram considerados como vazios interagregados, enquanto os vazios intra-agregados foram aqueles com uma quantidade de voxel inferior àquela.

Os vazios intra-agregados foram classificados de acordo com o tamanho, formato e inclinação. Em relação aos tamanhos, os vazios intra-agregados foram classificados de acordo com seu volume em microvazios, mesovazios e macrovazios e subclassificados em muito fino (vf), fino (f), médio (md), grosso (c) e muito grosso (vc) (Tabela 6) (PASSONI et al., 2015).

Tabela 6 - Classificação dos tamanhos dos vazios segundo Passoni et al. (2015).

Classificação	Volume (mm ³)
< vcMicro	$\leq 1.598 \times 10^{-5}$
vcMicro	$1.598 \times 10^{-5} - 1.278 \times 10^{-4}$
vfMeso	$1.278 \times 10^{-4} - 1.023 \times 10^{-3}$
fMeso	$1.023 \times 10^{-3} - 8.181 \times 10^{-3}$
mdMeso	$8.181 \times 10^{-3} - 6.545 \times 10^{-2}$
cMeso	$6.545 \times 10^{-2} - 5.230 \times 10^{-1}$
vcMeso	$5.230 \times 10^{-1} - 4.189 \times 10^0$
vfMacro	$4.189 \times 10^0 - 3.351 \times 10^1$
> vfMacro	$> 3.351 \times 10^1$

Em relação ao formato, os vazios intra-agregados foram classificados em equant (Eq), prolato (Pr), oblate (Ob) e triaxial (Tr). Essa classificação foi feita de acordo com Zingg (1935) e adaptada por Bullock et al. (1985). Para tal, foram utilizados os três eixos de um elipsóides circunscrito em cada vazio.

A inclinação foi determinada e classificada segundo Taina et al. (2013) em horizontal (H) (75-105°), inclinado-horizontal (IH) (60-75° e 105-120°), inclinado (I) (30-60° e 120-150°), inclinado-vertical (IV) (15-30° e 150-165°); vertical (V) (0-15° e 165-180°).

A imagem segmentada da matriz em escala de cinza, por meio de seu histograma, foi utilizada para determinação da radiodensidade da matriz do solo (Rd.matriz) (HU).

4.2.2.4 Análise Estatística

Na análise estatística foi utilizado o método não-paramétrico de Kruskal-Wallis (post-hoc Pairwise) para verificar diferenças significativas entre os parâmetros obtidos das duas áreas de estudo, P e C, como também, para testar se houve alguma mudança na estrutura do solo entre os dois períodos analisados (P16-P18 e C16-C18). Para tal, foram utilizadas as 32 amostras.

Na análise da correlação entre os parâmetros da estrutura do solo, obtidos como as imagens tomográficas, com os parâmetros hidráulicos obtidos pelo método BEST foi utilizado o método não-paramétrico de Spearman. Para tal, foram utilizadas as 16 amostras que foram retiradas nos mesmos pontos onde foram executados os ensaios de infiltração.

Análise de Componentes Principais (PCA), técnica de análise multivariada, foi realizada para o estudo das inter-relações entre as variáveis referentes à estrutura do solo e às propriedades hidráulicas.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Análise da estrutura do solo

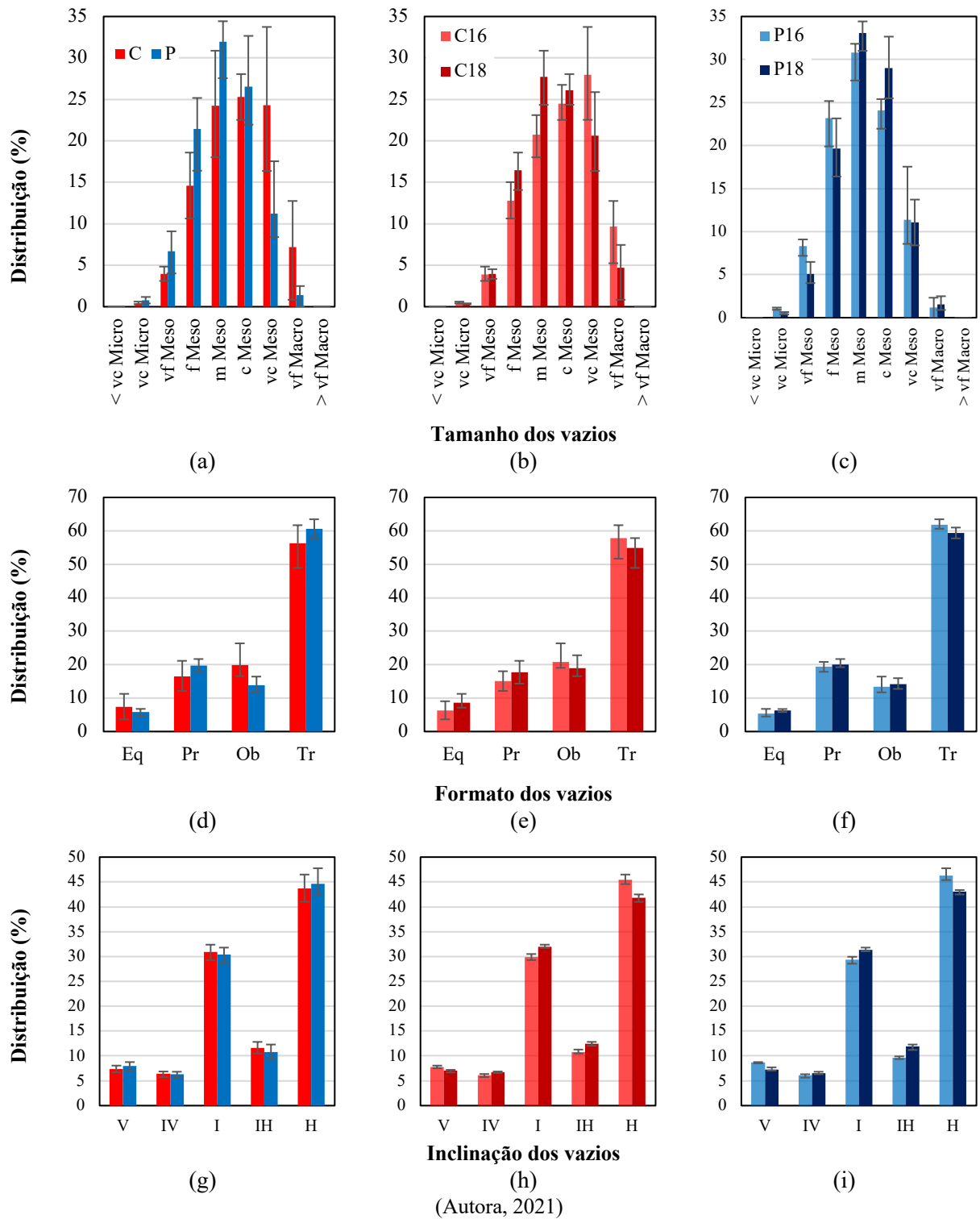
Comparando as duas áreas de estudo, o P apresentou uma menor quantidade total de vazios (9,17%), uma maior quantidade de vazios intra-agregados (1,35%) e uma menor quantidade de vazios interagregados (7,83%) que C (13,78%; 1,03%; 12,74%, respectivamente (Tabela 7). Em relação a morfometria dos vazios intra-agregados, em P foi verificado um deslocamento para a esquerda dos dados dos tamanhos dos vazios, demonstrando uma presença maior de vazios pequenos no solo dessa área (Figura 10). Além disso, P apresentou uma maior quantidade de vazios com formato alongados Pr e Tr e de vazios verticais (V) e horizontais (H) (Figura 10). Analisando a radiodensidade da matriz do solo, verificou-se que P (1901 HU) possui uma maior densidade que C (1677 HU) (Figura 10). O teste de Kruskal-Wallis mostrou que todos os parâmetros analisados, exceto inclinação dos vazios, apresentaram mudanças significativas entre C e P (valor-p < 0,05) (Tabela 8).

Tabela 7 - Propriedades do espaço poroso do solo: T.V: Total de vazios; V. Intra: Vazios Intra-agregados; V.Inter: Vazios interagregados; Rd.matriz: Radiodensidade da matriz do solo.

		C	P	2016		2018	
				C16	P16	C18	P18
T. V (%)							
	Média	13,78	9,17	14,26	8,97	13,30	9,38
	Max.	18,33	12,07	16,97	12,07	18,33	11,85
	Mín.	8,26	5,78	8,26	5,78	10,40	8,06
	CV (%)	18,51	20,15	18,87	25,73	18,69	14,71
V. Intra (%)							
	Média	1,03	1,35	0,98	1,33	1,09	1,36
	Max.	1,33	1,59	1,31	1,59	1,33	1,53
	Mín.	0,72	1,09	0,74	1,09	0,72	1,15
	CV (%)	19,29	11,27	20,03	12,44	18,18	10,75
V. Inter (%)							
	Média	12,74	7,83	13,28	7,64	12,21	8,02
	Max.	17,61	10,87	16,19	10,87	17,61	10,70
	Mín.	6,95	4,42	6,95	4,42	9,11	6,57
	CV (%)	21,39	24,66	21,50	31,04	21,86	18,84
Rd.matriz (HU)							
	Média	1677	1901	1646	1902	1707	1899
	Max.	1725	1934	1680	1934	1725	1915
	Mín.	1617	1859	1617	1874	1697	1859
	CV (%)	2,10	1,02	1,29	1,09	0,57	1,00

(Autora, 2021)

Figura 10 - Análise morfométrica dos vazios intra-agregados: a-c. distribuição dos tamanhos dos vazios (%); d-f. distribuição dos formatos (%); e g-i. distribuição das inclinações dos vazios (%).



Fazendo a análise temporal das mudanças na estrutura do solo na caatinga, verificou-se que em C18 houve uma redução na quantidade total de vazios, com a redução de interagregados e aumento de intra-agregados (Tabela 7). Além disso, com a morfometria dos vazios intra-agregados foi possível verificar em C18 uma redução nos tamanhos desses vazios, como também, uma redução na quantidade de poros achatados (Ob e Tr) e um aumento de poros arredondados (Eq e Pr) e redução de vazios horizontais e verticais (Figura 10). Em relação à radiodensidade do solo nessa área, verificou-se um aumento de densidade da matriz em 2018 (Tabela 7).

Tabela 8 - Resultados do teste de Kruskal-Wallis para comparação dos parâmetros referentes a estrutura do solo entre as duas áreas de estudo (C-P) e análise temporal da estrutura do solo em cada área (C16-C18 e P16-P18).

	c ²	g.l.	C - P valor-p		c ²	g.l.	C16 - C18 valor-p	P16 - P18 valor-p
Rd.matriz	23,273	1	0,000		26,193	3	0,528	1,000
T.V	16,876	1	0,000		17,406	3	1,000	1,000
V.Intra	12,286	1	0,000		13,463	3	1,000	1,000
V.Inter	17,188	1	0,000		17,770	3	1,000	1,000
Tamanho								
< vc Micro	-	-	-		-	-	-	-
vc Micro	15,661	1	0,000		25,929	3	0,162	0,123
vf Meso	19,445	1	0,000		23,457	3	1,000	0,274
f Meso	21,142	1	0,000		26,625	3	0,472	0,733
m Meso	21,490	1	0,000		27,344	3	0,396	0,695
c Meso	0,626	1	0,429		17,747	3	0,499	0,001
vc Meso	22,911	1	0,000		23,611	3	0,624	1,000
vf Macro	18,786	1	0,000		22,741	3	0,351	1,000
> vf Macro	-	-	-		-	-	-	-
Formato								
Eq	6,568	1	0,010		16,866	3	0,039	0,528
Pr	13,642	1	0,000		16,852	3	0,591	1,000
Ob	23,273	1	0,000		24,727	3	1,000	1,000
Tr	13,091	1	0,000		20,193	3	0,659	0,198
Inclinação								
V	3,138	1	0,076		25,901	3	0,031	0,001
IV	1,841	1	0,175		24,045	3	0,001	0,024
I	3,551	1	0,060		26,966	3	0,001	0,010
IH	5,114	1	0,024		28,060	3	0,007	0,003
H	3,695	1	0,055		27,139	3	0,001	0,011

