

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

CÍNTIA MARIA TEIXEIRA LINS

**PERDAS DE SOLO E DE NUTRIENTES POR EROSÃO HÍDRICA EM
LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO ESTADO
DE PERNAMBUCO**

RECIFE

2020

Cíntia Maria Teixeira Lins
Engenheira Agrônoma

**PERDAS DE SOLO E DE NUTRIENTES POR EROSÃO HÍDRICA EM
LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO ESTADO
DE PERNAMBUCO**

Tese apresentado ao Programa de Pós-Graduação
em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural
de Pernambuco, como parte das exigências para
obtenção do título de Doutora em Ciência do Solo.

Orientador:

Prof. Dr. Edivan Rodrigues de Souza

Coorientadores:

Profa. Dra. Thais Emanuelle Monteiro dos Santos
Souza

Dr. André Júlio do Amaral

RECIFE

2020

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

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

L759p Lins, Cintia Maria Teixeira
PERDAS DE SOLO E DE NUTRIENTES POR EROSÃO HÍDRICA EM LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE
DESERTIFICAÇÃO NO ESTADO DE PERNAMBUCO / Cintia Maria Teixeira Lins. - 2020.
141 f. : il.

Orientador: Edivan Rodrigues de Souza.
Coorientador: Thais Emanuelle Monteiro dos Santos Souza.
Inclui referências.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo,
Recife, 2020.

1. Luvisolos. 2. Cobertura vegetal. 3. Erosividade. 4. Indicadores do solo. I. Souza, Edivan Rodrigues de, orient. II.
Souza, Thais Emanuelle Monteiro dos Santos, coorient. III. Título

CDD 631.4|

CINTIA MARIA TEIXEIRA LINS

Perdas de Solo e de Nutrientes por Erosão Hídrica em Luvisolos Sob Processo de Desertificação no Estado de Pernambuco

Tese apresenta ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, para obtenção do título de doutora em Agronomia-Ciência do Solo.

Aprovada em 27 de fevereiro de 2020

Prof. Dr. Edivan Rodrigues de Souza
Orientador
Universidade Federal Rural de Pernambuco (DEPA)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Hidelblandi Farias de Melo
Universidade Federal de Viçosa

Prof. Dr. Thais Emanuelle Monteiro dos Santos Souza
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Yuri Jacques Agra Bezerra da Silva
Universidade Federal do Piauí

Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza júnior
Universidade Federal Rural de Pernambuco

À estrela da minha vida inteira minha mãe, Maria de Fatima

Ao meu saudoso pai (*in memoriam*),

DEDICO

“E aqui está você vivendo, apesar de tudo”

Rupi Kaur

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos:

Ao Povo Brasileiro por ter custeado meus estudos, especialmente aos menos abastados.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Edivan Rodrigues de Souza, pela confiança, disponibilidade, dedicação, apoios inestimáveis que contribuíram para meu crescimento científico e sem os quais seria muito mais difícil chegar até aqui.

Ao Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior pelas contribuições científicas ao longo de toda minha formação acadêmica e por toda solicitude.

Ao meu Coorientador, Dr. André Julio do Amaral pelas contribuições ao projeto.

À professora Thaís Emanuelle Monteiro dos Santos Souza, pela gentileza em ceder o simulador de chuvas e os equipamentos utilizados nessa pesquisa e por todo auxílio prestado ao longo do desenvolvimento do trabalho de tese.

À Maria do Socorro, por “quebrar tantos dos meus galhos”, e por ser sempre a pessoa com sorriso no rosto e palavras edificantes, sobretudo nos momentos mais difíceis.

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

À CAPES e ao CNPq pela liberação de recursos financeiros para o desenvolvimento do trabalho de campo.

Aos meus queridos estagiários, Francisco, Ana Catarina, Joyce, Vítor, Amanda, Ísis e José pelas longas e exaustivas horas de trabalho e por todas conversas e risadas, vocês fizeram dessa jornada mais suave.

À irmã que a Pós-graduação me deu, Magda Aline obrigada por ter sido inseparável durante esses longos 6 anos, e por me apoiar tanto durante todo o curso, você me faz acreditar ainda em coisas boas como altruísmo e amizade.

Aos meus muito queridos Danilo Rodrigues e Martha Katharinne, vocês me acolheram das mais diversas formas possíveis, sem vocês literalmente esse trabalho não seria possível. Obrigado por terem sido meu braço direito e também meu colo, obrigada sobretudo pela paciência e pelo amor que a mim dedicaram.

Aos meus amados Hidelblandi Melo (grande companheiro nessa jornada acadêmica) e Pablo Dourado, por toda a troca científica, por todas as gargalhadas, por toda cultura, sensibilidade, vocês foram e são luz em minha vida.

Aos amigos que a vida me trouxe, Eduardo Morais, Clarissa Leal, Hugo Bentzen, Symone Falcão, Valério, Aglair Cardoso. Obrigada pela amizade e companheirismo!

E por último, mas de forma alguma menos importante, aos amores da minha vida, Maria de Fatima (mainha), Kinha, Lília, Adriana e Ana Julia, por serem meu colo e meu refúgio, por serem um descanso em meio a essa loucura e sobretudo pela paciência e compreensão em entender a grandiosidade dessa etapa.

PERDAS DE SOLO E DE NUTRIENTES POR EROSÃO HÍDRICA EM LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO ESTADO DE PERNAMBUCO

RESUMO GERAL

A desertificação é um problema de dimensões continentais que ocorre em regiões de clima árido, semiárido e subúmido seco e é caracterizada pela degradação dos recursos naturais. Aproximadamente 57 % do Nordeste Brasileiro apresenta clima semiárido e está passando por intensas mudanças no uso da terra que têm resultado numa grave degradação dos solos por ação da erosão hídrica. Uma das principais estratégias adotadas para o estudo desse problema a nível local foi o estabelecimento de núcleos de desertificação. No Brasil são reconhecidos seis núcleos: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (PB), Cariris Velhos (PB), Sertão do São Francisco (BA) e Cabrobó (PE). Apesar da existência de muitos trabalhos desenvolvidos nessa região, a grande maioria tem como foco principal de investigação a vegetação e a influência antrópica na degradação das terras. Trabalhos caracterizando as taxas de perda de solo, água e nutrientes, bem como investigando a influência das propriedades físicas do solo no aceleração da erosão ainda são escassos, sobretudo no Núcleo de Desertificação de Cabrobó. Sendo assim, o principal objetivo deste estudo foi quantificar e caracterizar as perdas de solo e água, bem como o esgotamento de macro (CaO, MgO, K₂O, P₂O₅) e micronutrientes (MnO, Fe₂O₃) totais por ação da erosão hídrica de Luvisolos situados no semiárido pernambucano. Além disso, pretendeu-se com essa pesquisa verificar a influência de propriedades físicas e químicas do solo na velocidade da degradação do solo pela erosão. Para isso foram instaladas parcelas experimentais de erosão de 1m de largura por 3m de comprimento. Os resultados serão apresentados em dois capítulos. No primeiro capítulo o monitoramento das perdas de solo foi realizado em duas condições de precipitação (60 e 100 mm h⁻¹) utilizando simulador de chuvas. Para avaliação do efeito da vegetação o experimento foi conduzido em Luvisolos apresentando coberturas vegetais distintas. No segundo capítulo, para verificação da relação das propriedades do solo com o processo erosivo, foram coletadas amostras em torno das parcelas experimentais submetidas às simulações de chuva dos dois Luvisolos estudados. As amostras coletadas foram analisadas física e quimicamente, e a observação da relação dessas propriedades com a intensidade do processo erosivo foi realizada por meio da aplicação da análise de componentes principais (ACP). A partir dos resultados foi possível observar que tanto a intensidade das chuvas quanto a cobertura vegetal influenciaram expressivamente as perdas de água, solo e nutrientes. Também foi possível observar que no Luvisolo com maior cobertura vegetal, tanto as propriedades físicas quanto as químicas encontravam-se mais preservadas e isso se refletiu na baixa geração de escoamento superficial e conseqüentemente de erosão. Em conclusão, os dados obtidos a partir deste estudo indicam que a relação da comunidade com o meio ambiente no Núcleo de Cabrobó deve ser reconsiderada, práticas como desmatamento, queimadas e pastejo intensivo de pequenos ruminantes devem ser abolidas a fim de minimizar a degradação por ação da erosão.

Palavras-chave: Luvisolos. Cobertura vegetal. Erosividade. Indicadores do solo.

SOIL AND NUTRIENT LOSSES BY WATER EROSION IN LUVISOLS UNDER DESERTIFICATION PROCESS, IN THE STATE OF PERNAMBUCO

ABSTRACT

Desertification is a problem of continental dimensions that occurs in regions with arid, semi-arid and dry sub-humid climates and is characterized by the degradation of natural resources. Approximately 57% of Northeast Brazil has a semi-arid climate and is experiencing intense changes in land use that have resulted in severe soil degradation due to water erosion. One of the main strategies adopted to study this problem at the local level was the establishment of desertification centers. Six nuclei are recognized in Brazil: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (PB), Cariris Velhos (PB), Sertão do São Francisco (BA) and Cabrobó (PE). Despite the existence of many works developed in this region, the vast majority have as their main research focus vegetation and anthropic influence on land degradation. Studies characterizing the rates of loss of soil, water and nutrients, as well as investigating the influence of soil physical properties on the acceleration of erosion are still scarce, especially in the Desertification Center of Cabrobó. Therefore, the main objective of this study was to quantify and characterize soil and water losses, as well as the depletion of total macro (CaO, MgO, K₂O, P₂O₅) and micronutrients (MnO, Fe₂O₃) due to the water erosion of Luvisolos located in the Pernambuco semiarid region. In addition, it was intended with this research to verify the influence of physical and chemical properties of the soil on the speed of soil degradation by erosion. For that, experimental erosion plots of 1m wide by 3m long were installed. The results will be presented in two chapters. In the first chapter, the monitoring of soil losses was carried out under two precipitation conditions (60 and 100 mm h⁻¹) using a rain simulator. To evaluate the effect of vegetation, the experiment was conducted in Luvisolos with different vegetation coverings. In the second chapter, to verify the relationship between soil properties and the erosion process, samples were collected around the experimental plots subjected to the rain simulations of the two Luvisols studied. The collected samples were analyzed physically and chemically, and the observation of the relationship between these properties and the intensity of the erosion process was carried out through the application of principal component analysis (PCA). From the results it was possible to observe that both the intensity of the rains and the vegetation cover significantly influenced the losses of water, soil and nutrients. It was also possible to observe that in Luvisolo with greater vegetation coverage, both physical and chemical properties were found. more preserved and this was reflected in the low generation of runoff and consequently erosion. In conclusion, the data obtained from this study indicate that the community's relationship with the environment in the Cabrobó Nucleus must be reconsidered, practices such as deforestation, burning and intensive grazing by small ruminants must be abolished in order to minimize degradation by action erosion.

Keywords: Luvisols. Vegetal cover. Erosivity. Soil indicators.

LISTA DE FIGURAS

I. CAPÍTULO I

- Figura 01.** Localização dos Luvisolos Degradado e Preservado. (Fonte: Elaborado pelo autor a partir da base da coleta de dados experimentais e de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e estatística – IBGE e do Google Earth).....45
- Figura 02.** Ambientes de estudo: A) Área de Luvisolo Degradado; B) Área de Luvisolo Preservado. (Fonte: Cíntia Lins, 2019).....48
- Figura 03.** Simulador de chuva, motor, estrutura retangular e manômetro. (Fonte: Cíntia Lins, 2019).....49
- Figura 04.** Disposição no campo dos equipamentos utilizados nos testes de simulação de chuvas no Luvisolo preservado. (Fonte: Cíntia Lins, 2019).....50
- Figura 05.** Abertura de sulcos no solo para instalação das parcelas experimentais. (Fonte: Cíntia Lins, 2019).....51
- Figura 06.** Disposição dos pluviômetros em torno da parcela experimental. (Fonte: Cíntia Lins, 2019).....51
- Figura 07.** Relação entre intensidade média da chuva (mm h^{-1}) e coeficiente de uniformidade (%) em função da pressão de serviço (kPa) das chuvas simuladas de 60 e 100 mm h^{-1} (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....53
- Figura 08.** Classificação dos regimes de escoamento gerado durante os testes de simulação de chuva. (Fonte: Bezerra, 2004)55
- Figura 09.** Relação da concentração de sedimentos e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo Preservado sob chuva de 60 mm h^{-1} (A) e 100 mm h^{-1} (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....66
- Figura 10.** Relação da concentração de sedimentos e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo Degradado sob chuva de 60 mm h^{-1} (A) e 100 mm h^{-1} (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....66
- Figura 11.** Relação do escoamento superficial e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo Preservado sob chuva de 60 mm h^{-1} (A) e 100 mm h^{-1} (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....69
- Figura 12.** Relação do escoamento superficial e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo Degradado sob chuva de 60 mm h^{-1} (A) e 100 mm h^{-1} (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....69
- Figura 13.** Relação da infiltração e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo Preservado sob chuva de 60 mm h^{-1} (A) e 100 mm h^{-1} (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).....73

Figura 14. Relação da infiltração e tempo de teste após o início do escoamento em Luvissole Degradado sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais). 74

II. CAPÍTULO II

Figura 01. Localização dos Luvissoles com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. (Fonte: Elaborado pelo autor a partir da base da coleta de dados experimentais e de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e estatística – IBGE e do Google Earth). 92

Figura 02. Representação esquemática da localização espacial da amostragem nas parcelas de estudo. (Fonte: Elaborada pela autora). 94

Figura 03. Curva Característica de Retenção da Água no Solo representada pela equação de Van Genuchten para Luvissole com cobertura vegetal (A) e Luvissole sem cobertura vegetal (B). (Fonte: Elaborada pela autora no programa Hydrus a partir da coleta de dados experimentais). 96

Figura 04. Comparação de médias para massa de agregados em Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. Em cada classe de agregado letras diferentes indicam diferença significativa ao nível de 5%. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statisc (2019) a partir da coleta de dados experimentais). 107

Figura 05. Estoque de carbono e de nitrogênio em Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais). 115

Figura 06. Análise dos componentes principais das propriedades físicas (A); biológicas (B); químicas (C); cada seta representa o vetor próprio correspondente a uma variável individual. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statistic (2019) a partir da coleta de dados experimentais). 123

LISTA DE TABELAS

I. CAPÍTULO I

- Tabela 01.** Coordenadas geográficas, altitude, precipitação média anual, temperatura média anual, clima, vegetação e uso agrícola dos ambientes de estudo. (Fonte: Köppen-Geiger, 1948) 45
- Tabela 2.** Resumo das estatísticas das propriedades físicas da camada de (0-20 cm), dos ambientes preservado e degradado ($N = 48$) (Fonte: R statistic, 2019)..... 47
- Tabela 03.** Número de Reynolds (Re), número de Froude (Fr) e coeficiente de rugosidade de Manning (n), para Luvisolo Preservado e Degradado sob intensidades de chuva de 60 e 100 $mm\ h^{-1}$. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)..... 60
- Tabela 04.** Infiltração, escoamento, início do escoamento, perda de solo e taxa de desagregação em Luvisolo Preservado e Degradado sob diferentes intensidades de chuva. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)..... 62
- Tabela 05.** Descarga líquida, Velocidade do escoamento e Perda de água em Luvisolo Preservado e Degradado sob intensidades de chuvas de 60 e 100 $mm\ h^{-1}$. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)..... 61
- Tabela 06.** Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX em Luvisolo degradado sob intensidades de chuva de 60 e 100 $mm\ h^{-1}$. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais). 76

II. CAPÍTULO II

- Tabela 01.** Coordenadas geográficas, altitude, precipitação média anual, temperatura média anual, clima, vegetação e uso agrícola dos ambientes de estudo. (Fonte: Köppen, 1948; Inmet, 2019; APAC, 2019; Map biomas, 2019; coleta de dados experimentais)..... 92
- Tabela 02.** Precipitação mensal dos municípios de Belém de São Francisco e Floresta nos meses de janeiro e agosto, respectivamente. (Fonte: CHESF, 2020) 94
- Tabela 03.** Resumo das estatísticas das propriedades físicas na profundidade de (0-20 cm), dos Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal ($N = 48$). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)..... 105
- Tabela 04.** Condutividade Hidráulica de Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal nas profundidades de 0-10 e 10-20 cm. 109

Tabela 04. Resumo das estatísticas das propriedades associadas ao carbono, dos Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).	111
Tabela 05. Resumo das estatísticas dos elementos solúveis presentes no Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).	118
Tabela 06. Resumo das estatísticas dos elementos trocáveis no Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).	119
Tabela 07. Matriz da análise de componentes principais entre os parâmetros físicos, biológicos e químicos em Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal no Núcleo de desertificação de Cabrobó-PE. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statistic (2019) a partir da coleta de dados experimentais).	120

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	21
1.1 Hipóteses	23
1.2 Objetivo Geral.....	23
1.3 Objetivos Específicos	23
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	24
2.1 Desertificação	24
2.2 Núcleos de Desertificação	25
2.3 Luvissoles	26
2.4 Erosão do Solo	26
2.5 Uso de Simuladores de Chuva em Estudos de Erosão	28
2.6 Uso de Atributos do Solo como Indicadores de Degradação.....	30
2.7 Influência da Cobertura Vegetal nas Características Hidráulicas do Escoamento.....	31
CAPÍTULO I.....	39
DINÂMICA DA EROSIÃO EM LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO COM DIFERENTES COBERTURAS VEGETAIS	39
RESUMO	40
ABSTRACT	41
1. INTRODUÇÃO	41
2 MATERIAL E MÉTODOS	44
2.1 Área de Estudo.....	44
2.2 Calibração do Simulador	51
2.3 Delineamento Experimental e Execução dos Testes	53
2.4 Hidráulica do Escoamento Superficial	53
2.4 Determinação da Perda de Água.....	56
2.5 Quantificação das Taxas de Desagregação e Perdas de Solo	56
2.6 Determinação da Concentração de Sedimentos.....	57
2.7 Estimativa do Escoamento Superficial e da Infiltração	58
2.8 Semiquantificação dos Elementos Presentes nos Sedimentos Erodidos	58
2.9 Análises de Dados.....	59
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
3.1 Número de Reynolds, Froud e Manning.....	59
3.2 Efeito da intensidade das chuvas na Infiltração, Escoamento e Perda de Solo e de Água	61
3.3 Taxa de Desagregação e Perda de Solo	64

3.4	Concentração de Sedimentos	65
3.5	Escoamento Superficial	68
3.6	Infiltração.....	71
3.7	Descarga Líquida e Velocidade de Escoamento.....	74
3.8	Semiquantificação dos Elementos Presentes nos Sedimentos Erodidos	75
4	CONCLUSÕES.....	78
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
	CAPÍTULO II.....	87
	PROPRIEDADES FÍSICAS, QUÍMICAS E BIOLÓGICAS DE LUVISSOLO SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL.....	88
	RESUMO	88
	ABSTRACT	89
1	INTRODUÇÃO	90
2	MATERIAL E MÉTODOS	91
2.1	Área de Estudo.....	91
2.2	Caracterização dos Atributos Químicos	94
2.3	Caracterização dos Atributos Físicos.....	95
2.3.1	Condutividade Hidráulica de Luvissoles com Cobertura Vegetal e sem Cobertura Vegetal	98
2.4	Análises Microbiológicas, Carbono e Nitrogênio Total e Estoque de Carbono	99
2.5	Carbono da Biomassa Microbiana.....	100
2.6	Respiração Basal e Quociente Metabólico	101
2.7	Nitrogênio Total do Solo	101
2.8	Estoque de Carbono	102
2.9	Análise dos Dados	102
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	103
5.1	Propriedades Físicas do Solo	103
5.1.1	Condutividade Hidráulica de Luvissoles sob Diferentes Coberturas Vegetais	109
5.2	Propriedades Biológicas de Luvissoles sob Diferentes Coberturas Vegetais.....	111
5.3	Propriedades Químicas do Solo.....	117
5.4	Análise de Componentes Principais dos Atributos Físicos, Biológicos e Químicos do Solo em Resposta à Degradação	120
6.	CONCLUSÕES.....	128
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	139

1 INTRODUÇÃO GERAL

A desertificação do solo tem sido reconhecida há muito tempo como um grande problema econômico, social e ambiental preocupante para muitos países em todas as regiões do globo.