Nível de significância é 0.05. Comparação pelo método Pairwise. c²: qui-quadrado; g.l.: grau de liberdade; Rd.matriz: radiodensidade da matriz (HU); T.V: total de vazios (%); V.Intra: vazios intra-agregados (%); V.Inter: vazios interagregados (%); Eq: equant; Pr: prolate; Ob: oblate; Tr: triaxial; V: vertical; IV: inclinado-vertical; I: inclinado; IH: inclinado-horizontal; H: horizontal. (Autora, 2021)

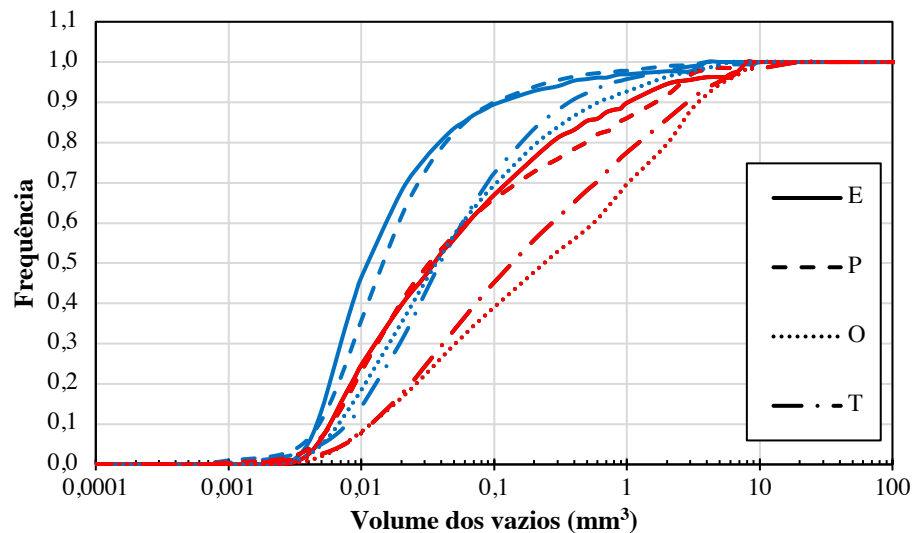
Em P18 foi verificado um aumento da porosidade, com o aumento dos vazios interagregados e intra-agregados (Tabela 7). Além disso, verificou-se um deslocamento para a direita dos dados dos tamanhos dos vazios intra-agregados, representando um aumento no tamanho desse tipo de vazios (Figura 10). Foi verificado também uma redução na quantidade desses vazios com formato

triaxial (Tr) e aumento dos outros três tipos de formato (Eq, Pr e Ob) (Figura 10). O comportamento da inclinação dos vazios intra-agregados foi semelhante ao verificado em C (Figura 10). A análise da radiodensidade da matriz mostrou que nessa área houve uma redução na densidade da matriz do solo em 2018 (Tabela 7).

Apesar dessas variações verificadas nas duas áreas de estudo em 2018, o teste de Kruskal-Wallis mostrou apenas efeito temporal significativo na inclinação dos vazios (valor- $p < 0,05$) (Tabela 8).

A partir das curvas de frequência dos tamanhos de cada formato dos vazios intra-agregados (Figura 11) foi possível observar que em P aproximadamente 90% dos vazios com formatos Eq e Pr possuem volumes menores ou iguais a $0,1 \text{ mm}^3$, enquanto que em C aproximadamente 67% dos vazios com esses formatos apresentam tais volumes. Ainda analisando a frequência dos vazios com volumes menores ou iguais a $0,1 \text{ mm}^3$, P mostrou possuir aproximadamente 70% dos vazios Ob e Tr com tal volume e C aproximadamente 40% de Ob e 45% de Tr. Esse comportamento foi verificado para todos os tamanhos dos vazios, indicando menores tamanhos dos vazios para todos os formatos em P. Além disso, foi verificado que em ambas as áreas, os formatos Eq e Pr possuem tamanhos menores que os formatos Ob e Tr.

Figura 11 - Frequência dos tamanhos dos vazios intra-agregados para cada formato (Eq: equant; Pr: prolate; Ob: oblate; Tr: triaxial) nas duas áreas de estudo: caatinga (vermelho) e pastagem (azul).

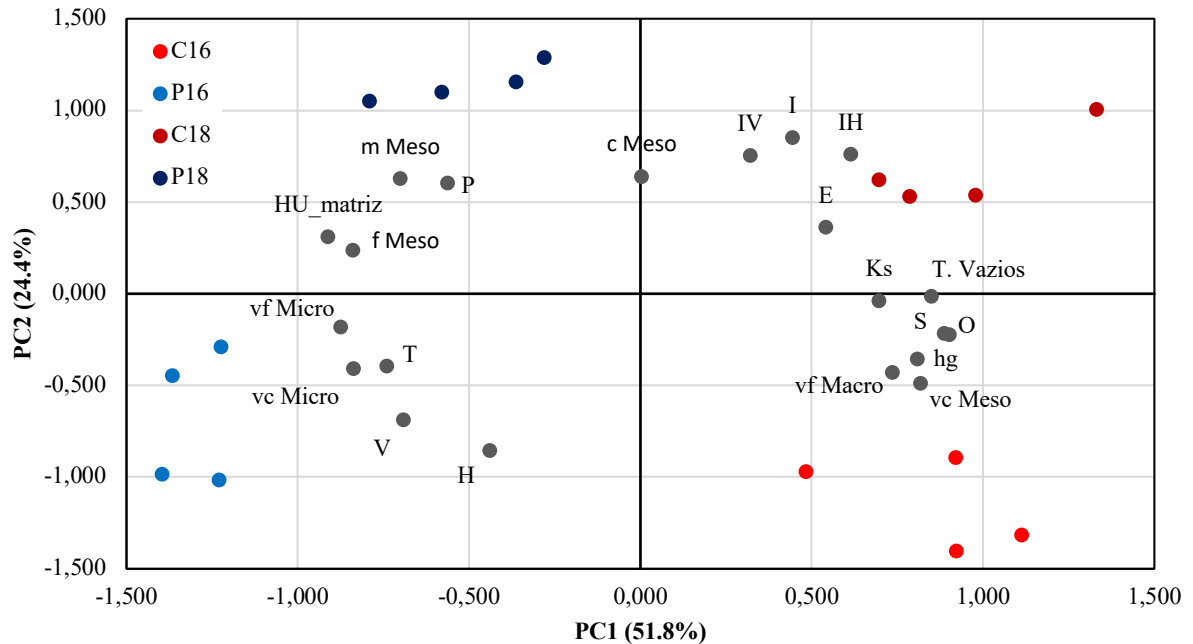


(Autora, 2021)

4.3.2 Análise de componentes principais

Considerando o solo em C como referência devido ao seu ótimo estado de conservação, a análise de componentes principais (Figura 12) mostrou que os parâmetros hidráulicos (K_s , S e h_g), a quantidade total de vazios (T . Vazios), tamanhos maiores dos vazios intra-agregados ($vcMeso$ e $vfMacro$) e formatos arredondados de vazios intra-agregados (Eq e Ob) contribuíram para a qualidade do solo. Por outro lado, parâmetros como densidade de matriz (HU_matriz), vazios intra-agregados pequenos ($vcMicro$, $vfMeso$, $fMeso$ e $mMeso$) e com formatos achatados (Pr e Tr) demonstram degradação do meio. Em relação a inclinação, a qualidade do solo mostrou relação com os vazios intra-agregados inclinados, enquanto que, os vazios horizontais e verticais estão mais relacionados à degradação do solo.

Figura 12 - Distribuição dos parâmetros da estrutura do solo e dos parâmetros hidráulicos do solo de caatinga (C16 e C18) e do solo de pastagem (P16 e P18) em uma análise de componentes principais (PCA).



(Autora, 2021)

4.3.3 Relação entre os parâmetros hidráulicos e a estrutura do solo

Fazendo uso da correlação de Spearman (Tabela 9) foi possível verificar que todos os parâmetros hidráulicos (K_s , S , h_g) apresentaram correlação positiva forte ($\rho \geq 0.70$) com a porosidade do solo. Foi verificada uma relação negativa forte entre a radiodensidade da matriz e os parâmetros hidráulicos S e h_g , como também, uma relação negativa moderada entre a radiodensidade da matriz do solo com K_s . Diante disso, confirma-se que a redução da porosidade e o aumento da densidade da matriz dificultam a circulação de água no solo.

Tabela 9 - Correlação dos parâmetros da estrutura do solo com os parâmetros hidráulicos do solo por meio do método de Spearman.

	K_s (mm.s ⁻¹)	S (mm.s ^{-0.5})	h_g (mm)	λ_m (mm)	C_{λ_m} (m ⁻²)
	ρ	ρ	ρ	ρ	ρ
Rd.matriz (HU)	-0,52	-0,82	-0,88	0,89	-0,88
Total Vazios (%)	0,75	0,75	0,70	-0,68	0,70
Intra-agregados (%)	-0,74	-0,66	-0,59	0,70	-0,59
Interagregados (%)	0,76	0,77	0,71	-0,59	0,71
Tamanho (%)					
< vc Micro	-	-	-	-	-
vc Micro	-0,61	-0,59	-0,47	0,47	-0,47
vf Meso	-0,54	-0,66	-0,63	0,64	-0,63
f Meso	-0,59	-0,74	-0,71	0,73	-0,71
m Meso	-0,48	-0,73	-0,78	0,80	-0,78
c Meso	0,32	0,01	-0,20	0,23	-0,20
vc Meso	0,59	0,79	0,79	-0,81	0,79
vf Macro	0,42	0,70	0,75	-0,77	0,75
> vf Macro	-	-	-	-	-
Formato (%)					
Eq	0,57	0,45	0,30	-0,29	0,30
Pr	-0,26	-0,51	-0,59	0,63	-0,59
Ob	0,61	0,73	0,72	-0,73	0,72
Tr	-0,70	-0,70	-0,57	0,55	-0,57
Inclinação (%)					
V	-0,57	-0,39	-0,20	0,18	-0,20
IV	0,12	0,18	0,10	-0,08	0,10
I	0,28	0,29	0,19	-0,16	0,19
IH	0,52	0,41	0,24	-0,22	0,24
H	-0,31	-0,32	-0,21	0,19	-0,21

Nível de significância é 0,05. K_s : Condutividade hidráulica saturada; S : sorvidade; h_g : parâmetro de escala relacionado ao comprimento capilar; λ_m : raio do poro hidraulicamente ativo; C_{λ_m} : densidade do poro hidraulicamente ativo; Rd. Matriz: radiodensidade da matriz do solo; Eq: equant; Pr: prolate; Ob: oblate; Tr: triaxial; V: vertical; IV: inclinado-vertical; I: inclinado; IH: inclinado-horizontal; H: horizontal (Autora, 2021).

Os vazios pequenos (menores que cMeso) demonstraram correlação negativa com os parâmetros hidráulicos, enquanto que, os vazios maiores que cMeso apresentaram correlação

positiva. O parâmetro K_s demonstrou possuir relação de fraca a moderada com os tamanhos dos vazios intra-agregados e S e h_g tiveram forte correlação com f_{Meso} , m_{Meso} , vc_{Meso} e vf_{Macro} . Esses resultados evidenciaram que uma redução nos tamanhos dos vazios dificulta a circulação de água no solo. Além disso, a forte correlação com S e h_g demonstram que essas características influenciam mais a absorção de água por forças capilares.

Em relação ao formato dos vazios intra-agregados, verificou-se que K_s , S e h_g possuem correlação negativa com os formatos alongados (Pr e Tx) e correlação positiva com os vazios de formatos mais circulares (Eq e Ob). Os parâmetros K_s e S demonstraram serem fortemente afetados a uma mudança na quantidade de vazios triaxiais (Tr). Já a quantidade de vazios com o formato oblate (Ob) destacou uma forte relação com a capilaridade do solo (S e h_g).

A inclinação dos vazios não demonstrou ter relação com os parâmetros hidráulicos. Diante disso, mesmo havendo mudanças na inclinação dos vazios com o tempo, essas mudanças não se relacionaram às mudanças no fluxo de água no solo.