No Brasil, os ambientes mais propensos à desertificação estão localizados no semiárido Nordeste e são denominadas Núcleos de Desertificação. O clima é um dos principais fatores que controlam a degradação dos solos nesta região. O tipo de solo, a geologia, a vegetação, os fatores socioeconômicos e a gestão do solo são consideradas aspectos importantes desse processo.

Nas áreas identificadas como susceptíveis à desertificação no Nordeste e em Pernambuco, foi constatado que o intenso pastejo de pequenos ruminantes, associado a elevada intensidade de chuvas e a remoção da cobertura vegetal são os fatores que mais contribuem para a intensa degradação.

Os núcleos consistem em áreas com extensas manchas de solos desnudos, presença ou não de vegetação e sinais evidentes de erosão. No entanto, existem outros locais com aparência de degradação semelhante, porém, ainda não reconhecidos como núcleos. No Brasil são reconhecidos oficialmente seis núcleos: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (PB), Cariris Velhos (PB), Sertão do São Francisco (BA) e Cabrobó (PE).

O Núcleo de Cabrobó está localizado no sul do estado de Pernambuco e abrange os municípios de Cabrobó, Belém do São Francisco, Carnaubeira da Penha, Itacuruba e Floresta. Dentro do contexto da desertificação, no núcleo Cabrobó a classe dos Luvisolos (antigos Bruno não cálcico) merece destaque devido a sua ampla distribuição na região. Os Luvisolos são solos minerais, eutróficos, não hidromórficos, com horizonte B textural constituído de argila de atividade alta e elevada saturação por bases.

A principal limitação dessa classe de solo no que diz respeito ao processo de desertificação está relacionado com a erosão hídrica e a consequente perda de solo devido à presença de argila expansiva e a frequente presença de uma elevada quantidade de seixos e calhaus na superfície e subsuperfície que pode originar o que se denomina de “pavimento desértico”.

A erosão hídrica resulta na perda de nutrientes, no armazenamento de água e na capacidade de suportar a vegetação, diminuindo a biodiversidade e a produtividade do solo. A

erosão hídrica remove a camada superior enriquecida em carbono e pode reduzir o estoque de carbono do solo.

Como resultado da perda de compostos de carbono orgânico há uma redução da agregação e da estabilidade do solo, intensificando ainda mais a eficácia dos processos erosivos em um *feedback* positivo que pode levar à perda de fertilidade do solo e à desertificação.

No núcleo de Cabrobó a quantidade de estudos sobre os efeitos dos processos erosivos no fenômeno desertificação ainda é incipiente. Nessa área, a avaliação da intensidade da erosão tem sido estimada por meio de medições de largura e profundidade de sulcos de erosão e ou a partir da observação da perda de horizontes superficiais, técnicas baseadas em modelagem como a USLE (Equação Universal de Perda de Solo) ou uso de radioisótopos, tais como o ^{137}Cs

No entanto, não consta ainda na literatura local relatos de trabalhos onde as perdas de solo, água, dinâmica do escoamento e infiltração, assim como hidráulica do escoamento tenham sido determinadas diretamente *in situ*. Em relação a esta bibliografia, fica claro que falta um banco de dados mais robusto sobre processos de erosão do solo com medidas de campo dessa região, especialmente por ela estar localizada às margens de um dos principais rios do país, o São Francisco.

Um dos fatores que limita os estudos de erosão, escoamento superficial e dinâmica da água em solos situados em ambientes áridos é a imprevisibilidade da ocorrência e intensidade dos eventos de precipitação. Por essa razão, as simulações de precipitação são amplamente utilizadas em estudos desenvolvidos em ambientes com algum grau de aridez, para análise de geração de escoamento e erosão de sedimentos em diferentes unidades e elementos de paisagem.

Apesar de possibilitar a caracterização de processos de transporte de nutrientes, determinar as taxas reais de perda de solo, de água, de escoamento, assim como as taxas de desagregação do solo, o uso de simuladores portáteis ainda está restrito a estudos desenvolvidos em laboratórios. Esse fato, está intimamente relacionado à logística de funcionamento do equipamento que envolve o fornecimento de energia elétrica para funcionamento do motor e bomba, disponibilidade de água de boa qualidade, e montagem em campo das parcelas experimentais.

Diante do exposto, essa pesquisa pretende promover um avanço na fronteira do conhecimento sobre o processo de erosão de Luvisolos em ambientes sob desertificação, bem como fornecer dados gerados *in situ* da perda de solo ocorrida sob eventos de precipitação representativos na região e do impacto da degradação provocada pela erosão hídrica nas propriedades de Luvisolos em processo de desertificação.

1.1 Hipóteses

Parâmetros relacionados à dinâmica da água, como a condutividade hidráulica, infiltração e escoamento superficial são mais sensíveis para avaliar o processo de desertificação em Luvisolos no Núcleo de Desertificação de Cabrobó.

Parâmetros físicos do solo, tais como estabilidade de agregados e densidade dos solos por possuírem baixa variabilidade no espaço e no tempo são mais sensíveis para avaliar a degradação do solo por erosão hídrica do que parâmetros químicos.

O avanço da degradação do solo em ecossistemas frágeis como a caatinga resulta da diminuição dos estoques de carbono e nitrogênio em Luvisolos.

Por estar relacionada ao ciclo do carbono e do nitrogênio a relação C/N é um indicador confiável da degradação do solo.

1.2 Objetivo Geral

O objetivo geral deste estudo é caracterizar a hidráulica do escoamento e quantificar experimentalmente os efeitos da vegetação e de diferentes intensidades de chuva sobre processos de perda de solo, de água e de nutrientes em áreas sob processo de degradação no núcleo de desertificação de Cabrobó.

1.3 Objetivos Específicos

- 1- Caracterizar a hidráulica do escoamento;
- 2- Determinar os coeficientes de rugosidade superficial do solo durante os eventos simulados de precipitação;
- 3- Detectar os principais fatores que controlam os processos de erosão do solo;
- 4- Avaliar as taxas de infiltração e escoamento superficial em Luvisolos com diferentes coberturas vegetais;
- 5- Avaliar o efeito de diferentes intensidades de chuva nas perdas de solo, escoamento, taxa de desagregação e infiltração do solo;
- 6- Correlacionar a interação da cobertura vegetal e as intensidades das chuvas com os processos de perda de solo e água;

- 7- Caracterizar e quantificar os elementos trocáveis perdidos durante cada intensidade de chuva e nos solos sob diferentes coberturas vegetais.
- 8- Fornecer à secretaria de meio ambiente do estado de Pernambuco, um documento apresentando as taxas de perda de solo no núcleo de desertificação de Cabrobó, com a finalidade de que esse órgão possa utilizá-lo no planejamento de uso e manejo do solo em bases conservacionistas e sustentáveis em áreas sob processo de desertificação.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Desertificação

A desertificação do solo tem sido reconhecida há muito tempo como um grande problema econômico, social e ambiental preocupante para muitos países em todas as regiões do globo.

O termo desertificação foi introduzido na comunidade científica no final do século XX pelo pesquisador francês Louis Lavauden e referia-se à baixa produtividade dos solos agrícolas da Tunísia (LAVAUDEN, 1927).

A popularização do tema como um problema ambiental só foi alcançada em 1949 com a publicação do relatório "Climats, Forêts et Desertification de l'Afrique Tropicale" do também pesquisador francês, André Aubreville (AUBRÉVILLE, 1949), no qual o assunto foi discutido a partir do estudo em florestas tropicais africanas usando isoietas de precipitação como parâmetro de análise.

Na Conferência das Nações Unidas sobre Desertificação que ocorreu em Nairobi em 1977 (UNCCD) foi adotado um Plano de Ação para Combater a Desertificação (PACD) e em 1994, a Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação (UNCCD) definiu a desertificação como "degradação da terra em áreas áridas, semiáridas e sub-húmidas secas resultante de vários fatores, incluindo variações climáticas e atividades humanas" (UNCCD, 2009).

Em 2009, o relatório final da conferência científica realizada em Buenos Aires pela UNCCD destacou os seguintes hotspots de desertificação: Nordeste do Brasil, Argentina, Chile (especialmente a Patagônia), Norte do México e no continente Africano, a região do Sahel e o Chife da África (WINSLOW et al., 2011).

2.2 Núcleos de Desertificação

No Brasil, os ambientes mais propensos à desertificação estão localizados no semiárido nordestino. O clima é um dos principais fatores que controlam o processo nesta região. O tipo de solo, a geologia, a vegetação, os fatores socioeconômicos e a gestão da terra são consideradas aspectos importantes desse processo (IBGE, 2004).

Nas áreas identificadas como susceptíveis à desertificação no Nordeste e em Pernambuco, foi constatado que o fator antropogênico é o que mais contribui para a intensa degradação, de maneira geral, com a destruição da vegetação por práticas agrícolas inadequadas e pela pecuária extensiva e desmatamento objetivando o uso da madeira para produção de lenha e carvão (LACERDA et al., 2014).

Em 1979, Vasconcelos Sobrinho e uma equipe de pesquisadores selecionaram áreas pilotos onde existiam intensos processos de degradação do solo e da vegetação. Essas áreas consistiam em “unidades mínimas” onde os estudos seriam conduzidos devido a impossibilidade da realização de pesquisas em grandes áreas. Esses ambientes foram identificados posteriormente como núcleos de desertificação e possibilitaram um estudo local por serem áreas específicas e representativas (PEREZ-MARIN et al., 2012; LOPES; SOARES, 2016).

Os núcleos consistem em áreas com extensas manchas de solos desnudos, presença ou não de vegetação e sinais evidentes de erosão do solo. No entanto, existem outros locais com aparência de degradação semelhante, porém, ainda não reconhecidos como núcleos (PEREZ-MARÍN et al., 2012). Atualmente são reconhecidos oficialmente seis núcleos de desertificação no Semiárido Brasileiro: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (RN), Cariris Velhos (PB), Sertão do São Francisco (BA) e Cabrobó (PE) (PEREZ-MARÍN et al., 2012).

O Núcleo de Cabrobó está localizado no sul do estado de Pernambuco e abrange os municípios de Cabrobó, Belém do São Francisco, Carnaubeira da Penha, Itacuruba e Floresta. Compreende uma área de cerca de 5.000 km² e afeta uma população em torno de 24.000 habitantes (PEREZ-MARÍN et al., 2012). As causas fundamentais de degradação no núcleo de Cabrobó são a presença de áreas salinizadas, devido ao desenvolvimento de atividades agrícolas, o sobrepastoreio decorrente da pecuária extensiva, o desmatamento da caatinga e a erosão (SALES, 2006; SÁ; ANGELOTTI, 2009) também destacam o desmatamento como uma das principais causas da degradação. Além disso, predominam no núcleo classes de solos com presença de mudança textural abrupta e argila expansiva, como é o caso dos Luvisolos.

2.3 Luvisolos

No núcleo de Cabrobó as classes de solo predominantes são os Planossolos e os Luvisolos (EMBRAPA, 2006). Dentro do contexto da desertificação, no núcleo Cabrobó a classe dos Luvisolos (antigos Bruno não cálcico) merece destaque devido a sua ampla distribuição na região (EMBRAPA, 2006) e por corresponder a cerca de 11 % do território do estado de Pernambuco (ARAÚJO FILHO et al., 2000). Além disso, em virtude da elevada fertilidade natural decorrente da presença abundante de minerais pouco intemperizados, essa classe é frequentemente utilizada na agricultura local o que a torna mais susceptível a práticas inadequadas de manejo e conseqüentemente à desertificação.

Conceitualmente, são solos minerais, eutróficos, não hidromórficos, com horizonte B textural constituído de argila de atividade alta e elevada saturação por bases, bem a imperfeitamente drenados, que apresentam elevada soma de bases (EMBRAPA, 2018).

O desenvolvimento se dá a partir do intemperismo de rochas básicas ricas em minerais ferromagnesianos, com destaque para a biotita-xisto, e ocupam, geralmente, as áreas de relevo suave ondulado a plano, sob o domínio de condições semiáridas que oferece fortes limitações hídricas (EMBRAPA, 2018).

A principal limitação dos Luvisolos no que diz respeito ao processo de desertificação está relacionada à erosão e a conseqüente perda de solo devido à presença de argila expansiva e da mudança textural abrupta entre os horizontes superficiais e subsuperficiais (EMBRAPA, 2018).

Nesses solos é frequente a presença de uma elevada quantidade de seixos e calhaus na superfície e subsuperfície o que pode originar o que se denomina “pavimento desértico”. Esse problema é comum em ambientes desmatados e decorre da perda de argila por efeito da erosão restando apenas o material pedregoso (EMBRAPA, 2018).

2.4 Erosão do Solo

A erosão do solo é um processo que ocorre naturalmente na paisagem com o objetivo de preservar o equilíbrio entre as diversas funções do ecossistema. Esse fenômeno é influenciado por fatores-chave, como mudanças no uso do solo, precipitação e inclinação da encosta. (ABDULKAREEM et al., 2019).

Por definição a erosão consiste no desgaste do solo, por meio da desagregação, transporte e remoção do material desagregado e deposição. Esse processo pode ter ocorrência natural, o que inclui 1) processos erosivos naturais (chuva, escoamento, avalanches de neve, vento e gravidade), 2) processos biológicos (queda de árvores, pisoteio de animais, animais escavadores), ou pode ser também induzida pelo homem (preparo do solo, colheita, nivelamento do solo, pedreiras, mineração, escavações para infraestrutura e construção civil, crateras de explosão e escavação de valas) (POESEN, 2018).

A remoção do material superficial afeta diretamente a prestação de serviços ecossistêmicos, tais como, produção de alimentos, armazenamento de carbono, filtragem de água, cobertura vegetal e biodiversidade. Nos últimos anos, com as mudanças climáticas e o manejo intensificado do solo esses serviços estão sendo ameaçados cada vez mais pela ação de processos erosivos (LI; RODRIGUEZ; TANG, 2017).

Apesar de natural, a erosão do solo tem se configurado como uma séria ameaça em todo o mundo, sendo considerada a maior forma de degradação do solo e atuando como precursora de efeitos irreversíveis no solo, tendo como consequências imediatas a perda da fertilidade, instabilidade de taludes, truncamento de perfis, assoreamento de rios, diminuição da capacidade suporte da vegetação. Localmente a erosão pode sofrer variação em resposta à diferentes frequências e intensidades de precipitação, tipo de solo e posição do solo no relevo (MONDAL et al., 2017).

De acordo com o projeto *Global Assessment of Soil Degradation* induzido pelo homem, baseado no PNUMA (Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente) (OLDEMAN; HAKKELING; SOMBROEK, 1991), mais de 1642 milhões de hectares de terra foram erodidos em todo o globo.

Entre os tipos de erosão, a hídrica é a mais comum e representa cerca de 55% das terras erodidas (BRIDGES; OLDEMAN, 1999). Países como Estados Unidos, China, Rússia, Austrália, Índia e partes da Europa sofrem com esse tipo de degradação. Além desses, alguns países da África e América do Sul, como Etiópia e Colômbia, também sofrem com a erosão severa do solo.

Segundo a literatura, a taxa de perda de solo tolerável e mais comumente citada é a de $1 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (JÜRGENS; FANDER, 1993; VERHEIJEN et al., 2009), sendo consideradas como irreversíveis situações onde a taxa da perda de solo é superior a $1 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (JONES et al., 2004). Pesquisadores como Yang et al. (2003) avaliaram e

estimaram que as taxas de erosão do solo em escala global são em torno de $10,2 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Alguns trabalhos desenvolvidos em regiões áridas relatam que o sobrepastoreio, predispõe a irregularidade da vegetação, tanto pela herbivoria quanto pela compactação do solo, sendo essa uma das principais causas de exposição do solo a processos degradantes tais como erosão hídrica e eólica (PULIDO-FERNÁNDEZ et al., 2013; ZIADAT; TAIMEH, 2013).

A erosão do solo resulta na perda de sedimentos e nutrientes e na redução da capacidade de armazenamento de água e na sua capacidade de suportar a vegetação, diminuindo a biodiversidade e a produtividade. A erosão hídrica remove a camada superior do solo enriquecida com carbono e pode reduzir o estoque de carbono do solo (AMUNDSON et al., 2015). Com a perda de compostos de carbono orgânico há uma redução da agregação e da estabilidade do solo, intensificando ainda mais a eficácia dos processos erosivos em um *feedback* positivo que pode levar à perda de fertilidade do solo e à desertificação (BEGUERÍA et al., 2015).

Em ambientes semiáridos, como é o caso do núcleo de desertificação de Cabrobó, um dos fatores que limita os estudos de erosão, escoamento superficial e dinâmica da água em solos é a imprevisibilidade da ocorrência e intensidade dos eventos de precipitação. Por essa razão, trabalhos utilizando simulações de precipitação são amplamente utilizadas para análise de geração de escoamento e erosão de sedimentos em diferentes unidades e elementos de paisagem (CERDÀ, 1998; DUNKERLEY, 2012).

Nesses ambientes a precipitação é irregular e caracterizada por ser altamente erosiva no início da estação chuvosa. Apesar da precipitação média anual não ser elevada, os solos apresentam altas taxas de erosão em virtude da intensidade das chuvas e da escassez ou ausência da vegetação (HAMMAD; TUMEIZI, 2010).

Para o desenvolvimento de medidas de controle da erosão do solo, parcelas experimentais de erosão sob chuva simulada são frequentemente empregadas. Os resultados obtidos por esses estudos ajudam a compreender melhor os processos de erosão do solo, analisando suas variações espaciais e temporais ou identificando os principais fatores envolvidos no processo (TORRI et al., 1999; REGÜÉS; GALLART, 2004)

2.5 Uso de Simuladores de Chuva em Estudos de Erosão

Na pesquisa sobre erosão, a simulação da chuva é um dos métodos experimentais mais comumente usados para o estudo das perdas de solo. Os primeiros experimentos simulando eventos de chuva ocorreram no início do século XX. Compilações das diferentes ferramentas, incluindo parâmetros essenciais e problemas relacionados à sua construção, são publicadas por Blanquies; Scharff e Hallock, (2003) e Ries et al. (2013) .

Os simuladores de chuva são ferramentas importantes para analisar a natureza e a formação do escoamento superficial em paisagens durante eventos extremos de precipitação (por exemplo, em simulações de um período de retorno de 100 anos) que não podem ser suficientemente investigados durante a ocorrência de uma chuva natural (NEWSELY et al., 2015).

Uma das características que influencia diretamente a escolha do simulador em estudos de erosão hídrica é a altura do equipamento. Para simular eventos erosivos, a altura de queda da gota deve ser a mais alta possível para que seja produzida energia cinética suficiente para erodir o solo. Outra característica interessante dos simuladores é que quando bem calibrados, apresentam uniformidade da precipitação, além de poder operar com intensidade constante durante todo o período do teste (RIES et al., 2013).

Na maioria dos casos, os simuladores de chuva empregados em experimentos de campo são caracterizados por componentes simples e de baixo custo em comparação aos simuladores usados em estudos de laboratório. Isso se deve ao fato de que os locais dos experimentos em campo as vezes são de difícil acesso e o fornecimento de energia e água geralmente é limitado (NEWSELY et al., 2015).

Qualquer que seja o tipo de simulador, uma calibração preliminar, com o objetivo de avaliar as características das chuvas produzidas, é sempre necessária (ISERLOH et al., 2012). Os aspectos mais importantes que precisam ser avaliados são a uniformidade da distribuição da chuva, a reprodutibilidade dos experimentos, a distribuição do tamanho da gota e a velocidade da queda (RIES et al., 2009).

Vários traçadores são empregados para medir a velocidade do fluxo, incluindo corantes (permanganato de potássio), eletrólitos, isótopos radioativos e objetos flutuantes (ABRAHAMS; PARSONS; LUK, 1986; TAURO; GRIMALDI, 2017). Isótopos radioativos não são ecologicamente corretos e podem ser prejudiciais aos operadores (AL MESFER; SULTAN; AL-DAHMAN, 2017). Já o tamanho dos objetos flutuantes utilizados no método de rastreamento pode influenciar seu livre movimento no fluxo de água (TAURO et al., 2012). Por essas razões o método que utiliza corantes como marcadores é amplamente utilizado desde o início dos estudos com simulação de chuva (HORTON; LEACH; VAN VLIET, 1934).

No entanto, é difícil determinar o fator empírico para obter a velocidade média real do fluxo, tendo em vista os efeitos do regime de fluxo, rugosidade da superfície e a carga de sedimentos (LI; ABRAHAMS, 1997 ; DUNKERLEY, 2012; MYERS, 2002 ; ZHANG et al., 2010).

2.6 Uso de Atributos do Solo como Indicadores de Degradação

Em grande medida a desertificação de regiões áridas e semiáridas resulta de eventos que diminuem a eficácia da precipitação hídrica e por consequência reduzem a produção primária líquida. Quando processos intensos de erosão hídrica ocorrem, há uma diminuição na infiltração de água no perfil, resultando em menor armazenamento de água pelo solo e comprometendo abastecimento do lençol freático. Desse modo, alterações edáficas que promovam a redução da disponibilidade da água para os organismos (em particular para as plantas) são características de processos relacionados à desertificação (LIU et al., 2010).

Nesse sentido, propriedades físicas do solo relacionados à infiltração, armazenamento e disponibilidade da água (condutividade hidráulica, potencial hídrico do solo e porosidade) podem ser usadas como parâmetro para indicar o nível de degradação do solo que pode resultar em desertificação (ZHANG; SHAO, 2015).

Nestas regiões o volume de água no solo regula a ocorrência, número e porte de espécies vegetais perenes sendo por esse motivo extremamente importante para o desenvolvimento da vegetação (ZHANG; SHAO, 2015).

De acordo com Takagi e Lin (2012) o padrão de variabilidade e distribuição do conteúdo de água no solo pode ser controlado por muitos fatores, como propriedades do solo, características topográficas e vegetação. Em ambientes áridos Zang e Shao (2015) observaram que a densidade do solo, a textura, o teor de cascalho, a concentração de carbono orgânico e a condutividade hidráulica saturada foram considerados como as principais propriedades do solo que regulam a distribuição do conteúdo de água em áreas não vegetadas, isso porque essas variáveis interferem diretamente na capacidade de armazenamento de água pelo solo.

Boa parte dos estudos sobre desertificação têm sido desenvolvidos para gerar informações que proporcionem o conhecimento de suas causas, de modo que ao longo dos anos há uma repetição e reiteração das conclusões sobre os danos causados em propriedades do solo como consequência do seu uso intensivo, mas pouco se conhece sobre a maneira que a

especificidade das características de cada solo contribui com a evolução da degradação (RABIA, 2012).

A necessidade de elaboração de indicadores é uma das prioridades identificadas pela UNCCD (2009). A partir dos indicadores é possível a construção de modelos que demonstram o grau de avanço do fenômeno e, ou, se a desertificação alcançou o ponto final de solos irreversivelmente improdutivos (KOSMAS et al., 2014).

Normalmente os indicadores de qualidade e ou de degradação do solo são classificados como físicos, químicos e biológicos (PARR et al., 1992; DORAN; PARKIN, 1996).

Os indicadores físicos incluem: textura, profundidade, enraizamento superficial, densidade do solo, taxa de infiltração, condutividade hidráulica, porosidade, continuidade de poros e estabilidade de agregados, selamento superficial, características de retenção de água e presença de crostas (WIJITKOSUM, 2016).

Em ambientes semiáridos, os indicadores de solo mais importantes referem-se aos fatores que regulam a água disponível para as plantas, que por si só, depende direta ou indiretamente de várias propriedades morfológicas e físicas do solo, bem como dos fatores fisiográficos e de uso da terra (COSTANTINI et al., 2016).

Propriedades como a textura pode ser um indicador chave da predisposição à desertificação de uma área. Solos que apresentam texturas arenosa, por exemplo, por apresentar uma incipiente contribuição da componente mátrica possuem baixa capacidade de armazenar água e por esta razão pode se configurar como um bom indicador de medição do risco de desertificação de uma área (WIJITKOSUM; KROUTNOI; YOLPRAMOTE, 2013).

2.7 Influência da Cobertura Vegetal nas Características Hidráulicas do Escoamento

A vegetação pode afetar significativamente a produção do escoamento e o transporte de sedimentos, incluindo a diminuição da velocidade do fluxo, o aumento da infiltração e do escoamento superficial (XING et al., 2018).

Além disso a vegetação também pode fazer com que o fluxo turbulento seja mais laminar e subcrítico, alterando as características hidráulicas do fluxo e, eventualmente, pode reduzir o poder erosivo das chuvas culminando na redução da produção de sedimentos (MIRZAEI; GHORBANI-DASHTAKI, 2018). Dessa forma, a presença da vegetação, o tipo e

a cobertura efetiva influenciam todas as características hidráulicas do escoamento (ZHAO et al., 2016)

No entanto, a influência da distribuição espacial da vegetação nas características hidráulicas do escoamento raramente é discutida ou está limitada a uma distribuição regular da vegetação. Por exemplo, Liu et al. (2016), investigaram os efeitos da distribuição regular da vegetação em diferentes posições do relevo no rendimento de sedimentos e nas características hidráulicas do fluxo. Zhang et al. (2018) quantificaram os efeitos de quatro padrões diferentes de vegetação distribuídas irregularmente (padrão quadriculado, padrão em faixas perpendicular à direção da inclinação, única faixa longa paralela à direção da inclinação e um padrão com pequenas manchas distribuídas como a letra 'X') na resistência ao fluxo de escoamento superficial. Esses estudos mostraram que a influência da vegetação na erosão, na produção de sedimentos e nas características hidráulicas do escoamento superficial está relacionada não apenas à sua quantidade e estrutura, mas também ao local onde a vegetação está se desenvolvendo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDULKAREEM, J.H.; PRADHAN, B.; SULAIMAN, W.N.A, JAMIL, N.R. Prediction of spatial soil loss impacted by long-term land-use/land-cover change in a tropical watershed. **Geoscience Frontiers**, v. 10, n. 2, p. 389-403, 2019.

<<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.10.010>>.

ABRAHAMS, A. D.; PARSONS, A. J.; LUK, S. Field measurement of the velocity of overland flow using dye tracing. **Earth surface processes and landforms**, v. 11, n. 6, p. 653-657, 1986. <<https://doi.org/10.1002/esp.3290110608>>.

AL MESFER, M. K.; SULTAN, A. J.; AL-DAHMAN, M. H. Study the effect of dense internals on the liquid velocity field and turbulent parameters in bubble column for Fischer–Tropsch (FT) synthesis by using Radioactive Particle Tracking (RPT) technique. **Chemical Engineering Science**, v. 161, p. 228-248, 2017. <[doi: 10.1016 / j.ces.2016.12.001](https://doi.org/10.1016/j.ces.2016.12.001)>.

AMUNDSON, R.; BERHE, A. A.; HOPMANS, J.W.; OLSON, A.C.; SZTEIN, E.; SPARKS, D.L . Soil and human security in the 21st century. **Science**, v. 348, n. 6235, p. 1261071–1261071, 2015. <[doi: 10.1126/science.1261071](https://doi.org/10.1126/science.1261071)>.

ARAÚJO FILHO, J. C.; BURGOS, N.; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B.; MEDEIROS, L. A. R.; MÉLO FILHO, H. F. R.; PARAHYBA, R. B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, F. B. R.; LEITE, A. P.; SANTOS, J. C. P.; SOUSA NETO, N. C.; SILVA, A. B.; LUZ, L. R. Q. P.; LIMA, P. C.; REIS, R. M. G.; BARROS, A. H. C.

Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos - UEP Recife; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000. 252 p. (Embrapa Solos. Boletim de Pesquisa, 11).

AUBRÉVILLE, A. *La Forêt coloniale: Les forêts de l'Afrique Occidentale Française. Annales d'Académie des Sciences Coloniales* (Vol. IX). Paris: Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, 1949, 351 p.

BEGUERÍA, S.; ÂNGULO-MARTINEZ, M.; GASPAS, L.; NAVAS, A. Detachment of soil organic carbon by rainfall splash: Experimental assessment on three agricultural soils of Spain. *Geoderma*, v. 245–246, p. 21–30, 2015. <doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.01.010>.

BLANQUIES, J.; SCHARFF, M.; HALLOCK, B. The design and construction of a rainfall simulator. In: A gathering of global solutions: Proceedings of the 34th annual conference (9 pp.). Las Vegas, Nevada: International Erosion Control Association., 2003. p. 24 - 28. <<http://www.owp.csus.edu/research/papers/papers/PP044.pdf>>.

BRIDGES, E. M.; OLDEMAN, L. R. Global Assessment of HumanInduced Soil Degradation. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 13, 319–325, 1999. <[doi:10.1080/089030699263212](https://doi.org/10.1080/089030699263212)>.

CERDÀ, A. Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestone areas. *Geomorphology*, v. 25, n. 1–2, p. 123–134, 1998. <[doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00033-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00033-6)>.

COSTANTINI, E. A. C.; BRANQUINHO, C.; NUNES, A.; SCHWILCH, G.; STAVI, I.; VALDECANTOS, A.; ZUCCA, C. Soil indicators to assess the effectiveness of restoration strategies in dryland ecosystems. *Solid Earth*, v. 7, n. 2, p. 397–414, 2016. <[doi:10.5194/se-7-397-2016](https://doi.org/10.5194/se-7-397-2016)>.

DORAN, J.W.; PARKIN, T.B. Quantitative indicators of soil quality: a minimum data set. Pages 25-37, In: Doran, J.W. and Jones, A.J. (Editors), **Methods for Assessing Soil Quality**. SSSA Special Publication, n. 49, Soil Science Society of America, 1996.

DUNKERLEY, D. Effects of rainfall intensity fluctuations on infiltration and runoff: rainfall simulation on dryland soils, Fowlers Gap, Australia. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 15, p. 2211-2224, 2012. <<https://doi.org/10.1002/hyp.8317>>.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - Centro Nacional de Pesquisa de Solo (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, 2006, 306p. Execução de Pesquisa e Desenvolvimento – UEP Recife; Governo do Estado de Pernambuco (Secretaria de Produção Rural e Reforma Agrária). CD-ROM. (Embrapa Solos. Documentos; no. 35). ZAPE Digital.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. v. 5, Brasília, DF: EMBRAPA, 2018. 355 p.

HAMMAD, A. A. B. U.; TUMEIZI, A. Land Degradation : Socioeconomic and Environmental Causes and Consequences in the Eastern Mediterranean. **Land Degradation and Development**, v.23, n.3, p. 216-226, 2010. <[doi: 10.1002/ldr.1069](https://doi.org/10.1002/ldr.1069)>.

HORTON, R. E.; LEACH, H. R.; VAN VLIET, Richard. Laminar sheet-flow. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, New York, v. 15, n. 2, p. 393-404, 1934.

IBGE – Estudos de pesquisas e informações geográficas. **Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais e Coordenação de Geografia**. Rio de Janeiro, v. 4, 389 pp., 2004.

ISERLOH, T.; FISTER, W.; SEEGER, M.; WILLGER, H.; RIES, J.B. A small portable rainfall simulator for reproducible experiments on soil erosion. **Soil and Tillage Research**, v. 124, p. 131–137, 2012. <<https://doi.org/10.1016/j.still.2012.05.016>>.

JONES, R.J., LE BISSONNAIS, Y., BAZZOFFI, P., SANCHEZ DIAZ, J., DÜWEL, O., LOJ, G., ØYGARDEN, L., PRASUHN, V., RYDELL, B., STRAUSS, P. Soil Thematic Strategy: TWG Soil Erosion In: WP2 Nature and Extent of Soil Erosion in Europe: Interim Report. Jones, R.J. (Ed.) Ispra: EUROPEAN COMMISSION. Cap 3, 2003. p.1-22.

JÜRGENS, C.; FANDER, M. Soil erosion assessment by means of LANDSAT-TM and ancillary digital data in relation to water quality. **Soil technology**, v. 6, n. 3, p. 215-223, 1993. <[https://doi.org/10.1016/0933-3630\(93\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0933-3630(93)90011-3)>.

KOSMAS, C., KAIRIS, O., KARAVITIS, C., RITSEMA, C., SALVATI, L., ACIKALIN, S., BELGACEM, A. Evaluation and selection of indicators for land degradation and desertification monitoring: methodological approach. **Environmental management**, v. 54, n. 5, p. 951-970, 2014. <<https://doi.org/10.1007/s00267-013-0109-6>>.

LACERDA, F.F.; NOBRE, P.; SOBRAL, M.C.; LOPES, G. M.B. Alterações climáticas globais; uma realidade em Pernambuco. **Anais da Academia Pernambucana de Ciência Agrônômica**, v. 11, p. 121-154, 2014. Disponível em: <<http://www.journals.ufrpe.br/index.php/apca/article/view/1118>>. Acesso em: 17 jun. 2017.