4.4 DISCUSSÃO

Com esses resultados foi possível verificar que as ações antrópicas em P ao longo do tempo geraram mudanças na estrutura do solo. A compactação do solo devido ao pisoteio animal e o acúmulo de argila e silte oriundas de áreas circunvizinhas em erosão são fatores responsáveis pelo fechamento e redução da macroporosidade, como também, pela diminuição da continuidade dos poros e pelo aumento da densidade do solo (PARK & SMUCKER, 2005; SCHÄFFER et al., 2008a-b; RAB et al, 2014). Esses fatores justificam a redução da macroporosidade total e da quantidade de vazios interagregados, como também, o aumento na quantidade dos vazios intra-agregados e da densidade do solo verificados em P. A forte correlação entre os parâmetros da estrutura do solo com seu comportamento hidrodinâmico demonstrou que as mudanças ocorridas na macroporosidade afeta o fluxo de oxigênio e água necessários para o desenvolvimento de raízes e microorganismos. Segundo Lipiec & Hatono (2003) e Rab et al (2014), uma macroporosidade inferiores a 10-15%, como foi encontrado em P ($T.V=9,17\%$), afeta a aeração do solo e consequentemente o desenvolvimento de raízes, dificultando a regeneração da vegetação nativa no local.

Em relação a morfometria dos vazios intra-agregados, a redução do tamanho em P representa uma redução no fluxo de água, uma vez que, vazios menores que c_{Meso} apresentaram correlação

negativa moderada a forte com os parâmetros hidráulicos. Por outro lado, vazios maiores que cMeso demonstram uma contribuição ao fluxo de água. Os mesoporos possuem uma conectividade com os macroporos que garante o fluxo de água necessário para as plantas (ZHAO et al., 2020), porém, os resultados demonstraram que os mesoporosos que contribuem para esse fluxo são aqueles com volumes superiores a $0,523 \text{ mm}^3$.

Muitos autores também consideram o formato dos vazios intra-agregados como um parâmetro que influencia o comportamento hidrodinâmico do solo, pois, mudanças no formato dos vazios devido ao uso do solo pode interferir no fluxo de água (PAGLIAI et al., 2004; CADUCCI et al., 2014a; ZHAO et al., 2017b; BORGES et al., 2019). Segundo esses autores, os vazios alongados (Pr e Tr) estão relacionados às atividades biológicas e contribuem para o fluxo e armazenamento de água e gases e, conseqüentemente, permite o fácil desenvolvimento de raízes. Por outro lado, vazios circulares (Eq e Ob) são vazios que não indicam uma boa qualidade do solo. Nesse estudo, a remoção da vegetação nativa, a compactação do solo e o acúmulo de finos em P causaram mudanças significativas nos formatos dos vazios intra-agregados quando comparado com C. Porém, ao contrário dos autores mencionados anteriormente, os formatos Eq e Ob foram associados a qualidade do solo e apresentaram correlação positiva com os parâmetros hidráulicos, e os formatos Pr e Tr foram associados a degradação do solo e contribuíram negativamente com o fluxo de água. Pires et al. (2019) também verificaram uma maior quantidade de vazios de formato circulares (Eq e Ob) e uma menor quantidade vazios alongados (Pr e Tr) em floresta secundária quando comprada com áreas cultivadas. Os autores relacionaram a maior quantidade de vazios equant (Eq) às atividades biológicas na área de floresta, acrescentando que esse formato é muito importante para o fluxo e retenção de água no solo, uma vez que vazios alongados permitem um fluxo muito rápido da água. No entanto, analisando a frequência dos tamanhos de cada formato dos vazios intra-agregados, foi possível verificar que em P a porcentagem de vazios com volume superior a $0,523 \text{ mm}^3$ é muito pequena (Eq=4%; Pr=3%; Ob=12%; Tr=8%, aproximadamente) quando comparada com C (Eq=15%; Pr=20%; Ob=41%; Tr=32%, aproximadamente), mostrando que a análise dos formatos dos vazios intra-agregados deve ser associada aos seus tamanhos para um estudo do comportamento hidrodinâmico do solo. A maior correlação entre as propriedades hidráulicas e os formatos Ob e Tr pode estar associado ao maior tamanho dos vazios com esses formatos.

A inclinação dos vazios também é um fator considerado influenciador da infiltração da água no solo, onde a presença de vazios horizontais principalmente na camada superficial do solo significa uma redução na infiltração (COSTA et al., 2018). Como não foi verificada mudanças significativas entre as duas áreas em relação a esse parâmetro, não foi possível obter uma forte relação da inclinação dos vazios com as propriedades hidráulicas do solo, mas foi observada realmente um comportamento desfavorável ao fluxo devido a horizontalidade dos vazios intra-agregados.

A dinâmica do solo é verificada com as mudanças verificadas na estrutura do solo ao longo do período analisado, porém, o único parâmetro que sofreu mudanças significativas foi a inclinação dos vazios. Alguns fatores, como por exemplo as chuvas, podem ser responsáveis pela mudança na inclinação dos vazios, uma vez que impulsionam o desenvolvimento de microrganismos e raízes devido a uma maior disponibilidade de água e nutrientes (JASSOGNE et al., 2007).

4.5 CONCLUSÕES

O uso da Tomografia Computadorizada de Raios X de alta resolução no estudo do espaço poroso do solo se mostrou eficiente para a determinação da porosidade total, porosidade intra e interagregados, morfometria dos vazios intra-agregados, distribuição dos tamanhos dos vazios, como também, para determinação da radiodensidade da matriz do solo.

Essa técnica também foi eficiente na identificação de diferenças significativas entre a estrutura do solo de caatinga preservada e de pastagem degradada, onde foi possível identificar que o uso do solo para pastagem resultou em redução na quantidade total de vazio, redução na quantidade dos vazios interagregados, aumento na quantidade dos vazios intra-agregados e aumento da radiodensidade da matriz do solo. Além disso, com a técnica foi possível verificar que na pastagem houve uma redução do tamanho dos vazios intra-agregados, redução na quantidade dos vazios circulares (Eq e Ob) e aumento na quantidade dos vazios alongados (Pr e Tr), sendo que todos os formatos estudados possuem tamanhos menores nessa região. Esse comportamento demonstra o efeito da compactação na estrutura do solo do semiárido brasileiro devido ao seu uso para pastagem.

Essas mudanças microscópicas na estrutura do solo apresentaram fortes relações com as mudanças no comportamento hidrodinâmico do solo, demonstrando que o uso do solo para a

pastagem resultou em modificações significativas na estrutura do solo que dificultaram o fluxo e armazenamento de água nesse meio. Essa perda na capacidade de infiltração e retenção de água dificulta a recuperação do solo e agravam problemas como erosões, intensificando a degradação/desertificação do solo na região semiárida brasileira.

5 VARIABILIDADE ESPACIAL DA ESTRUTURA DO SOLO EM ESCALA DE CAMPO E ESCALA DO PORO E SUA INFLUÊNCIA NAS PROPRIEDADES HIDRÁULICAS.

5.1 INTRODUÇÃO

O solo é um meio heterogêneo, anisotrópico e dinâmico que, devido a interações complexa entre clima, topografia, geologia, fenômenos naturais e as formas de uso do solo, possui uma grande variabilidade espacial e temporal da sua estrutura (AZADMARD et al., 2018; NIKODEM et al., 2021). Uma vez que as propriedades hidráulicas do solo dependem da sua estrutura, essas propriedades variam espacialmente em escalas grandes, médias, pequenas e microscópicas (ROSEMARY et al., 2017; FRANÇA NETO et al., 2021).

Existem alguns estudos sobre a variabilidade espacial e temporal das propriedades hidráulicas do solo em escala de campo, a qual, muitas vezes, é justificada como o resultado da variabilidade da estrutura do solo (MARTINEZ & ZINCK, 2004; DE OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2014; GÜLSER et al., 2016; CASTELLINI et al., 2019; AUTERI et al., 2020). No entanto, poucos são os estudos sobre a variabilidade espacial da estrutura do solo em escala de poro (microscópica) e sua relação com as propriedades hidráulicas desse meio.

Em relação ao estudo da estrutura do solo em escala microscópica, uma técnica que vem se destacando é a Tomografia Computadorizada de Raios X. Essa técnica vem possibilitando a visualização e quantificação da estrutura tridimensional da rede de poros do solo de forma rápida, não destrutiva e eficiente por meio de imagens (BORGES et al., 2019; BORGES et al., 2019; PIRES et al., 2019; HU et al., 2020). O uso de imagens no estudo da continuidade espacial de uma estrutura é muito utilizado para descrever a variabilidade espacial de um determinado elemento em diferentes campos do sensoriamento remoto, onde é utilizada a técnica analítica dos semivariogramas em imagens de satélites (YUE et al., 2013; SILVEIRA et al., 2017). Porém, essa técnica é pouco utilizada em imagens tomográfica de solo para o estudo da variabilidade espacial da estrutura do solo e sua relação com o comportamento hidrodinâmico desse meio.

A análise da variabilidade espacial do solo por meio de semivariogramas obtidos a partir de imagens tomográficas de solo foi utilizada por Taina et al. (2013), Jefferies et al. (2014) e Caducci et al. (2014) no estudo do impacto de processos naturais ou uso do solo na estrutura do solo. Caducci et al. (2014), por exemplo, utilizaram semivariogramas de imagens tomográficas de alta resolução para analisar a anisotropia da configuração espacial da rede de poros em direções ortogonais. Winstone et al. (2019) verificaram o impacto de práticas de manejo na estrutura do solo, quantificando a heterogeneidade e anisotropia da estrutura interna de agregados por meio de semivariogramas de imagens tomográficas.

Diante disso, as imagens tomográficas associadas a análise de variabilidade espacial por meio de semivariogramas pode ser um meio promissor para compreender melhor a relação entre a variabilidade da estrutura do solo com as mudanças no comportamento hidrodinâmico do solo. Com isso, esse estudo tem como objetivo descrever a variabilidade espacial da estrutura do solo do semiárido brasileiro devido ao seu uso e ao tempo e sua influência no comportamento hidrodinâmico desse solo.

5.2 MATERIAIS E MÉTODOS

5.2.1 Tomografia Computadorizada de Raios-X

5.2.1.1 Semivariograma

O semivariograma experimental é definido como a metade da média do quadrado da diferença entre valores separados por um determinado *lag*, onde esse *lag* é um vetor distância e direção (Atkinson and Lewis, 2000) (Equação 5.1).

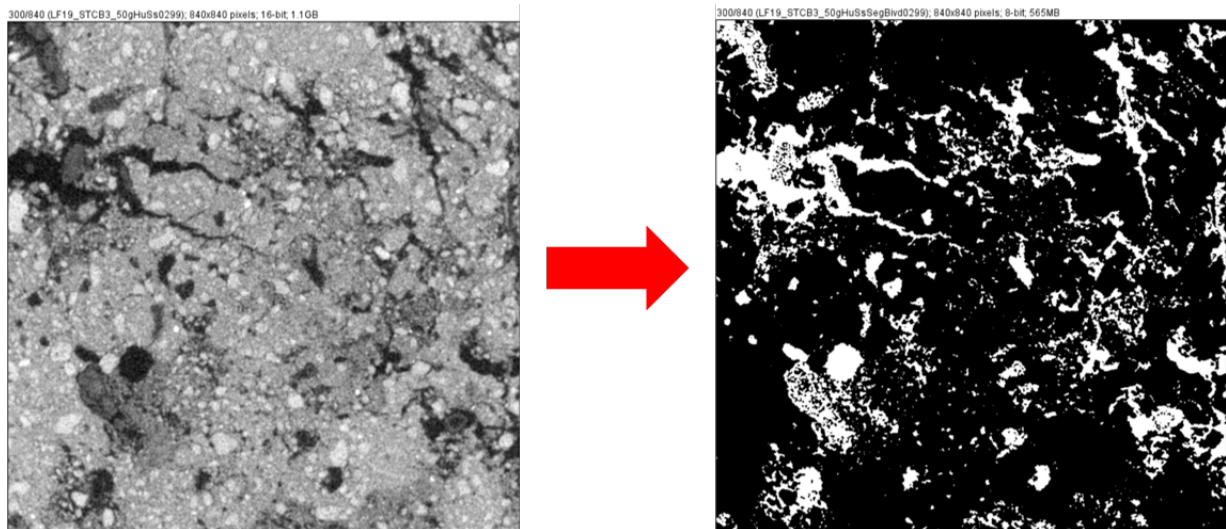
$$\gamma(\vec{h}) = \frac{1}{2N(\vec{h})} \sum_{i=1}^{N(\vec{h})} [z(x_i) - z(x_i + \vec{h})]^2 \quad (5.1)$$

Sendo $z(x_i)$ o valor da variável na localização x_i ; $\vec{h}$ a separação dos elementos em uma determinada direção; e $N(\vec{h})$ o número de pares de dados obtidos com a localização x_i e $x_i + \vec{h}$.