LAVAUDEN, L. Les Forêts du Sahara. **Revue des Eaux et Forêts**, v.65, p. 265–277, 1927.

LI, G.; ABRAHAMAS, A. D. Effect of saltating sediment load on the determination of the mean velocity of overland flow. **Water Resources Research**, v. 33, n. 2, p. 341-347, 1997. <<https://doi.org/10.1029/96WR02937>>.

LI, J.; RODRIGUEZ, D.; TANG, X. Effects of land lease policy on changes in land use, mechanization and agricultural pollution. **Land Use Policy**, v. 64, p. 405-413, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2017.03.008>>.

LIU, Q.; MCVICAR, T. R.; YANG, Z.; DONOHUE, R. J.; LIANG, L.; YANG, Y. The hydrological effects of varying vegetation characteristics in a temperate water-limited basin: Development of the dynamic Budyko-Choudhury-Porporato (dBPC) model. **Journal of Hydrology**, v. 543, p. 595-611, 2016. <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.10.035>>.

- LIU, X.-L.; HE, Y.Q.; ZHANG, H.L.; SHRODER, J.K.; LI, C.L.; ZHOU, J.; ZHANG, Z.L. Impact of Land Use and Soil Fertility on Distributions of Soil Aggregate Fractions and Some Nutrients. **Pedosphere**, v. 20, n. 5, p. 666–673, 2010. <[doi.org/10.1016/S1002-0160\(10\)60056-2](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(10)60056-2)>.
- LOPES, L. S. D. O.; SOARES, R. C. Suscetibilidade À Desertificação Das Terras Secas De Gilbués (Estado Do Piauí) E Cabrobó (Estado Do Pernambuco), Nordeste Do Brasil. **Revista Geográfica de América Central**. p. 307–323, 2016. <[doi: 10.15359/rgac.1-56.13](https://doi.org/10.15359/rgac.1-56.13)>.
- MIRZAEI, S.; GHORBANI-DASHTAKI, S. Deriving and evaluating hydraulics and detachment models of rill erosion for some calcareous soils. **Catena**, v. 164, p. 107-115, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.016>>.
- MONDAL, D. KHARE, S. KUNDU, S. MUKHERJEE, A. MUKHOPADHYAY, S. MONDAL. Uncertainty of soil erosion modelling using open source high resolution and aggregated DEMs. **Geoscience Frontiers**, v. 8, n. 3, p. 425-436, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.004>>.
- MYERS, T. G. Modeling laminar sheet flow over rough surfaces. **Water Resources Research**, v. 38, n. 11, p. 12-1-12-12, 2002. <<https://doi.org/10.1029/2000WR000154>>.
- NEWESELY, C., LEITINGER, G., ZIMMERHOFER, W., KOHL, B., MARKART, G., TASSER, E., & TAPPEINER, U. Rain simulation in patchy landscapes: Insights from a case study in the Central Alps. **Catena**, v. 127, p. 1-8, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.013>>.
- OLDEMAN, L. R.; HAKKELING, R. T. A.; SOMBROEK, W. G. World Map of the Status of Human-Induced Soil Degradation: An Explanatory Note. Global Assessment of Soil Degradation (GLASOD). International Soil Reference Information Centre–Wageningen; United Nations Environment Program–Nairobi. Publ. in cooperation with Winand Staring Centre, International Society of Soil Science, Food and Agricultural Organization of the United Nations. **International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences**, 1991.
- PARR, J. F.; PAPENDICK, R. I.; HORNICK, S. B.; MEYER, R. E. Soil quality: attributes and relationships to alternative and sustainable agriculture. **American Journal of Alternative Agriculture**, v. 7, p. 5–11, 1992. <doi.org/10.1017/S0889189300004367>.
- PEREZ-MARIN, A. M.; CAVALCANTE, A. M. B.; MEDEIROS, S. S. M.; TINÔCO, L. B. M.; SALCEDO, I. H. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro : ocorrência natural ou antrópica? **Parcerias Estratégicas**, Brasília, v. 17, n. 34, p. 87–106, 2012.
- POESEN, J. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 1, p. 64-84, 2018. <<https://doi.org/10.1002/esp.4250>>.
- PULIDO-FERNÁNDEZ, M.; SCHNABEL, S.; LAVADO-CONTADOR, J.F.; MELLADO, I.M.; PÉREZ, R.O. Soil organic matter of Iberian open woodland rangelands as influenced by vegetation cover and land management. **Catena**, v. 109, p. 13–24, 2013. <doi.org/10.1016/j.catena.2013.05.002>.
- RABIA, A. H. Mapping Soil Erosion Risk Using Rusle , Gis and Remote Sensing Techniques. **The 4th International Congress of ECSSS, EUROSOIL, Bari, Italy, 2012**. p. 1–15, 2012.

REGÜÉS, D.; GALLART, F. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 6, p. 755-767, 2004. <<https://doi.org/10.1002/esp.1067>>.

RIES, J.B., ISERLOH, T., SEEGER, M., GABRIELS, D. Rainfall simulations—constraints, needs and challenges for a future use in soil erosion research. **Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues**, v. 57, n. 1, p. 1-10, 2013. <[doi: 10.1127/0372-8854/2013/S-00130](https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/S-00130)>.

RIES, J.B., SEEGER, M., ISERLOH, T., WISTORF, S., FISTER, W. Calibration of simulated rainfall characteristics for the study of soil erosion on agricultural land. **Soil and Tillage Research**, v. 106, n. 1, p. 109-116, 2009. <<https://doi.org/10.1016/j.still.2009.07.005>>

SÁ, I. B.; ANGELOTTI, F. Degradação ambiental e desertificação no Semi-Árido brasileiro. In: ANGELOTTI, F.; SÁ, I. B.; MENEZES, E. A.; PELLEGRINO, G. Q. Mudanças climáticas e desertificação no Semi-Árido brasileiro. Petrolina, PE: Embrapa Semi-Árido, 2009.

SALES, M. C. L. O panorama da desertificação no Brasil. In: MOREIRA, E. (org.) **Agricultura familiar e desertificação**. João Pessoa: Editora Universitária da UFPB, 2006.

SCHAUB, D.; PRASUHN, V. A map on soil erosion on arable land as a planning tool for sustainable land use in Switzerland. **Advances in GeoEcology**, Reskirchen, v. 31, p. 161-168, 1998.

TAKAGI, K.; LIN, H. S. Changing controls of soil moisture spatial organization in the Shale Hills Catchment. **Geoderma**, v. 173, p. 289-302, 2012. <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.11.003>>.

TAURO, F., GRIMALDI, S. Tracing of shallow water flows through buoyant fluorescent particles. **Flow Measurement and Instrumentation**, v. 26, p. 93-101, 2012. <<https://doi.org/10.1016/j.jher.2016.09.001>>.

TAURO, F.; GRIMALDI, S. Ice dices for monitoring stream surface velocity. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 14, p. 143-149, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.jher.2016.09.001>>

TORRI D, REGÜÉS D, PELLEGRINI S, BAZZOFFI P. Within-storm soil surface dynamics and erosive effects of rainstorms. **Catena**, v. 38, n. 2, p. 131-150, 1999. <[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(99\)00059-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00059-4)>.

UNCCD. 1st Scientific Conference: Synthesis and recommendations. Secretariat of the Convention to Combat Desertification. Geneva: UN, 18 p., 2009. Disponível em: <<https://digitallibrary.un.org/record/669627>>.

VERHEIJEN, F.G.A., JONES, R.J.A., RICKSON, R.J., SMITH, C.J. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. **Earth-Science Reviews**, v. 94, n. 1-4, p. 23-38, 2009. <[doi: 10.1016/j.earscirev.2009.02.003](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.003)>.

WIJTKOSUM, S. The impact of land use and spatial changes on desertification risk in

degraded areas in Thailand. **Sustainable Environment Research**, v. 26, n. 2, p. 84–92, 2016. <doi.org/10.1016/j.serj.2015.11.004>.

WIJTKOSUM, S.; KROUTNOI, L.; YOLPRAMOTE, K. Factors affecting the desertification in huay sai royal development study center. **Journal of Environmental Research And Development**, Thailand, v. 7, n. 4, p. 1439–1443, 2013.

WINSLOW, M. D.; VOGT, J.G.; THOMAS, R.J.; SOMMER, S.; MARTIUS, C.; AKHTAR-SCHUSTER. Science for improving the monitoring and assessment of dryland degradation. **Land Degradation and Development**, v. 22, n. 2, p. 145–149, 2011. <<https://doi.org/10.1002/ldr.1044>>.

XING, W., WANG, W., SHAO, Q., YONG, B., LIU, C., FENG, X., & DONG, Q. Estimating monthly evapotranspiration by assimilating remotely sensed water storage data into the extended Budyko framework across different climatic regions. **Journal of hydrology**, v. 567, p. 684-695, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.014>>.

YANG, P.L.; LUO, Y.P. The characteristic of soil fractal dimension use the weight of diameter distributions. **Chinese Science Bulletin**, n.38, p.1986- 1899, 1993. <<https://doi.org/10.1038/s41598-018-25543-0>>.

ZHANG, G. H., LUO, R. T., CAO, Y., SHEN, R. C., & ZHANG, X. C. Correction factor to dye-measured flow velocity under varying water and sediment discharges. **Journal of hydrology**, v. 389, n. 1-2, p. 205-213, 2010. <[doi: 10.1016 / j.jhydrol.2010.05.050](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.050)>.

ZHANG, P.; SHAO, M. Spatio-temporal variability of surface soil water content and its influencing factors in a desert area, China. **Hydrological Sciences Journal**, v. 60, n. January 2015, p. 96–110, 2014. <[dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.875178](https://doi.org/10.1080/02626667.2013.875178)>.

ZHANG, S.T.; ZHANG, J.Z.; LIU, Y.C.; LIU, Y.; WANG, Z.K. The effects of vegetation distribution pattern on overland flow. **Water and Environment Journal**, v. 32, n. 3, p. 392-403, 2018. <<https://doi.org/10.1111/wej.12341>>.

ZHAO, J.; WANG, D.; YANG, H.; SIVAPALAN, M. Unifying catchment water balance models for different time scales through the maximum entropy production principle. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7503-7512, 2016. <[doi: 10.1002 / 2016WR018977](https://doi.org/10.1002/2016WR018977)>.

CAPÍTULO I

DINÂMICA DA EROSÃO EM LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO COM DIFERENTES COBERTURAS VEGETAIS

DINÂMICA DA EROSÃO EM LUVISSOLOS SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO COM DIFERENTES COBERTURAS VEGETAIS

RESUMO

Um aumento considerável das áreas desertificadas no estado de Pernambuco vem sendo verificado durante os últimos anos. A ampliação destas áreas em detrimento da ocupação natural pelo bioma caatinga proporcionam diversas alterações nos ambientes, sobretudo no tocante a hidrologia e a geomorfologia dessas regiões. Apesar da erosão ser um processo de natural ocorrência na superfície terrestre, na remoção e deposição de sedimentos, as alterações climáticas associada as ações antrópicas têm proporcionado que esse fenômeno exceda as taxas naturais de perda de solo. Diante disso, o presente trabalho teve como objetivo avaliar os efeitos in situ, que diferentes coberturas vegetais e intensidades de chuva representam sobre a dinâmica da infiltração da água, escoamento superficial e taxas de perda de solo. Dados produzidos a partir de testes com simulador de chuva foram utilizados para caracterizar a hidráulica do escoamento, quantificar o escoamento superficial e a infiltração e determinar as taxas de desagregação e de perdas de solo. Em cada um dos ambientes, Luvissole com cobertura vegetal (LCC) e Luvissole sem cobertura vegetal (LSC), foram instaladas doze parcelas experimentais de 1 x 3m de comprimento. Chuvas simuladas com intensidades de 60 e 100 mm h⁻¹ foram aplicadas nas parcelas durante 30 minutos. Os resultados obtidos demonstram que a velocidade do escoamento foi maior no LSC em comparação ao LCC, sendo esse resultado consequência direta da rugosidade do terreno. A infiltração da água no solo foi mais expressiva no LCC do que no LSC, refletindo em menores taxas de escoamento superficial e de perda de água. Na maioria das parcelas experimentais situadas no LCC não houve escoamento superficial, e nas que ocorreu o tempo inicial do escoamento foi muito superior ao do LSC. No LSC as perdas foram superiores as do LCC, sendo esta variável estritamente correlacionada à intensidade das chuvas. A quantificação das variáveis encontradas nessa pesquisa servirá de referência para estudos hidropedológicos em regiões sob processos de desertificação.

Palavras chave: Vegetação. Erosividade. Erodibilidade. Simulador de Chuvas.

DYNAMICS OF EROSION IN LUVISOLOS UNDER DESERTIFICATION PROCESS WITH DIFFERENT PLANT COVERAGE

ABSTRACT

It has been verified a considerable increase in desertified areas in the state of Pernambuco has been verified during the last years. The expansion of these areas to the detriment of natural occupation by the caatinga biome provides several changes in the environments, especially with regard to the hydrology and geomorphology of these regions. Although erosion is a naturally occurring process on the Earth's surface, in the removal and deposition of sediments, the climatic changes associated with anthropic actions have allowed this phenomenon to exceed the natural rates of soil loss. In view of this, the present study aimed to assess the effects in situ, that different vegetation cover and rainfall intensities have on the dynamics of water infiltration, runoff and soil loss rates. Data produced from tests with rain simulator were used to characterize the flow hydraulics, quantify the runoff and infiltration and determine the rates of disintegration and soil losses. In each of the environments, Luvisolo with vegetal cover (LCC) and Luvisolo without vegetal cover (LSC), twelve experimental plots of 1 x 3m in length were installed. Simulated rains with intensities of 60 and 100 mm h⁻¹ were applied to the plots for 30 minutes. The results obtained demonstrate that the flow velocity was higher in the LSC compared to the preserved one, this result being a direct consequence of the terrain roughness. The infiltration of water in the soil was more significant in the LCC than in the degraded one, reflecting in lower rates of runoff and water loss. In most of the experimental plots located in the LCC there was no runoff, and in those that occurred, the initial runoff time was much longer than that of the LSC. In the LSC the losses were higher than in the LCC, this variable being strictly correlated to the intensity of the rains. The quantification of the variables found in this research will serve as a reference for hydrogeological studies in regions undergoing desertification processes.

Keywords: Vegetable. Erosivity. Erodibility. Rain Simulator.

1 INTRODUÇÃO

Em 1977, a primeira conferência das nações unidas sobre desertificação (UNCD) definiu esse fenômeno como sendo um processo irreversível de degradação de solos situados em regiões áridas, semiáridas e subúmidas secas que resulta principalmente das alterações climáticas globais e da ação antrópica, mas que é mais intenso em áreas onde há maior vulnerabilidade social da população local (MMA, 1999).

No Brasil, os núcleos de desertificação estão situados em uma das regiões ecologicamente mais sensíveis do país por suportar o bioma Caatinga. Nessa região, o desencadeamento do processo de desertificação por ação da erosão tem levado a uma diminuição na distribuição de espécies vegetais (SAMPAIO; ARAÚJO; SAMPAIO, 2005). Nos locais dominados por intenso processo erosivo é nítida a dominância de espécies com maior rusticidade e agressividade, como é o caso da faveleira (*Cnidoscylus quercifolius*) em detrimento das espécies nativas. As principais implicações disso são a diminuição da biodiversidade da flora e da fauna, e em um cenário mais pessimista, a formação de desertos verdes.

Áreas susceptíveis à desertificação são identificadas como núcleos e identificadas como: Núcleo de desertificação de Gilbués (PI), de Irauçuba (CE), do Seridó (PB) e de Cabrobó (PE). Em Pernambuco, as áreas susceptíveis à desertificação correspondem a cerca de 90, 68 % da superfície e compreende 135 municípios (BRASIL, 2005). De acordo com Perez-Marín (2012), O núcleo de Cabrobó está localizado na região fitogeográfica do sertão central, ocupa uma área de 4960 km² e compreende os municípios de Belém de São Francisco, Cabrobó, Carnaubeira da Penha, Floresta e Itacuruba (MMA, 2007).

Na região as classes de solos mais susceptíveis ao fenômeno de desertificação por ação de processos erosivos são os Planossolos, Neossolos Litólicos e os Luvisolos, sendo os últimos objeto deste estudo devido a elevada área que ocupa na região (11 mil Km²), perfazendo cerca de 11% de toda a superfície do estado (ARAÚJO FILHO, et al., 2000; SILVA, 2009).

Por definição, são solos rasos que variam de pouco a medianamente intemperizados apresentando um horizonte B textural com argila de atividade alta sob qualquer tipo de horizonte A ou abaixo de horizonte E. É caracterizado pela forte presença de um pavimento desértico disposto em sua superfície e nas camadas mais superficiais e pela consistência que, no estado de seco, varia de dura a extremamente dura, o que limita o estabelecimento e o desenvolvimento de espécies vegetais, sobretudo nos períodos mais secos.

A baixa cobertura vegetal, associada a um forte gradiente textural entre os horizontes A e Bt torna esses solos muito susceptíveis aos processos erosivos (RIBEIRO; SAMPAIO; GALINDO, 2009; CUNHA et al., 2008).

A erosão é um fenômeno complexo que envolve dispersão, remoção, transporte e deposição de materiais do solo causados principalmente pelo impacto das gotas de chuva, que pode remover partículas e nutrientes de suas localizações originais, por processos de transporte em sulcos e entre-sulcos (EL-KATEB et al., 2013 ; SIRJANI; MAHMOODABADI, 2014).

A perda da vegetação ou a remoção parcial, provoca alterações funcionais que modificam processos biofísicos, hidrológicos, além de afetar os ciclos biogeoquímicos (WASIGE et al., 2013). A presença de um dossel e de uma camada de serapilheira, favorecem a regulação de processos hidrológicos e biogeoquímicos e em última análise determinam a dinâmica da perda de solos e de nutrientes (WASIGE et al., 2013).

Em síntese, a evolução do processo de escoamento superficial, erosão e perda de nutrientes localmente sofre influência de fatores como a cobertura vegetal, o uso da terra, a dinâmica e intensidade de precipitação, topografia e propriedades do solo. Além desses fatores, mudanças na frequência e quantidade de precipitação e períodos prolongados de secas podem aumentar a probabilidade de ocorrência de eventos hidrológicos extremos em diferentes escalas de tempo (SUESCÚN et al., 2017; ZHAO et al., 2016).

O aumento na intensidade de chuvas tem sido apontado como um dos principais fatores atuantes na perda de solo e de nutrientes. Vários estudos têm destacado a relação dessa variável com o aumento das perdas de solo e de nutrientes, que podem ser removidos por ação da erosão hídrica, sobretudo porque as perdas desses nutrientes estão intimamente relacionadas às perdas de sedimentos (PORTELA et al., 2018; SERRANO-MUELA et al., 2013; ZHANG; HU, 2019). De acordo com Martnez-Zavala e Jordán (2010) o transporte de elementos como o P, especialmente na forma particulada pode sofrer aumento sob maiores intensidades de chuva.

No núcleo de desertificação de Cabrobó, raros estudos sobre processos de escoamento superficial e erosão do solo em parcelas experimentais foram conduzidos in situ. Barbosa Neto et al. (2017), avaliaram processos de degradação no município de Itacuruba levando em consideração aspectos visuais de voçorocas e as avaliaram em número, profundidade e extensão. Ferreira-Junior (2017) objetivando a avaliação de processos erosivos no núcleo de Cabrobó adotou a técnica do ^{137}Cs para estimativa de erosão objetivando mensurar a desertificação na região. Lopes e Soares (2016) também avaliaram a susceptibilidade do núcleo de Cabrobó à desertificação, no entanto, assim como os demais trabalhos realizados na área, a

estimativa do processo se baseou em aspectos visuais da degradação limitando-se a estimativas do processo tendo como base apenas dados qualitativos.

A quantificação in situ de processos erosivos na maioria das vezes é onerosa e as principais limitações estão associadas a imprevisibilidade dos eventos de chuva e a questões logísticas, como a distância dos centros acadêmicos e a ausência de recursos básicos como energia elétrica e água de boa qualidade, possivelmente esses entraves são os responsáveis pela inexistência na literatura até o presente momento de avaliações do processo erosivo a partir da quantificação das perdas de solo in situ, destacando a relevância deste trabalho.

Sendo assim, os objetivos deste estudo foram investigar os efeitos da intensidade das chuvas, e da cobertura vegetal no grau de erosão, nas características de geração de escoamento, produção de sedimentos, bem como caracterizar a perda de solo da região, objetivando a geração de dados que podem ser utilizados em planos de contingenciamento do avanço desse processo.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de Estudo

O estudo foi desenvolvido no estado de Pernambuco, em áreas pertencentes aos municípios de Belém de São Francisco e Floresta (Figura 1), os dois locais estão inseridos no perímetro do núcleo de desertificação de Cabrobó.

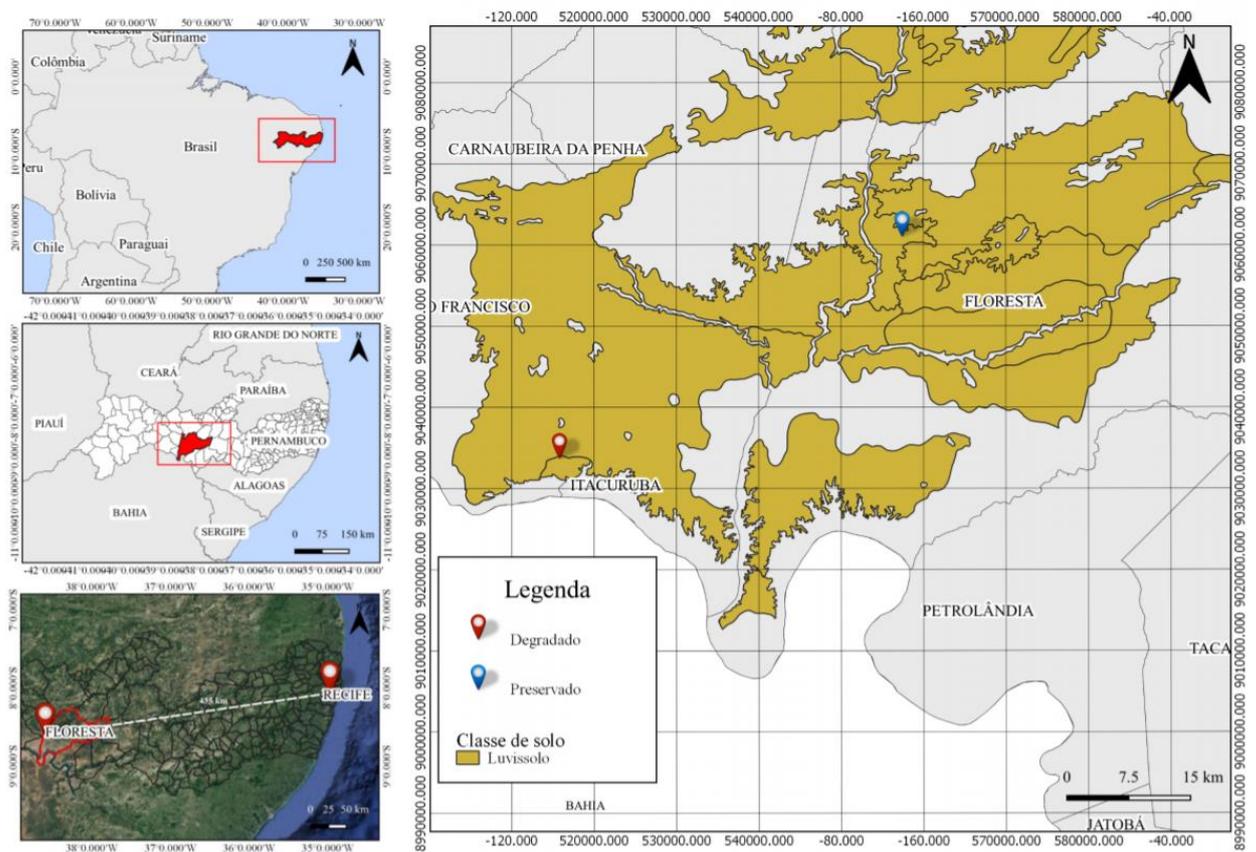


Figura 01. Localização dos Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. (Fonte: Elaborado pelo autor a partir da base da coleta de dados experimentais e de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e estatística – IBGE e do Google Earth)

Os ambientes apresentam coberturas vegetais distintas, sendo um situado em Luvisolo com cobertura vegetal e o outro um Luvisolo sem cobertura vegetal (Tabela 1).

Tabela 01. Coordenadas geográficas, altitude, precipitação média anual, temperatura média anual, clima, vegetação e uso agrícola dos ambientes de estudo. (Fonte: Köppen, 1948; Inmet, 2019; APAC, 2019; Map biomas, 2019; coleta de dados experimentais)

Ambientes de Estudo	Localização (GPS)	Altitude (m)	Precipitação (mm)	T (°C)	Clima (Köppen-Geiger)	Vegetação	Uso
LCC	8°29'36,7"S 38°28'38,4"W	343	431	30 a 31	BSh	Caatinga Hiperxerófila	Pasto caprinos e bovinos
LSC	8°44'30,7"S 38°51'20,2"W	313	405	27 a 29	BSh	Caatinga hiperxerófila	Pasto caprinos e bovinos

Ambos ambientes de estudo estão inseridos no semiárido Pernambucano e geologicamente situados na província Borborema. A paisagem característica é formada pela unidade geoambiental do tipo depressão sertaneja, com relevo suave-ondulado (CPRM, 2005).

Quando comparado a outros fatores de formação, em ambientes secos, é a diversidade litológica e do material originário que são os fatores dominantes na formação e evolução dos solos (OLIVEIRA, 2008).

Por essa razão, em consequência da ocorrência de litotipos tais como biotita-xistos, que a ordem dos Luvisolos ocupa áreas expressivas, chegando a perfazer cerca de 11 mil km², o que corresponde a cerca de 11% da superfície do estado de Pernambuco (ARAÚJO FILHO et al., 2000), justificando a escolha dessa ordem como objeto de estudo. O resumo das características físicas dos solos encontra-se descritas na tabela 2.

Tabela 2. Resumo das estatísticas das propriedades físicas da camada de (0-20 cm), dos ambientes com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal ($N = 48$) (Fonte: R statistic, 2019)

Ambientes de Estudo	Ds	Dp	AT	AF	AM	AG	ArgT	ST	ST/ArgT	DMP	DMG	GF
	--g cm ⁻³ --		-----g kg ⁻¹ -----								-----mm-----	(%)
LCC												
Min	1,24	2,22	416,50	165,50	83,00	43,50	328,21	11,83	0,02	0,70	0,79	51,45
Max	1,68	2,67	616,00	277,00	149,00	66,00	552,92	250,12	0,75	1,72	1,20	78,59
Média	1,50	2,47	492,01	216,65	97,27	51,27	441,08	69,16	0,18	1,22	0,98	67,29
SD	0,08	0,08	55,26	31,59	16,37	6,40	73,75	54,91	0,17	0,29	0,11	7,07
CV	0,05	0,03	0,11	0,15	0,17	0,12	0,17	0,79	0,94	0,24	0,12	0,11
Simetria	1,36	1,53	-0,01	-0,64	4,42	-0,17	-1,38	3,45	4,83	-1,24	-1,17	-0,53
LSC												
Min	1,47	2,53	457,80	186,50	93,80	56,00	188,51	21,70	0,07	0,34	0,63	33,00
Max	1,94	2,63	693,20	306,65	144,60	182,85	482,20	140,80	0,68	1,50	1,17	74,38
Média	1,74	2,59	590,30	246,11	122,69	96,47	338,40	71,30	0,23	0,65	0,79	57,20
SD	0,14	0,03	74,37	37,57	14,59	37,57	77,08	34,47	0,15	0,27	0,14	12,55
CV	0,08	0,01	0,13	0,15	0,12	0,39	0,23	0,48	0,64	0,42	0,17	0,22
Simetria	1,01	-0,56	-1,23	-1,14	-0,93	0,41	-0,55	-0,42	2,19	0,97	0,90	-1,03

Min: mínimo; Max: máximo; SD: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; Ds: Densidade do solo; Dp: Densidade da partícula; AT: areia total; AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa; Arg T: argila total; ST: silte total; DMP: diâmetro médio ponderado dos agregados; DMG: diâmetro médio geométrico dos agregados; GF: grau de flocculação.

Além disso, solos dessa classe apresentam mudança textural abrupta entre os horizontes A e B, o que os torna muito susceptíveis a processos erosivos (RIBEIRO; SAMPAIO; GALINDO, 2009).

Com relação ao uso, as áreas são aproveitadas para pastagem de ovinos e bovinos (LCC) e pastagem de caprinos (LSC). Não existe relato de cultivo agrícola em nenhuma das áreas estudadas, no entanto ambas estão localizadas próximas a estradas.

Com o objetivo de avaliar o efeito da cobertura vegetal na erosão do solo, foram selecionadas áreas com coberturas vegetais distintas, sendo uma delas apresentando vegetação rala e esparsa (Figura 2 A) e outra o mais preservada possível (Figura 2 B).

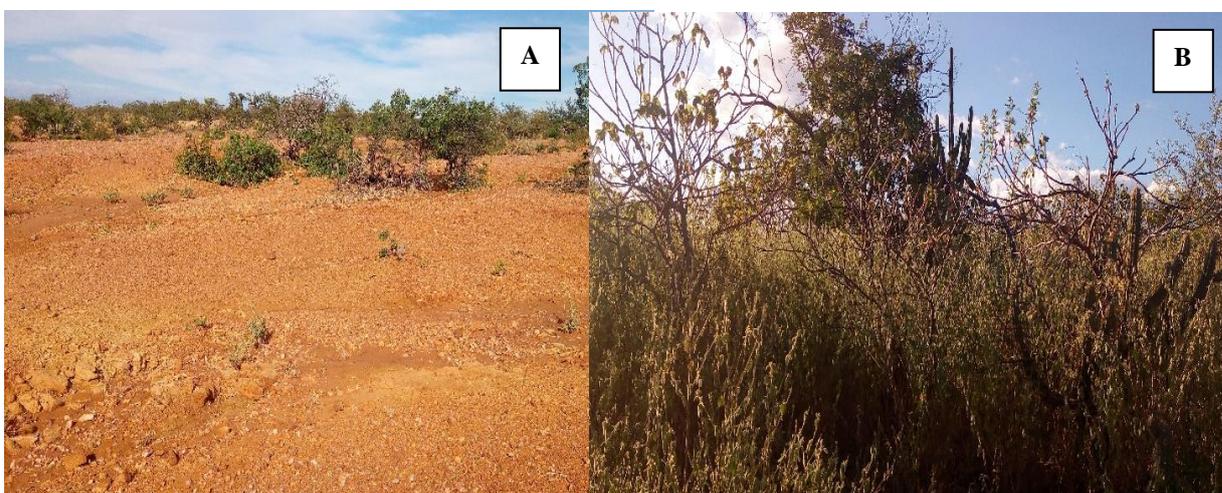


Figura 02. Ambientes de estudo: A) Área de Luvissole sem cobertura vegetal; B) Área de Luvissole com cobertura vegetal. (Fonte:Cíntia Lins, 2019)

As chuvas simuladas utilizadas no trabalho tiveram intensidades de 60 e 100 mm h⁻¹ e duração de 30 minutos, sendo as chuvas de 60 mmh⁻¹ representativas e provenientes de uma série de dados gerados a partir de uma avaliação histórica de 10 anos de observação da estação meteorológica da CHESF e estão disponíveis no site da APAC.

A intensidade de 100 mmh⁻¹ foi escolhida por poder simular um cenário futuro pautado nas tão frequentemente relatadas alterações climáticas globais. Infelizmente, são esperados eventos de chuva mais intensos nas próximas décadas (IPCC, 2014). No entanto, essa realidade parece não ser mais tão distante e já foi documentada a partir de estudos regionais realizados na África (NYEKO-OGIRAMOI; WILLEMS; NGIRANE-KATASHAYA, 2013), Ásia (WU; LINHUA; WU, 2014), América do Norte (RUDRA et al., 2015), Europa (ROUTSCHEK; SCHMIDT; KREIENKAMP, 2014) e Austrália (YILMAZ; HOSSAIN; PERERA, 2014).

Para a aplicação das chuvas foi utilizado um simulador de precipitação de bicos oscilantes (Veejet 80-100), com diâmetro interno de 12,7 mm, e pressão de operação de 40 e 80 kPa para as precipitações de 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente.

O equipamento consiste de uma armação retangular suspensa por quatro pés removíveis que durante o uso fica a 3 metros do nível do solo e 2m da altura do bico até a parcela experimental (Figura 3).



Figura 03. Simulador de chuva, motor, estrutura retangular e manômetro. (Fonte: Cíntia Lins, 2019)

O equipamento foi alimentado por uma bomba submersa em um tanque com capacidade para 1000 L. No Luvissole degradado o abastecimento da caixa foi feito com água oriunda do Rio São Francisco (pH = 7,6 ; CE = 0,01 dS m⁻¹) , coletada em um sifão localizado nas proximidades do assentamento do Perímetro Irrigado Manga de Baixo, e conduzida com auxílio de pick-up até a área de estudo.

Na área com cobertura vegetal, em decorrência da ausência de água de boa qualidade, foi necessária a utilização de carros pipa para provimento da água utilizada nos testes. A água

utilizada foi a da rede de abastecimento do município ($\text{pH} = 8,2$; $\text{CE} = 0,01 \text{ dS m}^{-1}$). O fornecimento de energia à bomba foi garantido a partir do uso de um gerador à gasolina (Figura 4). A condução da água armazenada na caixa até o equipamento foi feita a partir do uso de mangueiras de 50 m de comprimento.



Figura 04. Disposição no campo dos equipamentos utilizados nos testes de simulação de chuvas no Luvissole com cobertura vegetal. (Fonte: Cíntia Lins, 2019)

Nos ambientes de estudo foram instaladas 12 parcelas experimentais, a área das parcelas a serem submetidas às chuvas artificiais foi delimitada por placas de PVC de 20 cm de altura enterradas 10 cm no solo, apresentando 3 m de comprimento e 1 de largura (Figura 5). As parcelas apresentavam declividade média de 2,46 e 2,52 %, nos LSC e LCC, respectivamente. Na parte inferior das parcelas foram instaladas calhas para coleta das amostras.



Figura 05. Abertura de sulcos no solo para instalação das parcelas experimentais. (Fonte: Cíntia Lins, 2019)

A precipitação pluvial total foi determinada por meio da instalação de 15 pluviômetros na superfície do solo, ao longo de toda parcela experimental (Figura 6).



Figura 06. Disposição dos pluviômetros em torno da parcela experimental. (Fonte: Cíntia Lins, 2019)

2.2 Calibração do Simulador

Para execução do experimento foram realizados ensaios prévios com o objetivo de calibrar o simulador de chuvas, de maneira que a precipitação desejada fosse atingida.

Os testes de calibração do simulador tiveram duração de 30 min para as pressões de 10, 20, 30 e 40 KPa, utilizando um bico 80-100 Veejet acoplados a um sistema de pulverização. A pressão de serviço que atingiu a intensidade de 60 mm h⁻¹ foi a de 40 kPa. Para a intensidade de 100 mm h⁻¹, foram realizados ensaios de 30 min, utilizando um bico maior para as pressões de 50, 60, 70 e 80 KPa, sendo a pressão de 80kPa a que atendeu a intensidade desejada.