Sendo que os voxels em uma imagem são regularmente distribuídos, não foi considerado nenhuma tolerância na separação do vetor $\vec{h}$.

Os semivariogramas foram gerados a partir das imagens segmentadas e binarizadas dos vazios e não-vazios (Figura 13). Para os resultados não serem afetados pelo efeito de borda, apenas 75% dos voxels das imagens foram utilizados para a obtenção dos semivariogramas unidirecionais, os quais foram determinados em 2 direções: horizontal (H) e vertical (V). A direção horizontal representa a média aritmética dos dados obtidos para os eixos X e Y (plano horizontal do solo), e a direção vertical (V) representa os dados obtidos no eixo Z (profundidade do solo). A unidade do *lag* corresponde ao tamanho do voxel, ou seja, 0,05 mm.

Figura 13 - Segmentação das imagens em escala de cinza (HU) (esquerda) em uma imagem binarizada com branco representando os vazios e preto representando não-vazios (direita).



5.2.1.2 Parâmetros do Semivariograma

Balanger et al. (2010) determinaram alguns parâmetros que definem a forma dos semivariogramas experimentais. Esses parâmetros foram categorizados de acordo com a posição dos *lags* de 2 forma distintas: próximo a origem e até o primeiro máximo. Na Tabela 10 foram apresentadas as fórmulas para cálculo desses parâmetros.

Tabela 10 - Parâmetros descritos em Balanguer et al. (2010), baseados em pontos definidos no semivariograma experimental. Os valores dos lags ($h_1, h_2, \dots, h_n$) possuem intervalos iguais entre si e igual a resolução da imagem, ou seja $h_{i+1} - h_i = h$, sendo $h = 0.05$ mm. A variância representa o valor da variância total do grupo de voxels pertencentes as imagens e $h_{\max_1}$ representa a localização do primeiro máximo.

	Fórmula	
Parâmetros próximo a origem		
Relação entre a variância total e a semivariância no primeiro lag	$RVF = Variância / \gamma_1$	
Relação entre as semivariâncias no segundo e no primeiro lag	$RSF = \gamma_2 / \gamma_1$	
Primeira derivada próximo a origem	$FDO = (\gamma_2 - \gamma_1) / h$	
Segunda derivada no terceiro lag	$SDT = (\gamma_4 - 2\gamma_3 + \gamma_2) / h^2$	
Parâmetros até o primeiro máximo		
Lag do primeiro máximo	$FML = h_{\max_1}$	
Média dos valores do semivariograma até o primeiro máximo	$MFM = \gamma_{\max_1}^{média} = (1 / \max_1) \sum_{i=1}^{\max_1} \gamma_i$	
Variância dos valores do semivariograma até o primeiro máximo	$VFM = (1 / \max_1) \sum_{i=1}^{\max_1} (\gamma_i - \gamma_{\max_1}^{média})^2$	
Diferença entre a média dos valores do semivariograma até o primeiro máximo (MFM) e a semivariância no primeiro lag	$DMF = \gamma_{\max_1}^{média} - \gamma_1$	
Relação entre a semivariância no primeiro máximo e a média dos valores do semivariograma até o primeiro máximo	$RMM = \gamma_{\max_1} / \gamma_{\max_1}^{média}$	
Diferença de segunda ordem entre o primeiro lag e o primeiro máximo	$SDT = \begin{cases} (\gamma_{\max_1} - 2\gamma_{(1+\max_1)/2} + \gamma_1) / ((\max_1 - 1)h/2)^2 & \text{se } (\max_1) \text{ é ímpar} \\ (\gamma_{\max_1} - \gamma_{\max_1/2} - \gamma_{(\max_1/2)+1} + \gamma_1) / ((\max_1 - 1)h/2)^2 & \text{se } (\max_1) \text{ é par} \end{cases}$	
Área entre o semivariograma no primeiro lag e a função do semivariograma até o primeiro máximo	$AFM = h/2 \left(\gamma_1 + 2 \left(\sum_{i=2}^{\max_1-1} \gamma_i \right) + \gamma_{\max_1} \right) - (\gamma_1 (h_{\max_1} - h_1))$	
(Adaptado de Balanguer et al., 2010)		

5.2.2 Análise Estatística

Foi utilizada a estatística básica para cálculo da média dos semivariogramas para a determinação da média aritmética da semivariância para cada lag. A variabilidade espacial em escala de campo foi analisada adotando os valores máximos e mínimos da semivariância para cada lag. A estatística básica também foi utilizada no cálculo de média, máximo, mínimo e coeficiente de variabilidade dos parâmetros obtidos a partir dos semivariogramas experimentais. Para essas análises foram utilizadas no total 32 amostras, sendo 8 pertencentes a cada grupo (C16, C18, P16 e P18).

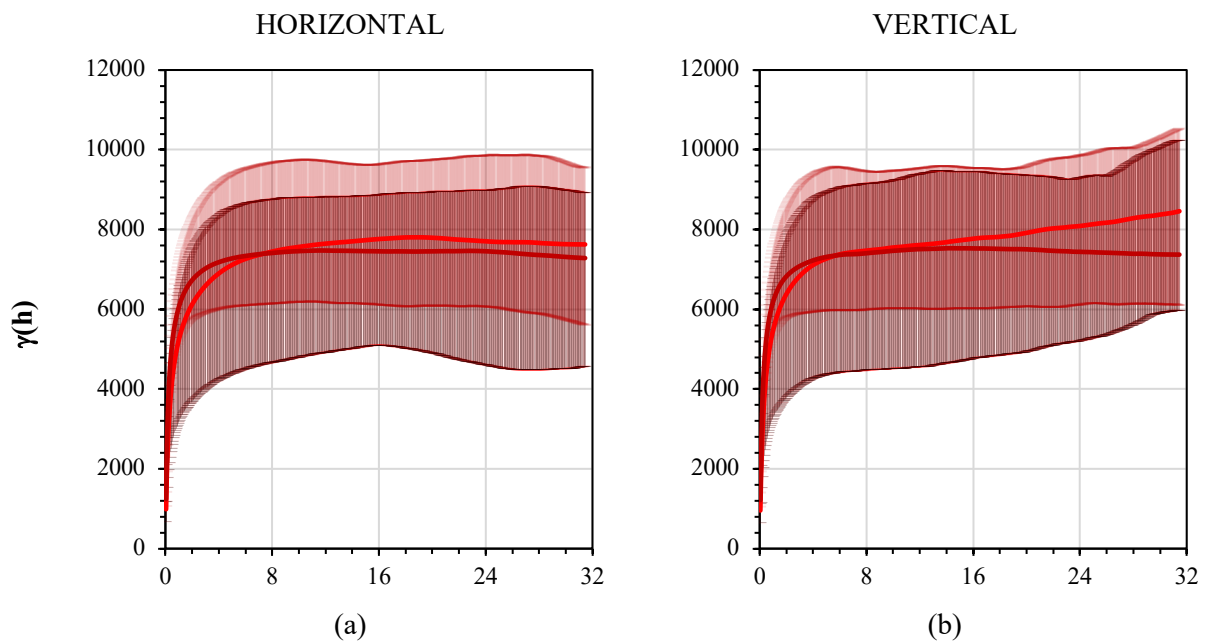
Na análise da correlação entre os parâmetros dos semivariogramas experimentais, obtidos com as imagens tomográficas, com os parâmetros hidráulicos obtidos pelo método BEST (Capítulo 03) foi utilizado o método não-paramétrico de Spearman. Para tal, foram utilizadas as 16 amostras que foram retiradas nos mesmos pontos onde foram executados os ensaios de infiltração.

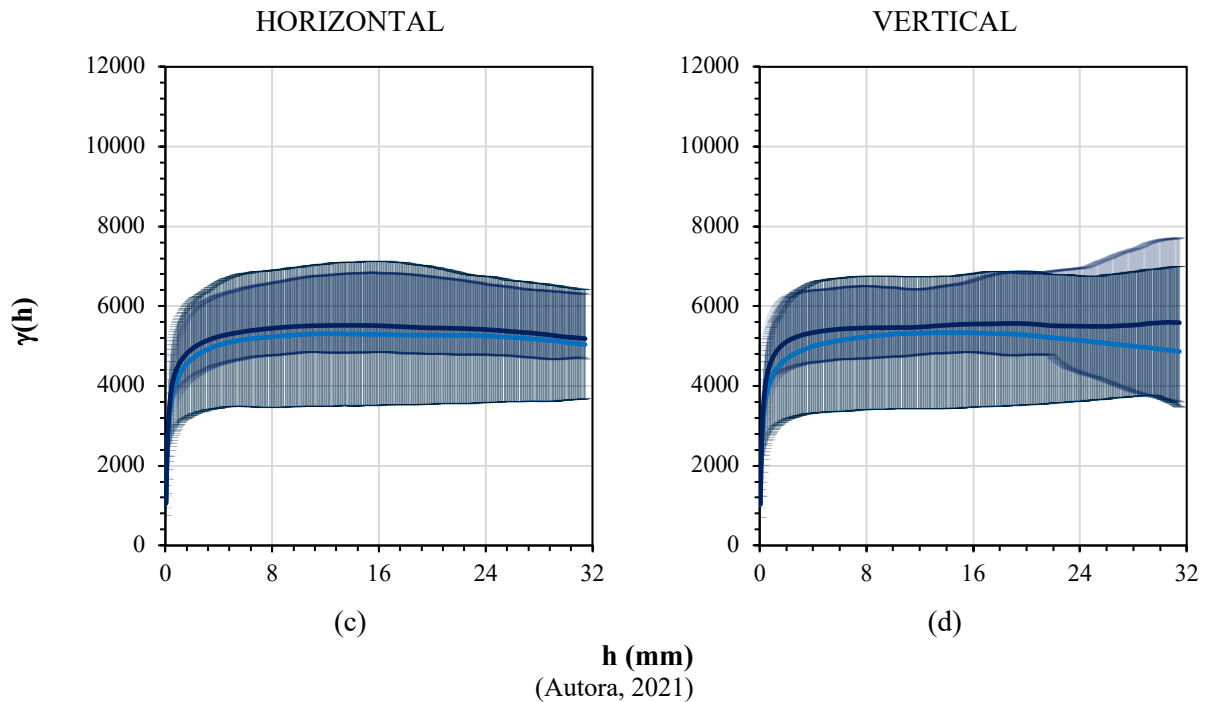
5.3 RESULTADOS

5.3.1 Variabilidade na Estrutura do solo - Escala de Campo

A região sombreada da Figura 14 representa a variabilidade dos semivariogramas das amostras coletadas (máximo e mínimo), ou seja, representa a variabilidade espacial da estrutura do solo em uma escala pequena de campo. C apresentou variabilidade maior que P nas duas direções, representando uma maior heterogeneidade do solo dessa área em escala de campo. Em 2018, foi verificada uma redução na variabilidade espacial nas duas áreas e nas duas direções, porém em P essa redução foi mais acentuada.

Figura 14 - Variabilidade espacial em escala de campo. A linha contínua representa o semivariograma médio e a região sombreada representa as semivariâncias máximas e mínimas para cada lag (0,05 mm). C16: caatinga no ano de 2016; P16: pastagem no ano de 2016; C18: caatinga no ano de 2018; P18: pastagem no ano de 2018.





5.3.2 Variabilidade na Estrutura do solo - Escala do Poro (microscópica)

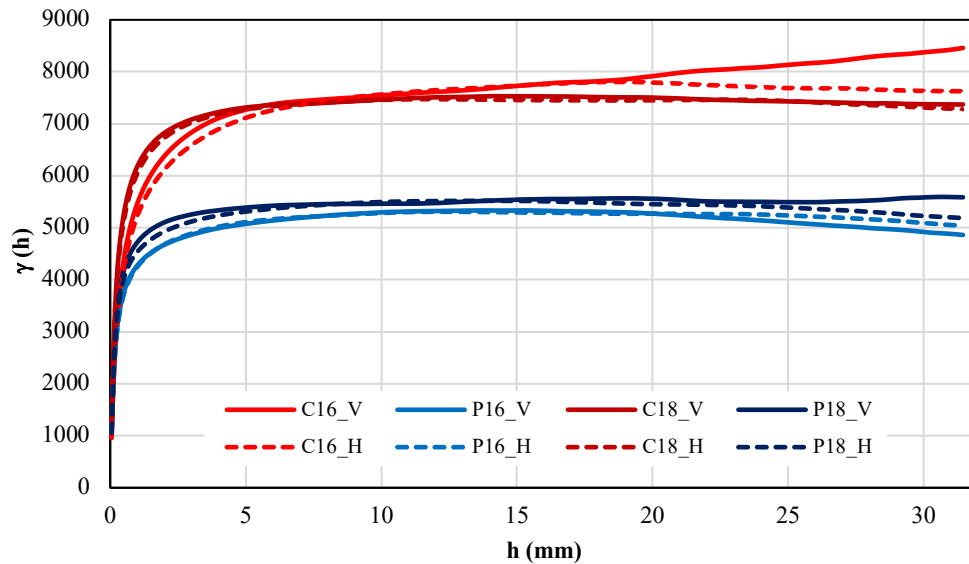
Na Figura 15, foram apresentados os semivariogramas médios nas direções horizontal (H) e vertical (V) das duas áreas estudadas (C e P) nos dois períodos analisado (2016 e 2018). Comparando as duas áreas de estudo, P apresentou variância total (patamar) menor que C, representando uma estrutura menos desenvolvida e mais homogênea. O aumento da densidade do solo em P, devido a compactação decorrente do pisoteio animal e devido ao aumento na quantidade de finos, resultou na perda de continuidade dos poros e, conseqüentemente, em uma distribuição mais homogênea da estrutura do solo.

Na análise temporal, foi verificado comportamento distinto entre as duas áreas analisadas. Em C foi verificada uma redução do domínio estruturado (alcance) e uma redução da variância total (patamar). O aumento da quantidade dos vazios intra-agregados e a redução de vazios interagregados podem ser a causa desse comportamento. Visto que em P18 houve um aumento de vazios intra-agregados e interagregados, o semivariograma dessa área apresentou uma redução do alcance e um aumento de patamar.

Em termo de anisotropia do solo nas duas direções estudadas (horizontal-H e vertical-V), foi possível verificar que existe uma pequena anisotropia combinada na estrutura desse solo, onde em pequenas distâncias foi verificada uma anisotropia geométrica e em longas distâncias foi observada

uma anisotropia zonal. A anisotropia geométrica representa uma maior continuidade espacial em uma direção e a anisotropia zonal representa a existência de uma direção com maior valor de patamar (MANTO, 2005; ALLARD et al., 2016; LIU & LEUNG, 2018).

Figura 15 - Semivariograma médio para cada área estudada e em cada período analisado. A linha contínua representa o plano vertical (V) e a linha tracejada o plano horizontal (H).



(Autora, 2021)

Para uma análise mais detalhada do comportamento dos semivariogramas apresentados na Figura 15 foram utilizados os parâmetros desenvolvidos por Balanguer et al. (2010). Os parâmetros para os *lags* próximos a origem foram apresentados na Tabela 11 e os parâmetros até o primeiro máximo foram apresentados na Tabela 12.

Comparando as duas áreas de estudo, foi verificado em P valores menores de todos os parâmetros próximo a origem (Tabela 5.5), exceto $|SDT|$ na direção vertical. Na análise temporal, foi verificada redução do parâmetro RVF e aumento dos parâmetros RSF, FDO e $|SDT|$ na caatinga. Na pastagem foi verificado um aumento de todos esses parâmetros no período analisado.

Valores de RVF e RSF maiores que 1 indicam a presença de continuidade espacial da estrutura do solo, descartando a hipótese de uma imagem com informações randômicas ou cheia de ruídos (efeito pepita). Quanto maior for o valor de RVF maior a dependência espacial de estrutura da rede de vazios (CAMBARDELLA et al., 1994). Os parâmetros FDO e SDT são responsáveis respectivamente pela inclinação e curvatura do semivariograma em curta distância (SILVEIRA et al., 2017). Todos os valores encontrados para SDT foram negativos, indicando uma curvatura

convexa em curtas distâncias. Ainda segundo Silveira et al. (2017), altos valores de FDO e valores negativos de SDT estão relacionados a heterogeneidade da estrutura em curtas distâncias.

Tabela 11 - Parâmetros próximo a origem do semivariograma experimental determinados segundo Balanguer et al. (2010).

		C		P		C16		P16		C18		P18	
		H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V
RVF	Média	7,02	7,21	5,06	5,23	8,03	8,30	4,89	5,16	6,00	6,12	5,22	5,29
	Máximo	8,31	8,46	5,76	5,90	9,74	10,03	5,37	5,63	6,87	6,89	6,15	6,16
	Mínimo	6,19	6,41	4,57	4,81	7,10	7,39	4,43	4,78	5,28	5,42	4,70	4,84
	CV (%)	9,15	8,91	8,38	7,95	10,02	9,76	8,25	7,58	8,27	8,05	8,50	8,32
RSF	Média	1,82	1,85	1,77	1,81	1,80	1,84	1,74	1,79	1,83	1,86	1,80	1,83
	Máximo	1,84	1,86	1,79	1,82	1,82	1,85	1,76	1,80	1,85	1,87	1,82	1,84
	Mínimo	1,79	1,83	1,77	1,81	1,76	1,81	1,73	1,78	1,82	1,85	1,80	1,83
	CV (%)	0,61	0,54	0,75	0,66	0,81	0,72	0,81	0,82	0,41	0,36	0,69	0,50
FDO (x10 ³)	Média	18,27	18,46	16,51	16,76	15,83	16,11	16,06	16,14	20,71	20,81	16,96	17,37
	Máximo	21,49	21,87	21,50	21,73	18,98	19,20	22,81	22,38	23,99	24,53	20,18	21,08
	Mínimo	13,95	14,13	14,07	14,66	10,36	10,38	12,92	13,85	17,54	17,88	15,21	15,46
	CV (%)	13,72	14,39	15,82	16,35	17,44	18,22	22,68	22,85	9,99	10,56	8,96	9,84
 SDT (x10 ³)	Média	71,46	70,87	69,61	71,51	56,25	57,25	66,94	69,76	86,67	84,48	72,27	73,26
	Máximo	85,00	83,99	94,57	95,86	69,71	70,01	102,10	102,87	100,29	97,97	87,03	88,85
	Mínimo	55,41	55,48	54,07	55,70	38,85	39,68	43,26	45,56	71,97	71,27	64,87	65,83
	CV (%)	15,24	15,37	17,38	17,07	19,67	19,66	25,83	24,79	10,80	11,07	8,92	9,35

(Autora, 2021)

Analisando os parâmetros até o primeiro máximo (Tabela 12), foi verificado que em P houve uma redução de todos esses parâmetros. Segundo Balanguer-Beser et al. (2013), a redução no valor de MFM, VFM e DMF representa perda da heterogeneidade dos valores, ou seja, representa uma estrutura mais homogênea. Silveira et al., (2017) também verificaram que valores altos de VFM e DMF estão associados a uma maior heterogeneidade da estrutura analisada. Portanto, o solo da pastagem apresentou uma homogeneização da estrutura em relação ao solo de referência de caatinga preservada.

Na análise temporal da estrutura do solo de caatinga, foi observado que em C18 houve uma redução de todos os parâmetros até o primeiro máximo, exceto |SDF|, demonstrando uma pequena homogeneização da estrutura dessa área. Já na pastagem, verificou-se uma redução de FML, RMM e AFM (V) e um aumento de MFM, VFM, DMF, |SDF| e AFM (H) em P18, demonstrando uma heterogeneização da estrutura dessa área ao longo do tempo. Porém, mesmo havendo o aumento de MFM, VFM e DMF em P18, estes ainda foram menores que os mesmos parâmetros em C18,

mostrando que a estrutura do solo na pastagem continua mais homogênea que a área de referência de caatinga preservada.

Tabela 12 - Parâmetros até o primeiro máximo do semivariograma determinados segundo Balanguer et al. (2010).

		C		P		C16		P16		C18		P18	
		H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V
FML	Média	12,97	11,96	11,34	9,72	15,98	15,33	11,36	10,88	9,95	8,58	11,32	8,56
	Máximo	22,90	23,63	17,03	14,50	31,45	31,45	16,15	14,60	14,35	15,80	17,90	14,40
	Mínimo	6,05	5,68	8,03	5,75	7,40	5,65	7,65	7,95	4,70	5,70	8,40	3,55
	CV (%)	34,14	54,40	28,50	34,31	43,05	66,84	28,32	23,08	25,23	41,95	28,68	45,54
MFM (x10 ³)	Média	6,97	7,00	5,05	5,03	7,00	7,10	4,94	4,92	6,93	6,90	5,16	5,13
	Máximo	8,69	8,56	6,48	6,19	8,38	8,63	6,55	6,22	8,99	8,49	6,41	6,15
	Mínimo	5,20	5,19	4,39	4,45	4,58	4,77	4,15	4,34	5,82	5,61	4,62	4,55
	CV (%)	14,28	16,23	17,03	16,68	14,85	17,29	23,11	22,49	13,70	15,17	10,95	10,87
VFM (x10 ⁵)	Média	10,47	11,89	3,61	4,24	12,28	14,11	3,58	3,84	8,66	9,67	3,63	4,63
	Máximo	19,63	21,74	34,14	8,32	20,90	21,21	6,74	7,34	18,36	22,27	61,54	9,30
	Mínimo	4,05	5,50	1,84	1,95	3,34	4,86	1,99	2,06	4,75	6,14	1,68	1,84
	CV (%)	41,68	43,76	41,27	51,96	37,99	33,36	45,60	54,92	45,36	54,15	36,94	48,99
DMF (x10 ³)	Média	5,86	5,92	3,98	3,99	6,02	6,14	3,86	3,89	5,69	5,69	4,10	4,09
	Máximo	7,47	7,30	5,22	4,95	7,36	7,51	5,26	5,00	7,57	7,08	5,18	4,90
	Mínimo	4,33	4,35	3,47	3,51	3,90	4,13	3,27	3,44	4,76	4,56	3,67	3,58
	CV (%)	15,10	17,29	12,04	17,70	15,09	17,94	24,06	23,38	15,10	16,64	12,04	12,01
RMM	Média	1,11	1,12	1,08	1,09	1,13	1,15	1,08	1,09	1,08	1,09	1,07	1,08
	Máximo	1,16	1,22	1,11	1,13	1,22	1,30	1,10	1,13	1,10	1,13	1,11	1,12
	Mínimo	1,07	1,08	1,06	1,06	1,08	1,09	1,06	1,06	1,06	1,07	1,05	1,06
	CV (%)	2,17	4,29	1,46	2,56	3,03	6,89	1,13	2,49	1,31	1,69	1,79	2,63
 SDF 	Média	223,50	338,17	154,44	285,02	146,30	245,50	151,93	155,09	300,70	430,83	156,94	414,95
	Máximo	720,41	787,20	303,79	776,29	503,88	673,23	306,88	332,53	936,94	901,16	300,70	1220,04
	Mínimo	66,60	54,16	48,24	70,84	14,58	11,74	51,02	66,43	118,62	96,57	45,46	75,25
	CV (%)	76,96	72,65	57,67	77,95	82,05	86,74	63,03	61,57	71,87	58,56	52,30	94,33
AMF (x10 ³)	Média	75,50	71,15	45,88	38,47	94,01	92,34	44,95	42,00	56,98	49,96	46,80	34,93
	Máximo	148,53	159,97	71,41	62,85	209,99	221,12	71,93	66,36	87,07	98,82	70,88	59,34
	Mínimo	35,92	28,69	32,86	22,36	49,30	28,76	33,23	32,10	22,53	28,61	32,48	12,61
	CV (%)	36,65	58,97	34,77	38,80	41,71	65,89	39,14	32,00	31,58	52,05	30,39	45,60

(Autora, 2021)

5.3.3 Correlação entre os parâmetros do semivariograma e os parâmetros hidráulicos do solo

Os parâmetros hidráulicos apresentaram de moderada a fortíssima correlação ($\rho \geq 0,50$) com RVF, RSF, MFM, VFM, DMF e AMF (Tabela 13). Os parâmetros RVF e RSF apresentaram uma maior correlação aos parâmetros hidráulicos na direção vertical. Por outro lado, MFM, VFM, DMF e AMF apresentaram maior correlação na direção horizontal, destacando AMF que apresentou tal

correlação apenas na direção horizontal. A variância, também conhecida como patamar do semivariograma, também foi um parâmetro de moderada a forte correlação com os parâmetros hidráulicos.