A determinação da intensidade desejada foi realizada utilizando 15 pluviômetros, uniformemente distribuídos em uma área de 1 por 2 m, área da parcela utilizada durante os ensaios (equação 1).

$$I = \frac{V_{pl}/A_{pl}}{t} \quad \text{Equação (1)}$$

Onde,

I- intensidade média da chuva (mm h⁻¹);

V_{pl} - volume médio dos 15 pluviômetros (ml ou cm³);

A_{pl} - área dos pluviômetros (cm²);

t - tempo total de duração do teste (h).

A uniformidade de distribuição das chuvas foi determinada a partir do cálculo do Coeficiente de Uniformidade de Christiansen (1942), equação 2 e os resultados do ensaio estão apresentados na Figura 7.

$$CUC = 100 \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^N |x_i - \bar{x}|}{n * \bar{x}} \right) \quad \text{Equação (2)}$$

Em que:

CUC - coeficiente de uniformidade de Christiansen (%);

X_i - lâmina precipitada em cada coletor (mm);

X - lâmina média precipitada (mm);

n - número de coletores.

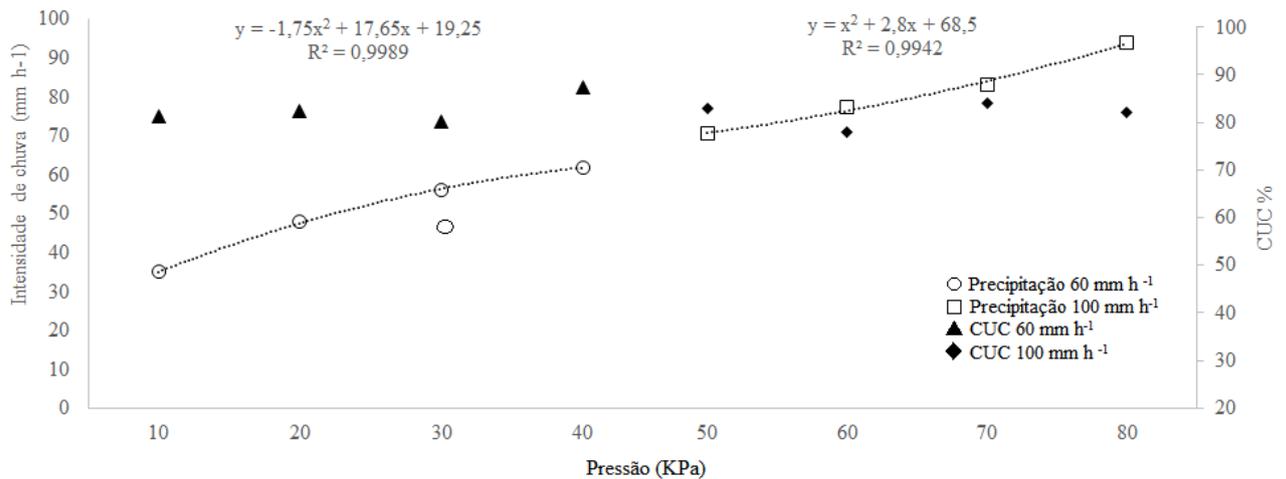


Figura 07. Relação entre intensidade média da chuva (mm h⁻¹) e coeficiente de uniformidade (%) em função da pressão de serviço (kPa) das chuvas simuladas de 60 e 100 mm h⁻¹ (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).

2.3 Delineamento Experimental e Execução dos Testes

Foi utilizado o delineamento inteiramente casualizado em esquema fatorial 2x2, sendo duas condições de vegetação (degradado e preservado) e duas intensidades de precipitação (60 e 100 mm h⁻¹), com 6 repetições, totalizando 24 testes de simulação de chuva para estimativas das variáveis hidráulicas, perda de solo, taxas de escoamento e infiltração, taxas de desagregação e concentração de sedimentos.

2.4 Hidráulica do Escoamento Superficial

A velocidade do escoamento superficial foi determinada a partir do início da formação e deslocamento de lâmina em todos os testes realizados nos Luvisolos preservado e degradado. A quantificação da velocidade foi realizada simultaneamente à coleta da enxurrada e realizada em intervalos de 3 minutos. A obtenção dessa variável foi possível por meio do uso de corante, e levou em consideração o tempo que o mesmo percorreu na parcela experimental uma distância de 2m situada entre dois pontos fixos.

Para obtenção do valor médio do escoamento em m s^{-1} , foi adotado um fator de correção ($\alpha=2/3$) no cálculo da velocidade de escoamento superficial, conforme sugerido por (FARENHORST; BRYAN,1995; KATZ et al.,1995).

A altura da lâmina de escoamento (h), foi determinada a partir da equação 3:

$$h = \frac{q}{V} \quad \text{Equação (3)}$$

Em que:

h - altura da lâmina de escoamento (m);

q - descarga líquida total por unidade de largura em ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

V - velocidade média do escoamento (m s^{-1}).

A quantificação do volume da enxurrada dividida pela largura da parcela (1m), possibilitou a determinação da descarga líquida total por unidade de largura (q). A partir da aferição da temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$) por ocasião dos testes de simulação, foi possível determinar a viscosidade cinemática da água, conforme proposto por Julien (1995), equação 4:

$$\nu = [(1,14-0,031*(T-15) + 0,00068*(T-15^2)] * 10^{-6} \quad \text{Equação (4)}$$

onde:

ν - viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

T - temperatura da água em $^{\circ}\text{C}$.

A determinação dos parâmetros descritos acima tornou possível a obtenção do número de Reynolds (Re), equação 5:

$$Re = \frac{V * h}{\nu} \quad \text{Equação (5)}$$

Onde:

Re - número de Reynolds, adimensional;

V - velocidade média do escoamento (m s^{-1});

h - altura do escoamento (m);

ν - viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

O número de Froude (Fr), foi obtido por meio da equação 6:

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{g \cdot h}} \quad \text{Equação (6)}$$

Em que:

Fr - número de Froude (adimensional);

V - velocidade média do escoamento (m s^{-1});

g - aceleração da gravidade (m s^{-2});

h - altura do escoamento (m).

O regime do escoamento gerado pela simulação de chuva foi classificado a partir da obtenção dos números de Reynolds e de Froude (Figura 8).

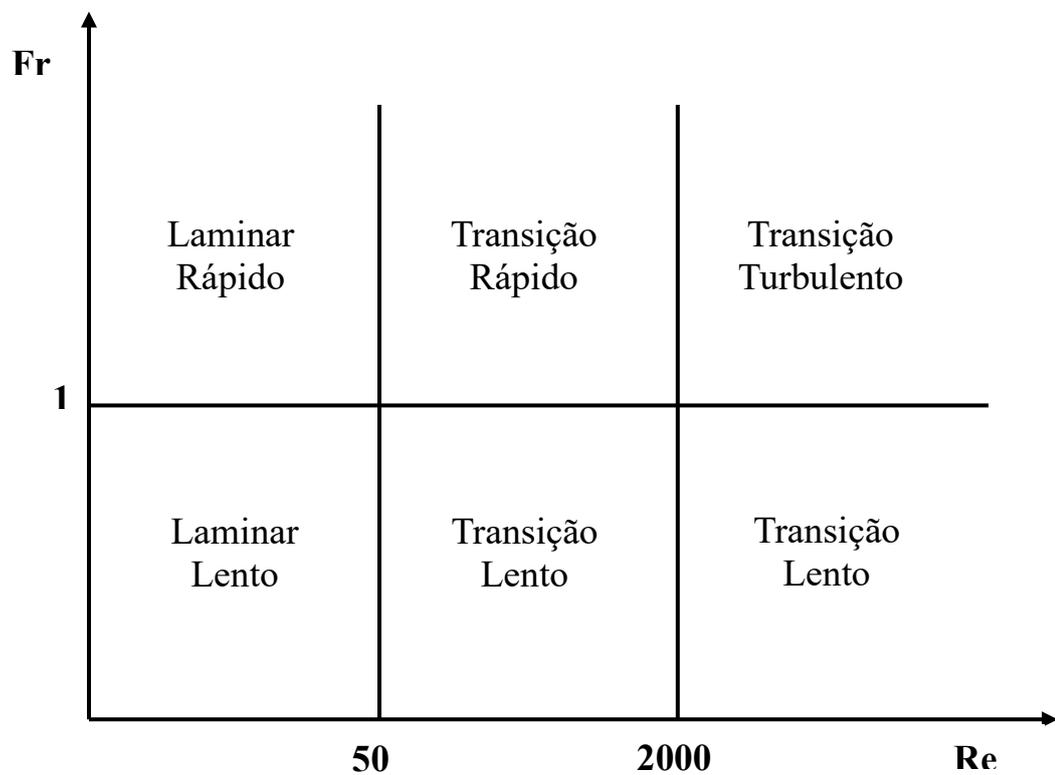


Figura 08. Classificação dos regimes de escoamento gerado durante os testes de simulação de chuva. (Fonte: Bezerra, 2004)

O coeficiente de rugosidade (n), foi determinado a partir da equação 7, sugerida por Braida e Cassol (1999).

$$n = \frac{h^{5/3} * S^{1/2}}{q} \quad \text{Equação (7)}$$

onde:

n - coeficiente de rugosidade de Manning ($s \text{ m}^{-1/3}$);

h - altura da lâmina de escoamento (m);

q - descarga líquida por unidade de largura ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$);

S - declive da parcela (m m^{-1}).

2.4 Determinação da Perda de Água

A perda de água foi calculada a partir da razão da lâmina escoada pela lâmina total precipitada, conforme a equação 8.

$$PA = \left(\frac{Les}{Lppt} \right) * 100 \quad \text{Equação (8)}$$

onde:

PA - perda de água (%);

Les - lâmina escoada (mm);

$Lppt$ - lâmina total precipitada (mm).

2.5 Quantificação das Taxas de Desagregação e Perdas de Solo

As taxas de desagregação do solo foram determinadas a partir da equação 9:

$$D = \frac{Mss}{Ap * Dc} \quad \text{Equação (9)}$$

onde:

D - taxa de desagregação do solo ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);

Mss - massa do solo seco desagregado (kg);

Ap - área da parcela (m²);

Dc - duração da coleta em (s).

Já a perda de solo foi calculada a partir da equação 10:

$$P_S = \frac{\sum(Q*Cs*tc)}{A_p} \quad \text{Equação 10}$$

onde:

Ps - perdas de solo (kg m⁻²);

Q - vazão (L s⁻¹);

Cs - concentração de sedimento (kg L⁻¹);

tc - intervalo entre as coletas (s);

Ap - área da parcela (m²).

2.6 Determinação da Concentração de Sedimentos

Para quantificação da concentração de sedimentos, a água da enxurrada coletada foi armazenada em potes com capacidade de 1L e transportada para laboratório. Após decantação do material sólido, o sobrenadante foi succionado e os sedimentos foram transferidos para latas e secos em estufa de circulação forçada por 48h com temperatura constante de 105°C. Após seco o material foi pesado a fim de quantificar a quantidade de sedimento seco presente no volume da enxurrada.

A concentração de sedimentos foi quantificada a partir da equação 11:

$$C_S = \frac{M_{ss}}{M_{vol}} \quad \text{Equação (11)}$$

Onde:

Cs - concentração de sedimentos (kg L⁻¹);

Mss - massa do solo seco (kg);

Mvol - massa da enxurrada (L)

2.7 Estimativa do escoamento superficial e da infiltração

Para estimar o escoamento superficial foram instaladas na parte inferior de cada parcela calhas coletoras a fim de coletar com auxílio de proveta toda a água proveniente do escoamento superficial.

A coleta do material ocorreu em intervalos de 3 minutos e teve duração de 10 segundos. O cálculo do escoamento foi feito com base na razão entre o volume de água escoado e a área da parcela experimental. A infiltração foi estimada pela diferença entre a precipitação da chuva simulada e o escoamento superficial.

Para construção dos gráficos de escoamento e infiltração foram considerados os intervalos cumulativos de 3 minutos após o início do escoamento, os resultados serão apresentados em mm h^{-1} .

2.8 Semiquantificação dos Elementos Presentes nos Sedimentos Erodidos

Em cada parcela experimental, por ocasião da simulação de chuva, foram coletadas em média 10 amostras simples, com a finalidade de formar uma amostra composta, totalizando 12 amostras compostas analisadas.

Objetivando a caracterização dos principais nutrientes perdidos por ação da erosão hídrica, foi realizada a secagem em estufa e maceração dos sedimentos para posterior semiquantificação dos elementos Na, Mg, P, Ca, K, Mn, Fe, Cu e Zn nas amostras.

A semiquantificação dos elementos foi realizada utilizando espectrômetro de fluorescência de raios-X com o equipamento Rigaku modelo RIX 3000, equipado com tubo de Rh e 7 cristais analisadores. Para realização da análise as amostras foram moídas em graal de ágatha. Após obtida a TFSA, uma porção de cada amostra foi seca em estufa a 100°C e posteriormente um grama da amostra seca foi levada à mufla por 2h a 1000°C para determinação da perda de fogo. Uma vez seca, uma porção de amostra foi depositada em cápsulas de alumínio e prensada com prensa hidráulica com 30 toneladas de força. Os resultados das determinações foram obtidos levando em consideração a perda pelo fogo, sendo os valores

posteriormente calculados para 100%. Os resultados da varredura semiquantitativa foram recalculados para 100% após a incorporação do valor da perda pelo fogo.

Objetivando corrigir os efeitos da matriz do solo foi empregado o método matemático dos parâmetros fundamentais devido a ausência de padrões específicos para solos o que impede o uso do método de calibração. Os elementos semiquantificados foram detectados na forma de óxidos de Na_2O , MgO , P_2O_5 , CaO , K_2O , MnO , Fe_2O_3 , CuO , ZnO .

A análises de semiquantificação dos elementos foram realizadas no Laboratório do Núcleo de Estudos Geoquímicos e Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) da UFPE.

2.9 Análises de Dados

Os dados foram submetidos à análise de distribuição normal e homocedasticidade, quando necessário foi realizada a transformação. Quando satisfeitos os critérios de distribuição normal e homocedasticidade, foi aplicada aos dados a análise de variância em fatorial duplo (2x 2). O efeito isolado ou da interação entre os tratamentos cobertura vegetal e intensidade de chuvas, quando significativos, tiveram as médias comparadas entre si pelo teste de Tuckey ($p > 0,05$).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Número de Reynolds, Froud e Manning

Os valores de $\text{Re} < 500$ e $\text{Fr} < 1$ (Tabela 3), evidenciam que o regime de escoamento ocorrido tanto no ambiente preservado quanto no ambiente degradado pode ser classificado como laminar lento, típico da erosão entressulcos.

Tabela 03. Número de Reynolds (Re), número de Froude (Fr) e coeficiente de rugosidade de Manning (n), para Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal sob intensidades de chuva de 60 e 100 mm h⁻¹. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

	Re	Fr	N
LCC			
60 mm h ⁻¹	10,24	0,04	0,83
100 mm h ⁻¹	22,64	0,05	0,54
LSC			
60 mm h ⁻¹	26,30	0,14	0,14
100 mm h ⁻¹	61,95	0,11	0,17

A ordem de grandeza da descarga líquida da ordem de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e a altura da lâmina de na ordem de grandeza de 10^{-3} m , associado a regime de escoamento apresentando baixos valores de número de Reynolds, caracterizam o escoamento típico da erosão entressulcos, e estão de acordo com os determinados por Bezerra e Cantalice (2006); Bezerra (2004).

É possível notar que a presença da vegetação promoveu diminuição da velocidade de escoamento e aumento da infiltração. Mesmo quando a altura da lâmina foi muito baixa, percebeu-se no LCC maiores valores de rugosidade em decorrência da baixa descarga líquida (q).

No LSC a ausência da vegetação e o aumento da intensidade de chuvas promoveram aumento do número de Reynolds, fazendo com que nesse ambiente o fluxo superficial fosse mais turbulento do que o observado no LCC. Nesse ambiente, os valores médios de Reynolds praticamente dobraram com o aumento da intensidade de chuva.

Para o número de Froude, sob o mesmo tipo de vegetação, a intensidade de chuva não teve qualquer efeito e os valores se mantiveram aproximadamente constantes. Por outro lado, quando observada a presença da cobertura vegetal pode-se notar uma redução do número de Froude do LSC para o LCC.

No tocante à descarga líquida (Tabela 4), é possível perceber que houve influência tanto da cobertura vegetal presente nos solos, quanto da intensidade de precipitação aplicada durante as simulações.

Tabela 04. Descarga líquida, Velocidade do escoamento e Perda de água em Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal sob intensidades de chuvas de 60 e 100 mm h⁻¹. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

	Descarga Líquida (m ² s ⁻¹)	Velocidade do Escoamento (m s ⁻¹)	Perda de água (%)
60 (mm h⁻¹)			
LCC	9,11E-06 ± 8,42E-06 B	0,0043 ± 0,0013 B	11,12 ± 9,21 B
LSC	0,000023 ± 6,90E-06 A	0,01613 ± 0,0046 A	46,03 ± 5,77 A
100 (mm h⁻¹)			
LCC	0,000033 ± 2,35E-05 B	0,0073 ± 0,0058 B	21,99 ± 10,21 B
LSC	0,000053 ± 1,88E-05 A	0,018 ± 0,0041 A	60,13 ± 12,51 A

Médias seguidas de mesma letra maiúscula na coluna não diferem estatisticamente entre si pelo teste de Tukey a 5%.

Para o LCC é possível verificar a existência de diferença significativa quando comparada a descarga líquida sob intensidade de 60 e 100 mm h⁻¹. O mesmo efeito foi verificado no Luvissole LSC, no entanto, a baixa cobertura vegetal proporcionou maiores valores de descarga líquida. A contribuição da cobertura vegetal no aumento da rugosidade da superfície repercutiu na observação de valores mais baixos de velocidade de escoamento no LCC, quando este ocorreu.

A intensidade de precipitação não proporcionou qualquer variação significativa na velocidade de escoamento no LSC, o que pode ser explicado pelo forte selamento da superfície do solo. Já no LCC, o aumento da intensidade da chuva contribuiu significativamente para o aumento da velocidade de escoamento.

3.2 Efeito da intensidade das chuvas na Infiltração, Escoamento e Perda de Solo e de Água

De maneira isolada a intensidade da chuva afetou significativamente a infiltração, o escoamento superficial, o tempo inicial do escoamento, a perda de solo e a taxa de desagregação (Tabela 5). Quando combinada com a cobertura vegetal, essa variável só apresentou interação significativa para o parâmetro infiltração (Tabela 5).

Tabela 05. Infiltração, escoamento, início do escoamento, perda de solo e taxa de desagregação em Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal sob diferentes intensidades de chuva. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais).

Fator	Infiltração (mm h ⁻¹)		Escoamento (mm h ⁻¹)		Início do Escoamento (min)		Perda de Solo (kg m ⁻²)		Desagregação	
	60	100	60	100	60	100	60	100	60	100
	-----mm h ⁻¹ -----									
LCC	43,38 aA	56,72 bA	13,91	35,51	15,06	12,9	0,00098	0,0068	1,97 x 10 ⁻⁶	4,90 x 10 ⁻⁶
LSC	13,64 bB	17,06 aB	39,56	79,62	6,29	4	0,004933	0,00912	1,92 x 10 ⁻⁵	4,11 x 10 ⁻⁵
Solo										
LCC	68,68		16,91 B		6,98 A		0,004 B		3,435 x 10 ⁻⁶ B	
LSC	23,71		54,70 A		5,14 B		0,006 A		2,74 x 10 ⁻⁵ A	
Intensidade de chuva										
60	47,02		46,31 A		6,91 A		0,003 B		1,06 x 10 ⁻⁵ B	
100	45,37		25,3 B		5,22 B		0,007 A		2,02 x 10 ⁻⁵ A	
Solo	177,5*		95,00*		6,5**		8,76*		75,035*	
IC (mm h ⁻¹)	0,3ns		30,974*		4,69**		13,16*		9,698*	
Solo x IC	10,16*		0,004ns		0,41ns		2,76ns		0,191ns	
CV (%)	6,68		10		11,02		22,38		18,45	

Médias seguidas da mesma letra minúscula na linha e maiúscula na coluna não diferem estatisticamente entre si pelo teste de Tuckey; ns: não significativo, e * significativo a 1% e ** 5%; IC: Intensidade de chuva.

Os efeitos mais negativos do aumento da intensidade de chuva foram observados no LSC, mas mesmo onde a cobertura vegetal era maior, aumento da intensidade da precipitação foi preponderante na potencialização dos efeitos da erosão.

Os processos dinâmicos de desagregação e transporte de materiais para longe da posição inicial são afetados pela energia cinética das gotas de chuva, assim como pelas propriedades físicas do solo (SADEGHI; HARCHEGANI; ASADI, 2017).

O incremento da intensidade das chuvas obviamente acelera a desagregação das partículas do solo e, em seguida, o fluxo da superfície atinge um estado estacionário para formar uma fina lâmina de água sobre a superfície (MICHEL; MAJDALANI; DI-PIETRO, 2014).

Essa lâmina superficial atua como uma barreira protetora por dissipar a energia cinética das gotas de chuva e diminuir o efeito de respingos (SHI et al., 2014), reduzindo assim o transporte de partículas de sedimentos através dos fluxos superficiais, pois menos partículas serão desagregadas.

Esse efeito foi percebido na redução da concentração de sedimentos. Em ambas coberturas vegetais foi observada uma redução na concentração de sedimentos da água da enxurrada a medida que o tempo do teste evoluía, esse efeito foi mais evidente sob maior precipitação.

O aumento da intensidade da precipitação simulada, promove o aumento do diâmetro médio e a cinética das gotas (WINDER; PAULSON, 2012), em consequência há a destruição da estrutura do solo próximo à superfície (HUANG; WU; ZHAO, 2013).

Nesse contexto a estrutura do solo pode ser destruída de várias maneiras: as forças de compressão podem destruir ou deformar o arranjo das partículas; e as forças de cisalhamento podem desalojar ou atrapalhar a orientação e a posição das partículas ou agregados na superfície; os agregados podem se desintegrar devido ao impacto com as gotas de chuva, e os poros podem ficar entupidos por partículas, à medida que a água da chuva se infiltra (RÖMKENS; HELMING; PRASAD, 2001).

Apesar desses resultados os efeitos da intensidade das chuvas nos processos erosivos em ambientes semiáridos, especialmente no sertão Pernambucano ainda requer mais estudos. É irrefutável a necessidade de estudos que averiguem o efeito da intensidade das chuvas na erosão em solos com proporções distintas de coberturas vegetais, assim como são urgentes trabalhos que identifiquem se a intensidade das chuvas tem o mesmo efeito na erosão em solos que apresentam mesma cobertura vegetal, mas diferentes espécies.

Em Luvisolos, também é urgente caracterizar o efeito do pavimento rochoso no processo de erosão, a fim de identificar se a maneira que esse pavimento está disposta (totalmente em superfície ou parte incorporada a massa de solo) tem efeito na dissipação da energia cinética das gotas de chuvas de elevada intensidade.

No tocante à perda de água (Tabela 4), é possível observar que tanto a cobertura vegetal, quanto a intensidade das chuvas provocaram variações. As maiores perdas de água foram verificadas no LSC (46,03 e 60,13 %), enquanto as menores foram observadas no LCC (11,12 e 21,99%).

O efeito da intensidade de chuva foi mais pronunciado no LSC do que no LCC, nesse solo é possível observar um aumento de 14,1 % quando a intensidade de chuva foi de 100 mm h⁻¹.

Para a perda de água, a cobertura vegetal promoveu as maiores variações, as contribuições dessa variável para as chuvas de 60 e 100 mm h⁻¹ foi de 34,91 e 38,14%, respectivamente.

A perda de água em eventos de precipitação está intimamente associada à baixa capacidade de infiltração da água no solo e a geração de escoamento superficial. Em eventos de precipitação de alta energia, a velocidade do fluxo é muito rápida o que contribui para reduções na infiltração. Em ambientes não vegetados, esse efeito é ainda maior em decorrência da menor rugosidade superficial, e à presença de crostas superficiais.

3.3 Taxa de Desagregação e Perda de Solo

É possível observar uma grande variação nas perdas de solo entre o LCC e o LSC (Tabela 5). A partir dos dados é possível observar que sob a intensidade de 60 mmh⁻¹, o LsC apresentou uma perda de solo 5 vezes maior que o LCC sob a mesma intensidade de chuva.

Uma variação menor foi observada entre as duas intensidades de chuva no LSC. Já no LCC a diferença foi da ordem de 7,04. Pelos resultados expostos é possível notar que para intensidade de chuva de 60 mm h⁻¹ a cobertura vegetal foi importante na redução das perdas de solo, no entanto em eventos de precipitação mais intensos, como é o caso das chuvas de 100 mm h⁻¹, o fator cobertura vegetal não reduziu significativamente as perdas de solo.

A taxa de desagregação do solo reflete a capacidade da gota de chuva e do fluxo de escoamento de desagregar estruturas estáveis (agregados) em partículas individuais (WANG et al., 2014).

Nas últimas décadas, muitos experimentos foram realizados para examinar a relação entre a taxa de desagregação do solo e o teor de sedimentos presentes na água da enxurrada. A maioria deles, demonstrou que a taxa de desagregação diminui com o aumento do teor de sedimentos (NEARING et al., 2017; SHEN; CONG; LEI, 2017) e que a taxa é maior quando o conteúdo de sedimentos na enxurrada é praticamente inexistente (WANG et al., 2016; SHEN; CONG; LEI, 2017).

Os resultados indicam que a taxa de desagregação (Tabela 5) é menor na intensidade de chuva mais baixa, e maior na mais alta. Entretanto, não se observou uma correlação da taxa de desagregação com a concentração de sedimentos presentes na água da enxurrada, especialmente no LCC.

De maneira geral, foi possível observar um declínio na concentração dos sedimentos à medida que o tempo de teste evoluía, porém não se detectou um padrão de aumento ou redução na taxa de desagregação.

Apesar de não haver uma tendência clara de aumento ou redução, no LSC os valores da taxa de desagregação sob a mesma intensidade de chuva, pareceram se manter constante e oscilaram pouco na medida que o teste evoluía. Já no LCC os valores foram discrepantes entre si, dentro de um mesmo teste, provavelmente em virtude da presença da cobertura vegetal.

Uma das causas atribuídas a esse resultado no ambiente sob vegetação é a influência da existência de uma microtopografia formada pela vegetação. A diversidade de espécies vegetais nessa área proporciona a existência de diferentes formas de interceptação da gota da chuva e na criação de diferentes regimes de escoamento, refletindo diretamente na taxa de desagregação.

3.4 Concentração de Sedimentos

As variações temporais na produção de sedimentos são mostradas nas Figuras 9 e 10 . A concentração de sedimentos foi maior durante o estágio inicial da geração de escoamento e depois diminuiu para um valor quase constante (Figuras 9 e 10).

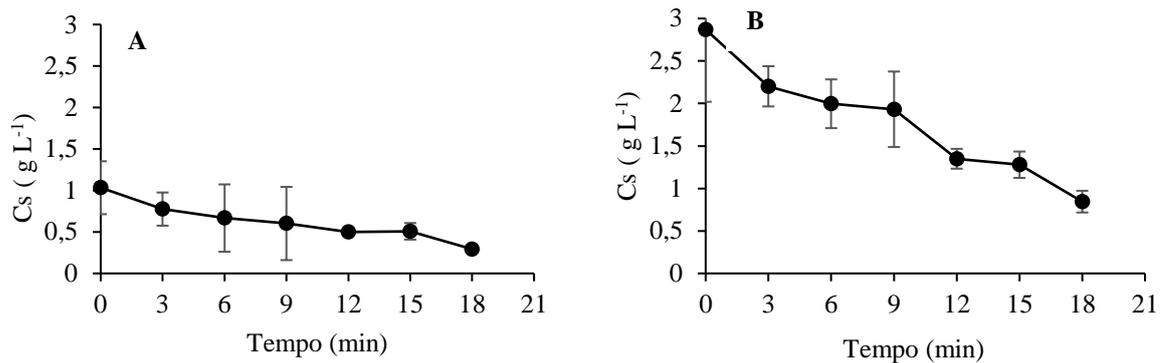


Figura 09. Relação da concentração de sedimentos e tempo de teste após o início do escoamento em Luvissole com cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

Essa tendência foi mais pronunciada no LSC, do que no LCC (Figura 10).

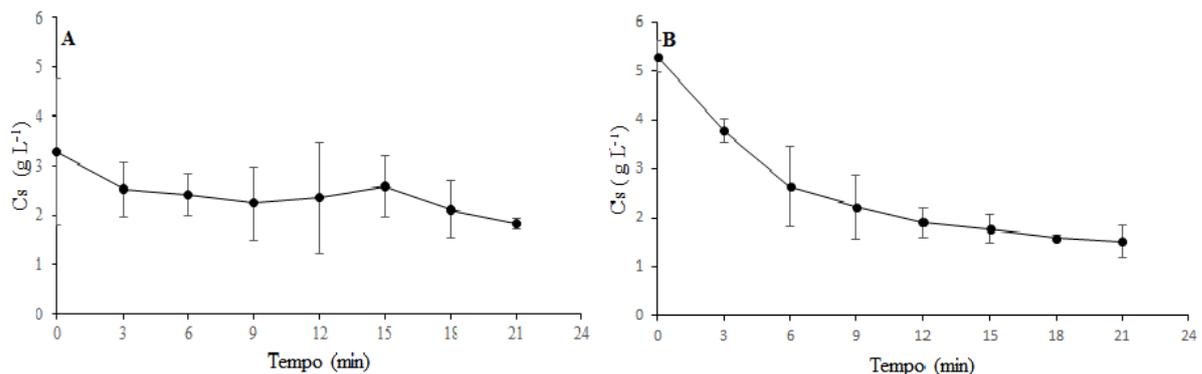


Figura 10. Relação da concentração de sedimentos e tempo de teste após o início do escoamento em Luvissole sem cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

A concentração de sedimentos de maneira geral reduziu e apresentou pouca variação (Figura 10) nos minutos finais do teste demonstrando uma tendência a um estado estacionário. Levando em consideração que antes do início do escoamento toda a água precipitada infiltrou, o tempo zero das figuras 9 e 10 corresponde a primeira coleta de sedimentos após o início do escoamento. Esse tempo zero de coleta foi praticamente uniforme tanto para a precipitação de 60 mm h⁻¹, quanto para de 100 mm h⁻¹ no LSC (Figuras 9 e 10).

Já no LCC, a diminuição da concentração de sedimentos apresentou uma tendência à redução apenas sob a intensidade de 100 mm h⁻¹ (Figura 9), demonstrando que nesse ambiente a diminuição da C_s está associada ao aumento da intensidade da chuva. Isso ocorre devido a

formação de lâmina superficial na superfície do solo, que atua de maneira protetora ao dissipar a energia cinética da gota de chuva, culminando em menos sedimentos na enxurrada.

No LCC a maior infiltração sob chuva de 60 mm h⁻¹ (Figura 9), não proporcionou uma observação clara da redução na concentração dos sedimentos na água da enxurrada. Em ambos os solos, para a chuva de 100 mm h⁻¹ a concentração de sedimentos diminuiu rapidamente nos primeiros minutos de teste, porque nos momentos iniciais o solo estava sofrendo desgaste pela ação do impacto das gotas de chuva, além disso, no início do teste existia mais material prontamente disponível para o transporte.

O aumento da intensidade da chuva aplicada promoveu maior produção de sedimentos. O efeito da intensidade das chuvas no rendimento dos sedimentos já foi comprovado por Deng et al. (2019) ao avaliar o efeito da chuva aplicada na produção de erosão em encostas degradadas na China.

A partir do comportamento dos dados dispostos nos gráficos, é possível perceber uma tendência à estabilização na concentração dos sedimentos no LSC. Vários fatores podem estar associados a esse resultado, entre eles, a desagregação do solo devido ao intenso processo de erosão e ao selamento da superfície, decorrente da formação das crostas (DENG et al. , 2019).

Como nesse ambiente há uma movimentação intensa de partículas na superfície, seja por remoção de partículas ou por adição de partículas finas oriundas das áreas do entorno (SIRJANI; MAHMOODABADI, 2014), há uma tendência de concentração de partículas finas na superfície tanto pela exposição do horizonte (Bt), ou por deposição de argila das áreas do entorno.

Essa mudança textural e estrutural (já que as partículas se encontram dispersas, ou fortemente adensadas), como é o caso do horizonte Bt, pode contribuir para formação de uma frente de molhamento mais lenta e ocasionar geração precoce de escoamento. De acordo com Oliveira et al. (2008), a concentração de argilas em subsuperfície em Luvisolos por ação da remoção preferencial (erosão diferencial) da argila dos horizontes superficiais é apontada como o principal processo atuante na formação do gradiente textural desses solos.

No início da formação do escoamento, em virtude da ausência de proteção vegetal, há uma tendência maior de produção de sedimentos no LSC (DENG et al., 2019), do que no LCC, contudo, a medida que essa lâmina vai aumentando há uma tendência de estabilização no rendimento dos sedimentos, resultados semelhantes a esses já foram observados por Michel; Majdalani e Di-pietro, 2014 e Shi et al. (2012).

Por outro lado, no LCC, a presença da cobertura vegetal além de dissipar a energia, confere maior rugosidade ao terreno contribuindo para diminuição da velocidade do escoamento superficial e reduzindo a concentração de sedimentos na água da enxurrada. Como nesse solo, a estrutura está em boas condições, a formação da lâmina de escoamento é tardia, e os dados para o tempo avaliado não apresentam indícios de estabilização, mesmo quando a intensidade da chuva aplicada foi alta. A alta concentração inicial de sedimentos está associada ao incremento do escoamento superficial que separa os materiais da superfície (VAEZI; AHMADI; CERDÀ, 2017).

A última redução na concentração de sedimentos pode ser atribuída à rugosidade reduzida da superfície, que diminui a quantidade de partículas móveis e aumenta a estabilidade do solo devido à compactação e a formação de crostas (LU et al., 2016 ; WU et al., 2017).

3.5 Escoamento Superficial

As taxas de escoamento variaram com o tempo e foram diferentes para os dois Luvisolos estudados nas diferentes intensidades de chuva (Tabela 5). Para essa variável a interação cobertura vegetal e intensidade de chuva não foi significativa. Por outro lado, os resultados demonstram que tanto a cobertura vegetal, quanto a intensidade de chuva são fatores que isoladamente interferem significativamente ($p < 0,001$) na geração de escoamento superficial.

Para o LCC, não foi produzido escoamento superficial sob as intensidades de precipitação de 60 e 100 mm h⁻¹, na maioria das parcelas avaliadas. Das doze simulações realizadas, apenas cinco resultaram em escoamento superficial, sendo duas delas sob intensidade de chuvas de 60 mm h⁻¹ (Figura 11 A) e três sob a intensidade de 100 mmh⁻¹(Figura 11 B).