Tabela 13 - Correlação de Sperman entre os parâmetros hidráulicos determinados pela metodologia BEST e os parâmetros do semivariograma experimental determinados segundo Balanguer et al. (2010).

		K_s (mm.s ⁻¹)	S (mm.s ^{0.5})	h_g (mm)	λ_m (mm)	$C_{\lambda m}$ (m ⁻²)
Variância Total		0,79	0,75	0,63	-0,70	0,65
Próximo Origem						
RVF	H	0,75	0,69	0,63	-0,69	0,66
	V	0,72	0,71	0,65	-0,71	0,68
RSF	H	0,77	0,69	0,49	-0,53	0,49
	V	0,82	0,76	0,57	-0,63	0,59
FDO	H	0,42	0,34	0,16	-0,16	0,11
	V	0,51	0,45	0,25	-0,26	0,22
SDT	H	-0,34	-0,20	-0,02	0,02	0,03
	V	-0,24	-0,09	0,07	-0,06	0,11
Até 1º Máximo						
FML	H	0,23	0,24	0,32	-0,44	0,37
	V	-0,17	-0,08	0,09	-0,12	0,11
MFM	H	0,78	0,79	0,67	-0,72	0,68
	V	0,78	0,71	0,61	-0,68	0,62
VFM	H	0,84	0,83	0,70	-0,75	0,72
	V	0,81	0,68	0,56	-0,63	0,59
DMF	H	0,78	0,79	0,67	-0,72	0,68
	V	0,80	0,74	0,64	-0,71	0,66
RMM	H	0,32	0,34	0,39	-0,39	0,43
	V	0,33	0,04	0,04	-0,14	0,11
SDF	H	-0,24	-0,16	0,00	-0,10	0,02
	V	-0,36	-0,30	-0,14	0,09	-0,12
AFM	H	0,51	0,58	0,60	-0,68	0,64
	V	0,31	0,30	0,37	-0,46	0,40

(Autora, 2021)

A condutividade hidráulica (K_s), a sorvidade (S), parâmetro de escala relacionado ao comprimento capilar (h_g) e o número de poros hidráulicamente ativos por metro quadrado ($C_{\lambda m}$)

demonstraram uma relação positiva com os parâmetros do semivariograma, destacando-se K_s como o que melhor se correlacionou. O raio característico do poro hidraulicamente ativo (λ_m), por sua vez, apresentou correlação negativa com os parâmetros do semivariograma.

5.4 DISCUSSÃO

Muitas vezes o solo é considerado como um meio homogêneo em estudos da hidrodinâmica, porém, sabe-se que esse meio é muito heterogêneo e possui grande variabilidade espacial. De acordo com os resultados apresentados, foi possível verificar que existe variabilidade espacial da estrutura do solo em escala de campo, como também, variabilidade espacial da estrutura do solo na escala do poro, a qual está relacionadas com as propriedades hidráulicas.

O solo com vegetação natural de caatinga, por ser um solo mais estruturado, mostrou ser um meio com grande variabilidade tanto em escala de campo, como na escala do poro. A heterogeneidade desse meio juntamente com uma maior e mais complexa rede de poros favorecem o fluxo de água (PIRES et al., 2019). Por outro lado, na área de pastagem, a compactação do solo devido ao pisoteio animal e o acúmulo de finos decorrente de processo de degradação do solo são fatores modificadores de sua estrutura, resultando em uma homogeneização desse meio tanto em escala de campo, como na escala do poro. Esses processos de degradação desestruturam o solo, reduz a quantidade e a conectividade dos poros e, conseqüentemente, prejudicam a circulação de água e nutrientes (REZANEZHAD et al., 2009; SHAWÄRZEL et al., 2011; FERREIRA et al., 2018).

Com a análise temporal da variabilidade da estrutura do solo foi possível verificar que na pastagem houve uma redução mais acentuada da variabilidade espacial em escala de campo com o tempo, indicando que o solo desprotegido sofre modificação de sua estrutura de forma mais intensa e uniforme devido a ações direta de agentes externos e internos. Por outro lado, o solo de caatinga, com sua proteção vegetal natural, não sofre muitas alterações em sua estrutura ao longo do tempo. Na escala do poro, foi verificada uma pequena redução do alcance dos semivariogramas das duas áreas, esse comportamento está relacionado com o aumento na quantidade de vazios intra-agregados no solo (WINSTONE et al., 2019). Já a redução na quantidade de vazios interagregados na caatinga e o aumento dos mesmos na pastagem justificam o comportamento do patamar dos semivariogramas das duas áreas.

A variância total (patamar) do semivariograma experimental apresentou correlação moderada a forte com os parâmetros hidráulicos do solo, indicando que uma maior heterogeneidade da estrutura do solo em escala de poro representa uma melhor qualidade do mesmo. As propriedades hidráulicas também apresentaram correlação moderada a forte com alguns parâmetros dos semivariogramas experimentais (RVF, RSF, MFM, VFM e DMF). Como o parâmetro RVF apresentou o mesmo comportamento do total de vazios, foi possível verificar que solos com uma maior quantidade de poros (poros maiores que a resolução adotada) possuem uma maior capacidade de fluxo de água. A correlação das propriedades hidráulicas com os parâmetros MFM, VFM e DMF demonstram que a continuidade da estrutura do solo é importante para uma melhor circulação de água, confirmando que o solo de caatinga, por possuir uma maior quantidade de vazios interagregados, tem uma melhor circulação de água que o solo de pastagem (BLANCO-CANQUI et al., 2017).

5.5 CONCLUSÕES

A determinação de semivariogramas a partir de imagens tomográficas de alta resolução de solos das áreas de caatinga preservada e de pastagem degradada se mostrou eficiente no estudo da variabilidade espacial em escala de campo e em escala do poro. Além disso, a determinação dos parâmetros do semivariograma segundo Balanguer et al. (2010) se mostrou uma técnica promissora no estudo de mudanças na estrutura do solo e no comportamento hidrodinâmico desse meio devido ao seu uso.

Com essa técnica foi possível verificar uma maior homogeneização da estrutura do solo de pastagem tanto em escala de campo, como em escala microscópica do poro, desmontando uma estrutura mais simples e com rede de poros menos complexa do que o solo de caatinga preservada. A forte correlação entre alguns parâmetros dos semivariogramas com os parâmetros hidráulicos, demonstrou que as mudanças na estrutura do solo em escala microscópica afetam a circulação e armazenamento de água no solo.

Diante disso, o uso do solo do semiárido brasileiro para pastagem resulta em mudanças na sua estrutura que, conseqüentemente, dificulta o fluxo e retenção de água essenciais para a recuperação do solo, resultando em problemas de degradação/ desertificação desse meio.

6 CONCLUSÕES GERAIS

O combate da degradação/desertificação do solo do semiárido brasileiro não expressa uma luta direta contra a erosão e suas consequências, mas sim, a busca por suas causas e por ações para suprimi-las. Para tal, é muito importante o conhecimento do comportamento do solo após atividades humana, visto que essas são as principais causas dessa problemática. Diante disso, nesse estudo foram analisadas as mudanças nos parâmetros físicos e estruturais do solo, como também a variabilidade da rede de poros e suas relações com as mudanças no comportamento hidrodinâmico do solo em área de pastagem degradada.

Comparando uma área preservada de caatinga com a área degradada de pastagem, verificou-se que o desmatamento e uso do solo para pastagem aumentou a densidade do solo, a umidade inicial e o parâmetro η de van Genuchten, como também, diminuiu a porosidade do solo e o parâmetro n de van Genuchten. Em relação a análise da estrutura do solo, foi possível verificar por meio das imagens tomográficas tridimensionais uma redução na quantidade total de vazios e de vazios interagregado, além de aumento na quantidade de vazios intra-agregados e da radiodensidade da matriz do solo na pastagem. A morfometria dos vazios intra-agregados indica uma redução em seus tamanhos no solo de pastagem, como também, um aumento na quantidade desses vazios com formatos alongados, porém, os vazios com esses formatos são bem menores que os vazios de mesmo formato no solo de caatinga. Não foram verificadas mudanças significativas nessas propriedades ao longo do período analisado.

Foi possível verificar por meio de semivariogramas experimentais obtidos a partir das imagens tomográficas que existe variabilidade espacial da estrutura do solo em escala de campo, como também, variabilidade espacial da estrutura do solo na escala do poro. A estrutura do solo na pastagem se mostrou mais homogênea nas duas escalas analisadas. Os parâmetros desenvolvidos por Balanguer et al. (2010) foram essenciais para uma análise mais detalhada das diferenças no comportamento dos semivariogramas entre pastagem e caatinga.

Em relação as propriedades hidráulicas do solo obtidas pelo método BEST, foi possível verificar mudanças no comportamento hidrodinâmico no solo de pastagem, como a redução da capacidade de fluxo e armazenamento de água. Essas mudanças demonstraram possuir forte relação

com as mudanças na estrutura do solo. Além disso, a homogeneização espacial da estrutura do solo na escala de poro também apresentou forte relação com a redução da capacidade de fluxo e armazenamento de água na pastagem.

Diante disso, o estudo mostrou que a ação do homem é um fator que vem mudando as características do Luvissolo Crômico no semiárido, provocando a redução do fluxo e armazenamento de água, que conseqüentemente resulta em um aumento do escoamento superficial, provocando a erosão do solo. Portanto, o uso inapropriado do solo vem contribuindo para a degradação/desertificação do solo da caatinga brasileira.

REFERÊNCIAS

- ALAGNA, V., BAGARELLO, V., DI PRIMA, S., GUAITOLI, F., IOVINO, M., KEESSTRA, S., & CERDÀ, A. **Using Beerkan experiments to estimate hydraulic conductivity of a crusted loamy soil in a Mediterranean vineyard.** Journal of Hydrology and Hydromechanics, v. 67, n. 2, p. 191-200, 2019.
- ALAOUI, A., ROGGER, M., PETH, S., & BLÖSCHL, G. **Does soil compaction increase floods? A review.** Journal of hydrology, v. 557, p. 631-642, 2018.
- ALLARD, D., SENOUSSE, R., PORCU, E. **Anisotropy models for spatial data.** Mathematical Geosciences, v. 48, n. 3, p. 305-328, 2016.
- ANGULO-JARAMILLO, R., BAGARELLO, V., DI PRIMA, S., GOSSET, A., IOVINO, M., & LASSABATERE, L. **Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales.** Journal of Hydrology, v. 576, p. 239-261, 2019.
- ANGULO-JARAMILLO, R., BAGARELLO, V., IOVINO, M., LASSABATERE, L. **Infiltration measurements for soil hydraulic characterization. Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization.** Springer, Cham, Switzerland, 2016.
- ARAÚJO FILHO, J. **Manejo pastoril sustentável da caatinga (N. IICA L01-52). IICA. Projeto Dom Helder Câmara, Recife (Brasil). Projeto Semear, Brasília (Brasil).** Associação Brasileira de Agroecologia, Rio Grande do Sul (Brasil) (2013).
- ATKINSON, P. M., & LEWIS, P. **Geostatistical classification for remote sensing: an introduction.** Computers & Geosciences, v. 26, n. 4, p. 361-371, 2000.
- AZADMARD, B., MOSADDEGHI, M. R., AYOUBI, S., CHAVOSHI, E., & RAOOF, M. **Spatial variability of near-saturated soil hydraulic properties in Moghan plain, North-Western Iran.** Arabian Journal of Geosciences, v. 11, n. 16, p. 1-14, 2018.
- BALAGUER-BESER, A., RUIZ, L. A., HERMOSILLA, T., & RECIO, J. A. **Using semivariogram indices to analyse heterogeneity in spatial patterns in remotely sensed images.** Computers & Geosciences, v. 50, p. 115-127, 2013.
- BALAGUER, A., RUIZ, L. A., HERMOSILLA, T., & RECIO, J. A. **Definition of a comprehensive set of texture semivariogram features and their evaluation for object-oriented image classification.** Computers & Geosciences, v. 36, n. 2, p. 231-240, 2010.
- BARBOSA NETO, M. V., DE ARAÚJO, M. D. S. B., DE ARAÚJO FILHO, J. C., & DE ALMEIDA, B. G. **Degradação do solo por erosão em área vulnerável à desertificação no**

semiárido pernambucano. Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento, v. 1, p. 4406-4416, 2017.

BARBOSA NETO, M. V., DE ARAÚJO, M. D. S. B., DE ARAÚJO FILHO, J. C., SAMPAIO, E. V. D. S. B., & DE ALMEIDA, B. G. **Rill and sheet soil erosion estimation in an area undergoing desertification in the Brazilian semi-arid region**. *Modeling Earth Systems and Environment*, p. 1-9, 2020.

BENEVENUTE, P. A., DE MORAIS, E. G., SOUZA, A. A., VASQUES, I. C., CARDOSO, D. P., SALES, F. R., ... & SILVA, B. M. **Penetration resistance: An effective indicator for monitoring soil compaction in pastures**. *Ecological Indicators*, v. 117, p. 106647, 2020.

BEZERRA, F. G. S., AGUIAR, A. P. D., ALVALÁ, R. C. S., GIAROLLA, A., BEZERRA, K. R. A., LIMA, P. V. P. S., DO NASCIMENTO, F. R., & ARAI, E. **Analysis of areas undergoing desertification, using EVI2 multi-temporal data based on MODIS imagery as indicator**. *Ecological Indicators*, v. 117, p. 106579, 2020.

BLANCO-CANQUI, H., WIENHOLD, B. J., JIN, V. L., SCHMER, M. R., & KIBET, L. C. **Long-term tillage impact on soil hydraulic properties**. *Soil and Tillage Research*, v. 170, p. 38-42, 2017.

BONETTI, J.A., ANGHINONI, I., GUBIANI, P. I., CECAGNO, D., & DE MORAES, M. T. **Impact of a long-term crop-livestock system on the physical and hydraulic properties of an Oxisol**. *Soil and Tillage Research*, v. 186, p. 280-291, 2019.

BORGES, J. A., PIRES, L. F., CÁSSARO, F. A., AULER, A. C., ROSA, J. A., HECK, R. J., & ROQUE, W. L. **X-ray computed tomography for assessing the effect of tillage systems on topsoil morphological attributes**. *Soil and Tillage Research*, v. 189, p. 25-35, 2019.

BORGES, L. P. F., MORAES, R. M., CRESTANA, S., & CAVALCANTE, A. L. B. **Geometric features and fractal nature of soil analyzed by x-ray microtomography image processing**. *International Journal of Geomechanics*, v. 19, n. 8, p. 04019088, 2019.

BOUARAFA, S., LASSABATERE, L., LIPEME-KOUYI, G., & ANGULO-JARAMILLO, R. **Hydrodynamic characterization of sustainable urban drainage systems (SuDS) by using Beerkan infiltration experiments**. *Water*, v. 11, n. 4, p. 660, 2019.

BRAUD, I., DE CONDAPPA, D., SORIA, J. M., HAVERKAMP, R., ANGULO-JARAMILLO, R., GALLE, S., & VAUCLIN, M. **Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method)**. *European Journal of Soil Science*, v. 56, n. 3, p. 361-374, 2005.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Albrington: Waine Research, 1985, 152p.

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

CAMBARDELLA, C. A., MOORMAN, T. B., PARKIN, T. B., KARLEN, D. L., NOVAK, J. M., TURCO, R. F., & KONOPKA, A. E. **Field scale variability of soil properties in Central Iowa soils.** Soil Science Society of America Journal, Madison, v.58, p.1501-1511, 1994.

CARDUCCI, C. E., DE OLIVEIRA, G. C., CURI, N., HECK, R. J., & ROSSONI, D. F. **Scaling of pores in 3D images of Latosols (Oxisols) with contrasting mineralogy under a conservation management system.** Soil Research, v. 52, n. 3, p. 231-243, 2014.

CASTELLINI, M., FORNARO, F., GAROFALO, P., GIGLIO, L., RINALDI, M., VENTRELLA, D., ... & VONELLA, A. V. **Effects of no-tillage and conventional tillage on physical and hydraulic properties of fine textured soils under winter wheat.** Water, v. 11, n. 3, p. 484, 2019.

CASTELLINI, M., IOVINO, M., PIRASTRU, M., NIEDDA, M., & BAGARELLO, V. **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.

CASTELLINI, M., STELLACCI, A. M., MASTRANGELO, M., CAPUTO, F., & MANICI, L. M. **Estimating the soil hydraulic functions of some olive orchards: Soil management implications for water saving in soils of Salento peninsula (southern Italy).** Agronomy, v. 10, n. 2, p. 177, 2020.

CASTELLINI, M., STELLACCI, A. M., TOMAIUOLO, M., & BARCA, E. **Spatial variability of soil physical and hydraulic properties in a durum wheat field: an assessment by the BEST-procedure.** Water, v. 11, n. 7, p. 1434, 2019.

CHAVES, H. M. L., LOZADA, C. M. C., & GASPAR, R. O. **Soil quality index of an Oxisol under different land uses in the Brazilian savannah.** Geoderma Regional, v. 10, p. 183-190, 2017.

CHILDS, E. 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.

COSTA, L. F., ANTONINO, A. C. D., RICHARD J, H., COUTINHO, A. P., VASCONCELOS, T. C., & MACHADO, C. B. **X-ray computed microtomography in the evaluation of the porous system of soils.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 22(4), 249-254, 2018.

COSTA, L. F.; ANTONINO, A. C. D.; HECK, R. J.; COUTINHO, A. P; PIMENTEL, R. M. M.; SALES, F. J. R.; MACHADO, C. B.; VASCONCELOS, T. C.; DUARTE, D. A. **Microtomografia computadorizada de raios-X na caracterização morfológica dos poros de Neossolo Regolítico Eutrofico.** Journal of Environmental Analysis and Progress, v. 1, p. 24, 2016a.

COSTA, L. F.; ANTONINO, A. C. D.; HECK, R. J.; COUTINHO, A. P.; PIMENTEL, R. M. M.; VASCONCELOS, T. C.; MACHADO, C. B. **Espaço poroso em solos brasileiros usando tomografia computadorizada de raios-x.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 09, p. 692-706, 2016b.

COUTINHO, A.P., LASSABATERE, L., WINIARSKI, T., CABRAL, J.J.S.P., ANTONINO, A.C.D., ANGULO- JARAMILLO, R. **Vadose zone heterogeneity effect on unsaturated water flow modeling at meso-scale.** Journal of Water Resource and Protection, v. 7, n. 04, p. 353, 2015.

DA SILVA, P. F., DE SOUSA LIMA, J. R., ANTONINO, A. C. D., SOUZA, R., DE SOUZA, E. S., SILVA, J. R. I., & ALVES, E. M. **Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the Caatinga and grassland in the semi-arid region of Brazil.** Journal of Arid Environments, v. 147, p. 71-82, 2017.

DE ALCÂNTARA, L. R. P., COUTINHO, A. P., DOS SANTOS NETO, S. M., DA CUNHA RABELO, C. D. G., EMÍLIA, A., & ANTONINO, A. C. D. **Modeling of the Hydrological Processes in Caatinga and Pasture Areas in the Brazilian Semi-Arid.** Water, v. 13, n. 13, p. 1877, 2021.

DE OLIVEIRA JÚNIOR, J. A., SOUZA, E. S. D., CORREA, M. M., LIMA, J. R. D. S., SOUZA, R., & SILVA FILHO, L. A. D. **Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico sob pastagem e caatinga.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 18, p. 631-639, 2014.

DE OLIVEIRA, G. G., DA SILVA, É. A., DE OLIVEIRA, G. C., CARDUCCI, C. E., BARBOSA, S. M., & SILVA, B. M. **Indicadores de qualidade física para Argissolos sob pastagens nas regiões leste e sul de Minas Gerais.** Revista de Ciências Agrárias Amazonian Journal of Agricultural and Environmental Sciences, v. 58, n. 4, p. 388-395, 2015.

DI PRIMA, S., BAGARELLO, V., ANGULO-JARAMILLO, R., BAUTISTA, I., CERDÀ, A., DEL CAMPO, A., GONZÁLEZ-SANCHIS, M., IOVINO, M., LASSABATERE, L., MAETZKE, F. **Impacts of thinning of a Mediterranean oak forest on soil properties influencing water infiltration.** Journal of Hydrology and Hydromechanics, v. 65, n. 3, p. 276-286, 2017.

DI PRIMA, S., CONCIALDI, P., LASSABATERE, L., ANGULO-JARAMILLO, R., PIRASTRU, M., CERDA, A., & KEESSTRA, S. **Laboratory testing of Beerkan infiltration experiments for assessing the role of soil sealing on water infiltration.** Catena, v. 167, p. 373-384, 2018.

DI PRIMA, S., MARROSU, R., LASSABATERE, L., ANGULO-JARAMILLO, R., & PIRASTRU, M. **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.

DUBOC, SILVANA. **Navegue.** Pensador. Disponível em:
><https://www.pensador.com/frase/MjUzMjcj/>> . Acesso em: 16 de maio de 2021.

- ELLIOT, T. R.; HECK, R. J. **A comparison of 2D vs 3D thresholding of X-ray CT imagery.** Canadian Journal of Soil Science, v.87, p. 405- 412, 2007b. <https://doi.org/10.4141/CJSS06017>
- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solos.** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2, 230, 2011.
- FERREIRA, T. R., PIRES, L. F., WILDENSCHILD, D., HECK, R. J., & ANTONINO, A. C. **X-ray microtomography analysis of lime application effects on soil porous system.** Geoderma, v. 324, p. 119-130, 2018
- FUENTES, C., VAUCLIN, M., PARLANGE, J. Y., & HAVERKAMP, R. **Soil water conductivity of a fractal soil.** Fractals in Soil Science; Baveye, P., Crawford, JW, Rawls, WJ, Eds, p. 333-340, 1998.
- GHANBARIAN-ALAVIJEH, B., LIAGHAT, A., HUANG, G. H., & VAN GENUCHTEN, M. T. **Estimation of the van Genuchten soil water retention properties from soil textural data.** Pedosphere, v. 20, n. 4, p. 456-465, 2010.
- GUARRACINO, L. **Estimation of saturated hydraulic conductivity Ks from the van Genuchten shape parameter α .** Water resources research, v. 43, n. 11, 2007.
- GÜLSER, C., EKBERLI, I., & CANDEMIR, F. **Spatial variability of soil physical properties in a cultivated field.** Eurasian Journal of Soil Science, v. 5, n. 3, p. 192-200, 2016.
- HAVERKAMP, R. T., & PARLANGE, J. Y. **Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter.** Soil Science, 142, 325-339, 1986.
- HAVERKAMP, R., BOURAOU, F., ZAMMIT, C., & ANGULO-JARAMILLO, R. **Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone.** The Handbook of groundwater engineering, 59, 1998.
- HU, X., LI, X. Y., LI, Z. C., GAO, Z., WU, X. C., WANG, P., ... & LIU, L. Y. **Linking 3-D soil macropores and root architecture to near saturated hydraulic conductivity of typical meadow soil types in the Qinghai Lake Watershed, northeastern Qinghai-Tibet Plateau.** Catena, v. 185, p. 104287, 2020.
- JASSOGNE, L., MCNEILL, A., & CHITTLEBOROUGH, D. **3D-visualization and analysis of macro-and meso-porosity of the upper horizons of a sodic, texture-contrast soil.** European journal of soil science, v. 58, n. 3, p. 589-598, 2007.
- JEFFERIES, D. A.; HECK, R. J.; THEVATHASAN, N. V.; GORDON, A. M. **Characterizing soil surface structure in a temperate tree-based intercropping system using X-ray computed tomography.** Agroforestry Systems, v.88, p.645-656, 2014.
- LASSABATERE, L., ANGULO-JARAMILLO, R., SORIA UGALDE, J. M., CUENCA, R., BRAUD, I., & HAVERKAMP, R. **Beerkan estimation of soil transfer parameters through**

infiltration experiments—BEST. Soil Science Society of America Journal, v. 70, n. 2, p. 521-532, 2006.

LASSABATERE, L., DI PRIMA, S., ANGULO-JARAMILLO, R., KEESSTRA, S., & SALESA, D. **Beerkan multi-runs for characterizing water infiltration and spatial variability of soil hydraulic properties across scales.** Hydrological sciences journal, v. 64, n. 2, p. 165-178, 2019.

LAVRNIĆ, S., ALAGNA, V., IOVINO, M., ANCONELLI, S., SOLIMANDO, D., & TOSCANO, A. **Hydrological and hydraulic behaviour of a surface flow constructed wetland treating agricultural drainage water in northern Italy.** Science of the Total Environment, v. 702, p. 134795, 2020.

LEE, D. M., ELRICK, D. E., REYNOLDS, W. D., & CLOTHIER, B. E. **A comparison of three field methods for measuring saturated hydraulic conductivity.** Canadian journal of soil science, v. 65, n. 3, p. 563-573, 1985.

LEITE, P. A., DE SOUZA, E. S., DOS SANTOS, E. S., GOMES, R. J., CANTALICE, J. R., & WILCOX, B. P. **The influence of forest regrowth on soil hydraulic properties and erosion in a semiarid region of Brazil.** Ecohydrology, v. 11, n. 3, p. e1910, 2018.

LIPIEC, J., WOJCIGA, A., & HORN, R. **Hydraulic properties of soil aggregates as influenced by compaction.** Soil and Tillage Research, v. 103, n. 1, p. 170-177, 2009.

LIU, W. F.; LEUNG, Y. F. **Characterising three-dimensional anisotropic spatial correlation of soil properties through in situ test results.** Géotechnique, v. 68, n. 9, p. 805-819, 2018.

LOZANO-BAEZ, S. E., COOPER, M., FERRAZ, S. F., RIBEIRO RODRIGUES, R., PIRASTRU, M., & DI PRIMA, S. **Previous land use affects the recovery of soil hydraulic properties after forest restoration.** Water, v. 10, n. 4, p. 453, 2018.

MANTO, H. **Modelling of geometric anisotropic spatial variation.** Mathematical Modelling and Analysis, p. 361-366, 2005

MARTINEZ, L. J., & ZINCK, J. A. **Temporal variation of soil compaction and deterioration of soil quality in pasture areas of Colombian Amazonia.** Soil and Tillage Research, v. 75, n. 1, p. 3-18, 2004.

MILLINGTON, R. J., & QUIRK, J. P. **Permeability of porous solids.** Transactions of the Faraday Society, v. 57, p. 1200-1207, 1961.

MINASNY, B., & MCBRATNEY, A. B. **Estimating the water retention shape parameter from sand and clay content.** Soil Science Society of America Journal, v. 71, n. 4, p. 1105-1110, 2007.

MUALEM, Y. **A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media.** Water resources research, v. 12, n. 3, p. 513-522, 1976.

NIKODEM, A., KODEŠOVÁ, R., FÉR, M., & KLEMENT, A. **Variability of topsoil hydraulic conductivity along the hillslope transects delineated in four areas strongly affected by soil erosion.** Journal of Hydrology and Hydromechanics, v. 69, n. 2, p. 220-231, 2021.

OLIVEIRA, L. B. D., FONTES, M. P. F., RIBEIRO, M. R., & KER, J. C. **Morphology and classification of luvisols and planosols developed on metamorphic rocks in semiarid northeastern Brazil.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 33, n. 5, p. 1333-1345, 2009.

OLIVEIRA, L. B. **Mineralogia micromorfologia, gênese e classificação de luvisolos e planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido do Nordeste brasileiro.** Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, Minas Gerais, 2007.

PASSONI, S.; PIRES, L. F.; HECK, R. J.; ROSA, J. A. **Three dimensional characterization of soil macroporosity by x-ray microtomography.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.39, p.448-457, 2015.

PEREZ-MARIN, A. M., CAVALCANTE, A. D. M. B., MEDEIROS, S. S. D., TINÔCO, L. B. D. M., & SALCEDO, I. H. **Núcleos de desertificação do semiárido brasileiro: ocorrência natural ou antrópica?.** Parcerias Estratégicas, v. 17, n. 34, p. 87-106, 2013.

PIRES, L. F., AULER, A. C., ROQUE, W. L., & MOONEY, S. J. **X-ray microtomography analysis of soil pore structure dynamics under wetting and drying cycles.** Geoderma, v. 362, p. 114103, 2020.

PIRES, L. F., ROQUE, W. L., ROSA, J. A., & MOONEY, S. J. **3D analysis of the soil porous architecture under long term contrasting management systems by X-ray computed tomography.** Soil and Tillage Research, v. 191, p. 197-206, 2019.

PULIDO, M., SCHNABEL, S., LAVADO CONTADOR, J. F., LOZANO-PARRA, J., & GONZÁLEZ, F. **The impact of heavy grazing on soil quality and pasture production in rangelands of SW Spain.** Land Degradation & Development, v. 29, n. 2, p. 219-230, 2018.

REZANEZHAD, F., QUINTON, W. L., PRICE, J. S., ELRICK, D., ELLIOT, T. R., & HECK, R. J. **Examining the effect of pore size distribution and shape on flow through unsaturated peat using computed tomography.** Hydrology and Earth System Sciences, v. 13, n. 10, p. 1993-2002, 2009.

ROSEMARY, F., INDRARATNE, S. P., WEERASOORIYA, R., & MISHRA, U. **Exploring the spatial variability of soil properties in an Alfisol soil catena.** Catena, v. 150, p. 53-61, 2017.

SCHÄFFER, B.; MUELLER, T. L.; STAUBER, M.; MÜLLER, R.; KELLER, M.; SCHULIN, R. **Soil and macro-pores under uniaxial compression. II. Morphometric analysis of macro-pore stability in undisturbed and repacked soil.** Geoderma, v.146, p.175-182, 2008a.

SCHÄFFER, B.; STAUBER, M.; MUELLER, T. L.; MÜLLER, R.; SCHULIN, R. **Soil and macro-pores under uniaxial compression. I. Mechanical stability of repacked soil and deformation of different types of macro-pores.** *Geoderma*, v.146, p.183-191, 2008b.

SCHLÜTER, S., GROßMANN, C., DIEHL, J., WU, G. M., TISCHER, S., DEUBEL, A., & RÜCKNAGEL, J. **Long-term effects of conventional and reduced tillage on soil structure, soil ecological and soil hydraulic properties.** *Geoderma*, v. 332, p. 10-19, 2018.

SCHWÄRZEL, K., CARRICK, S., WAHREN, A., FEGER, K. H., BODNER, G., & BUCHAN, G. **Soil hydraulic properties of recently tilled soil under cropping rotation compared with two-year pasture.** *Vadose Zone Journal*, v. 10, n. 1, p. 354-366, 2011.

SILVA, G. L., LIMA, H. V., CAMPANHA, M. M., GILKES, R. J., & OLIVEIRA, T. S. **Soil physical quality of Luvisols under agroforestry, natural vegetation and conventional crop management systems in the Brazilian semi-arid region.** *Geoderma*, v. 167, p. 61-70, 2011.

SILVEIRA, E. M. D. O., ACERBI, F. W., MELLO, J. M. D., & BUENO, I. T. **Object-based change detection using semivariogram indices derived from NDVI images: The environmental disaster in Mariana, Brazil.** *Ciência e Agrotecnologia*, v. 41, p. 554-564, 2017.

SOUZA, E.S., ANTONINO, A.C.D., HECK, R.J., MONTENEGRO, S.M.G.L., LIMA, J.R.S., SAMPAIO, E.V.S.B., ANGULO-JARAMILLO, R., VAUCLIN, M. **Effect of crusting on the physical and hydraulic properties of a soil cropped with Castor beans (*Ricinus communis* L.) in the northeastern region of Brazil.** *Soil and Tillage Research*, v. 141, p. 55-61, 2014.

SOUZA, R., SOUZA, E., NETTO, A.M., ALMEIDA, A.Q.D., JÚNIOR, G.B., SILVA, J.R.I., LIMA, J.R.D.S., ANTONINO, A.C.D. **Assessment of the physical quality of a Fluvisol in the Brazilian semiarid region.** *Geoderma Regional*, v. 10, p. 175-182, 2017.

STEWART, A., COBLE, A., CONTOSTA, A. R., OREFICE, J. N., SMITH, R. G., & ASBJORNSEN, H. **Forest conversion to silvopasture and open pasture: effects on soil hydraulic properties.** *Agroforestry Systems*, p. 1-11, 2019.

STRUDLEY, M. W., GREEN, T. R., & ASCOUGH II, J. C. **Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science.** *Soil and Tillage Research*, v. 99, n. 1, p. 4-48, 2008.

SUÁREZ, L. R., SALAZAR, J. C. S., CASANOVES, F., & BIENG, M. A. N. **Cacao agroforestry systems improve soil fertility: Comparison of soil properties between forest, cacao agroforestry systems, and pasture in the Colombian Amazon.** *Agriculture, Ecosystems & Environment*, v. 314, p. 107349, 2021.

TAINA, I. A.; HECK, R. J.; DEEN, W.; MA, E. Y. T. **Quantification of freezethaw related structure in cultivated topsoils using X-ray computer tomography.** *Canadian Journal of Soil Science*, v.93, p.533-553, 2013.

TOMASELLA, J., VIEIRA, R. M. S. P., BARBOSA, A. A., RODRIGUEZ, D. A., DE OLIVEIRA SANTANA, M., & SESTINI, M. F. **Desertification trends in the Northeast of Brazil over the period 2000–2016**. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, v. 73, p. 197-206, 2018.

TUFFOUR, H. O., BONSU, M., & KHALID, A. A. **Assessment of soil degradation due to compaction resulting from cattle grazing using infiltration parameters**. International Journal of Scientific Research in Environmental Sciences, v. 2, n. 4, p. 139, 2014.

VIEIRA, R. M. D., TOMASELLA, J., BARBOSA, A. A., MARTINS, M. A., RODRIGUEZ, D. A., REZENDE, F. S., CARRIELLO, F., & SANTANA, M. D. **Desertification risk assessment in Northeast Brazil: Current trends and future scenarios**. Land Degradation & Development, v. 32, n. 1, p. 224-240, 2021.

WARRICK, A. W., & NIELSEN, D. R. (1980). **Spatial variability of soil physical properties in the field**. In D. Hillel (Ed.), Application of soil physics (pp. 319-344). New York: Academic Press.

WINSTONE, B. C., HECK, R. J., MUNKHOLM, L. J., & DEEN, B. **Characterization of soil aggregate structure by virtual erosion of X-ray CT imagery**. Soil and Tillage Research, v. 185, p. 70-76, 2019.

YUE, A., ZHANG, C., YANG, J., SU, W., YUN, W., & ZHU, D. **Texture extraction for object-oriented classification of high spatial resolution remotely sensed images using a semivariogram**. International Journal of Remote Sensing, v. 34, n. 11, p. 3736-3759, 2013.

ZATARÁIN, F., FUENTES, C., HAVERKAMP, R., & ANTONINO, A. D. **Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica**. Em XII Congreso Nacional de Irrigación (pp. 1-9). Zacatecas, Zac, Mexico, 2003.

ZHU, X., HE, Z., DU, J., CHEN, L., LIN, P., & TIAN, Q. **Soil moisture temporal stability and spatio-temporal variability about a typical subalpine ecosystem in northwestern China**. Hydrological Processes, v. 34, n. 11, p. 2401-2417, 2020.

ZINGG, T. **Beiträge zur Schotteranalyse**. Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v.15, p.39-140, 1935.