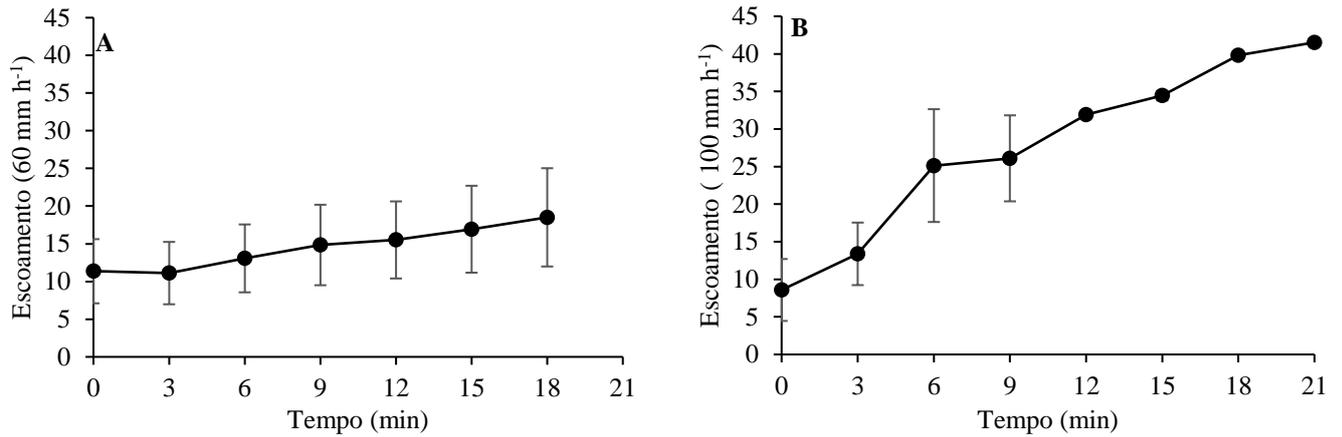


Figura 11. Relação do escoamento superficial e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisso com cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

O escoamento superficial só começou a ser gerado a partir de 6 minutos de teste no LSC sob a intensidade de 60 mm h⁻¹ (Figura 12 A) e a partir de 4 minutos sob a chuva de 100 mm h⁻¹ (Figura 12 B), resultando em uma redução do tempo inicial do escoamento, que neste caso demonstrou que mesmo em solo sob vegetação, uma maior intensidade de chuva é capaz de acelerar o desenvolvimento de escoamento superficial.

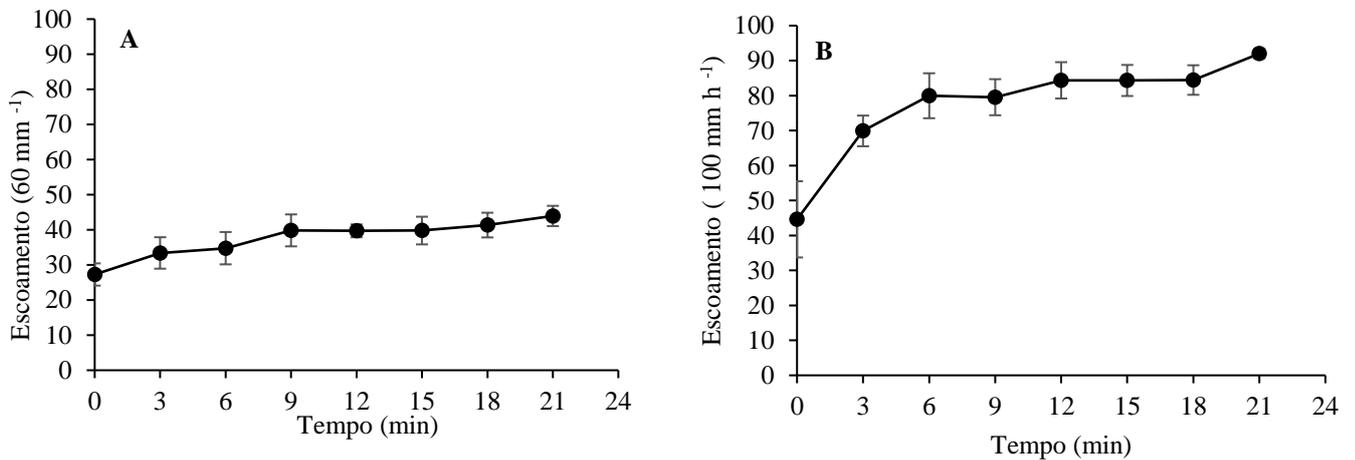


Figura 12. Relação do escoamento superficial e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisso sem cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

A presença da cobertura vegetal proporcionou um aumento nos valores de tempo inicial de escoamento superficial de 15,06 e 12,9 minutos para as intensidades de 100 e 60 mm h⁻¹, respectivamente (Tabela 5). As tendências das taxas de escoamento para os dois solos foram

significativamente diferentes. No entanto, quando comparadas as intensidades de chuva a diferença entre os tempos iniciais de escoamento foi bem pequena, demonstrando que sob essa variável a cobertura vegetal é a principal reguladora.

De maneira geral, as taxas de escoamento do LCC foram menores, com todos os valores inferiores a 13,91 e 35,51 mm h⁻¹ nas intensidades de 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente (Tabela 5). No LSC o escoamento chegou a 39,56 e a 79,62 mm h⁻¹ sob as intensidades de 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente. Para essa variável, tanto a cobertura do solo quanto a intensidade das chuvas foram determinantes no volume de água escoada.

Na hidráulica do escoamento, especialmente em regime laminar lento, como é o caso no presente estudo (Tabela 1), o fluxo hortoniano é o principal responsável pela geração de escoamento superficial. Esse tipo de regime hidráulico, sofre influência de fatores do solo que podem vir a interferir na capacidade da água se infiltrar. Entre esses fatores, a umidade do solo parece exercer mais influência em situações de saturação ou de quase saturação (ALAVINIA; SALEH; ASADI, 2019), do que a intensidade da chuva aplicada, conforme observado por. Tal situação pode promover geração de escoamento precoce e resultar em menores concentrações de sedimentos na água da enxurrada devido à formação de lâmina na superfície do solo, o que promove o aumento da dissipação da energia cinética da gota de chuva (ALAVINIA; SALEH; ASADI, 2019).

A umidade inicial de ambos os ambientes se encontrava muito baixa, contrastando com o observado por (ALAVINIA; SALEH; ASADI, 2019) e parecem não ter tido qualquer influência na geração do escoamento superficial. Esse resultado pode ser comprovado tanto pela baixa velocidade de escoamento no solo sob vegetação, quanto pelo tempo inicial de geração de escoamento que foi muito maior que o observado no solo degradado. Resultados semelhantes aos nossos foram observados por Dunkerley (2012).

No LSC, mesmo sob condições de baixa umidade do solo, a geração do escoamento foi observada nos minutos iniciais de teste, demonstrando que em situações onde a camada superficial encontra-se fortemente adensada, a umidade inicial exerce pouca influência na produção de fluxo superficial. Além disso, em virtude do forte processo de erosão, a distribuição do horizonte superficial era irregular, ou até mesmo ausente, em alguns pontos da paisagem. As condições de ausência do horizonte superficial, podem ter contribuído para a geração mais rápida do escoamento dada a baixa capacidade de infiltração do horizonte Bt.

Os Luvisolos são caracterizados por apresentar na superfície o que os estudiosos chamam de pavimento desértico (EMBRAPA, 2018). O efeito da presença de fragmentos

rochosos na superfície do solo sobre o escoamento superficial tem sido alvo de investigação nos últimos anos, especialmente em zonas semiáridas da China (ZHOU et al., 2011), mas até hoje os pesquisadores não chegaram a um consenso sobre o efeito dos fragmentos grosseiros (matacões, cascalhos e calhaus) nos processos hidrológicos.

Durante a execução deste estudo foi possível identificar a presença de fragmentos de rochas na superfície nos ambientes; porém, em virtude da erosão acentuada e movimento intenso de sedimentos na superfície do solo, no ambiente degradado os fragmentos rochosos pareciam estar parcialmente incorporados ao horizonte superficial, enquanto no preservado estavam totalmente dispostos na superfície.

A incorporação de fragmentos rochosos ao horizonte superficial pode promover variações no escoamento superficial, visto que nessa situação a rugosidade da superfície é menor quando comparado ao ambiente preservado, resultados semelhantes foram observados por (ZHANG et al., 2018).

Além disso, a presença de rochas na superfície pode contribuir para redução do impacto da gota de chuva e diminuição da velocidade do escoamento em virtude do aumento da rugosidade do terreno, este resultado está de acordo com o observado por Sadeghi, Harchegani e Asadi (2017).

As altas taxas de escoamento superficial observadas no LSC e os menores tempos de início de escoamento podem ser explicadas por meio da observação das alterações de ordem física sofridas por esses solos ao longo do processo erosivo. Nesse ambiente, o efeito da erosão é tão intenso que fica nítida a formação de voçorocas, onde é possível observar a forte compactação do horizonte superficial.

3.6 Infiltração

A combinação de infiltração e intensidade de chuva apresentou interação significativa a 1% de significância. A presença da cobertura vegetal apresentou contribuição significativa no incremento da infiltração (Tabela 5). Sob a chuva de 60 mm h⁻¹, a supressão da vegetação promoveu uma redução de 68,55 % na infiltração, já sob a chuva de 100 mm h⁻¹ a ausência de vegetação promoveu uma redução de 69,92 % (Tabela 5). A taxa de infiltração do solo variou de 13,64 mm h⁻¹ a 17,06 mm h⁻¹, com o aumento da intensidade das chuvas de 60 mm h⁻¹ a 100 mm h⁻¹ no solo degradado (Tabela 5).

Na presença da cobertura vegetal o comportamento da infiltração em relação ao aumento da intensidade da chuva foi o mesmo do observado no solo degradado, no entanto, os valores de infiltração foram bem superiores e variaram de 43,38 a 56,72 mm h⁻¹ (Tabela 5).

Em regiões semiáridas, a maioria das precipitações ocorrem como chuvas de verão de alta intensidade e curta duração . O aumento da intensidade de chuva associada as superfícies de solos desnudas suscitaram considerável preocupação, pois nessas condições fica evidente o aumento do risco de erosão.

Nesse sentido, o estudo mostrou que a preservação da vegetação no bioma caatinga, ainda que mínima, é importante no condicionamento do aumento da capacidade de infiltração do solo.

Os efeitos benéficos da vegetação, no tocante à erosão devem-se principalmente a efeitos do dossel e à ação do sistema radicular. A interceptação da precipitação pela folhas e caules é importante na prevenção do selamento superficial e do desenvolvimento de crostas, pois atua como dissipadora da energia cinética das gotas de chuva que atingem a superfície do solo (KINNELL, 2016).

Além disso, a presença de vegetação contribui com o aumento da macroporosidade do solo através do desenvolvimento de raízes. Tellen e Yerima (2018), avaliaram o efeito de diversas Poaceas na infiltração da água e concluíram que essa variável apresentou maiores valores nos solos onde as plantas apresentavam sistema radicular mais desenvolvido.

No LCC ficou claro a influência não só da presença de cobertura vegetal, mas também da espécie dominante em cada parcela. Nas sete parcelas onde havia predomínio da Malva Branca (*Malva moschata*), independente da intensidade de chuva aplicada, não foi gerado escoamento superficial. Por outro lado, nas parcelas onde a espécie era ausente ou onde a cobertura pela espécie era menor, houve geração de escoamento.

A presença de vegetação atua ainda no aumento da rugosidade da superfície e conseqüentemente na redução da velocidade do escoamento superficial. A malva é um arbusto perene que apresenta várias ramificações da base até o ápice, essa característica pode ser a responsável pelo aumento do atrito superficial. Para alguns autores, a resistência ao atrito é atribuída às hastes da grama e a presença da serapilheira, sendo estes os principais componentes da resistência ao escoamento (PAN; SHANGGUAN; MA, 2015).

Os efeitos benéficos da cobertura da vegetação no aumento da rugosidade também foram comprovados por Tellen e Yerima (2018), para os autores mesmo a presença de uma pequena abundância de plantas, já é suficiente para promover um aumento significativo da

rugosidade hidráulica da superfície. Segundo os autores, esses resultados são benéficos para a retenção e a infiltração da água no solo em profundidade.

O aumento da intensidade de chuva promoveu maior impacto nas taxas de infiltração do LCC; nesse ambiente, a redução da taxa de infiltração foi de 15,58% contra 5,64 % de redução no LSC.

Os padrões temporais de infiltração no solo mostraram que as taxas de infiltração eram mais altas no início do escoamento e diminuía gradualmente sob a condição de chuva de 60 mm h⁻¹ (Figura 13 A) e mais rapidamente na condição de chuva 100 mm h⁻¹ (Figura 13 B).

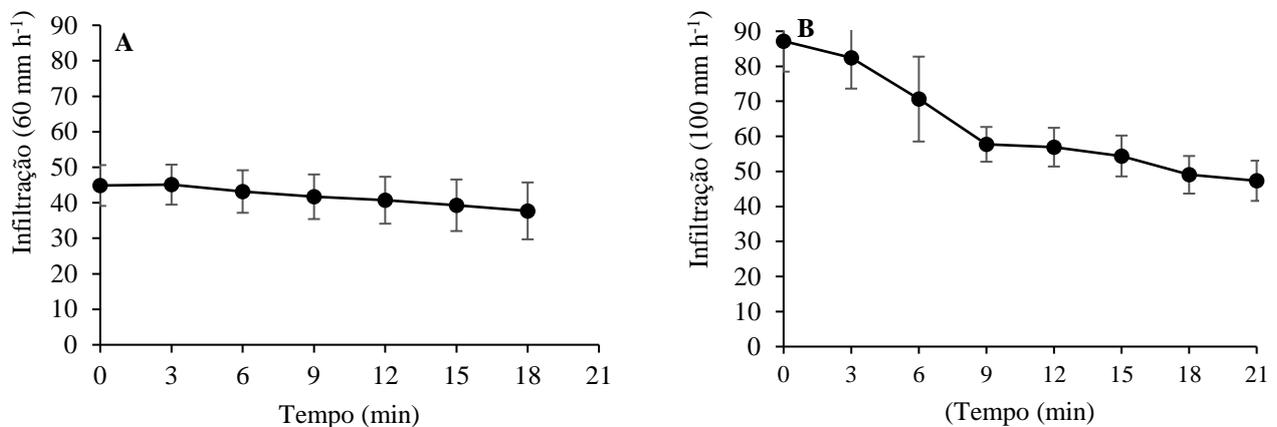


Figura 13. Relação da infiltração e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisol com cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

As taxas de infiltração foram maiores em LCC do que em LSC, com valores médios de 43,38 e 56,72 mm h⁻¹ sob chuvas de 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente. No LSC foram observadas taxas de infiltração de 13,64 e 17,06 mm h⁻¹ 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente (tabela 5).

Chuvas de elevada intensidade, associada a solos de textura argilosa, como é o dos Luvisolos podem ter sua capacidade de infiltração reduzida sob chuvas de elevada intensidade, especialmente quando há remoção da vegetação. O efeito da cobertura do solo associada a chuvas de elevada intensidade também foi observado por (ZHAO et al., 2018), e resultou em geração de maior escoamento superficial e taxas mais baixas de infiltração.

Observa-se neste estudo que a taxa de infiltração do solo diminui gradualmente com o aumento da intensidade da chuva, especialmente em ambientes com cobertura vegetal ausente ou escassa (Figura 14), Zhao et al. (2018) chegaram a resultados semelhantes.

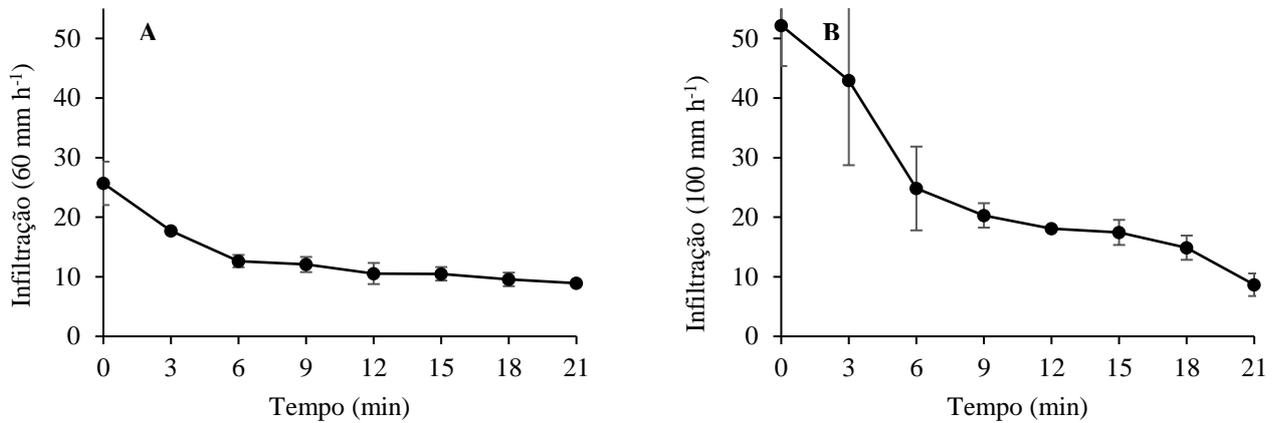


Figura 14. Relação da infiltração e tempo de teste após o início do escoamento em Luvisolo sem cobertura vegetal sob chuva de 60 mm h⁻¹ (A) e 100 mm h⁻¹ (B). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

3.7 Descarga Líquida e Velocidade de Escoamento

Para o LCC é possível verificar a existência de diferença significativa quando comparada a descarga líquida sob intensidade de 60 e 100 mm h⁻¹. O mesmo efeito foi verificado no LSC, onde a ausência de cobertura vegetal proporcionou maiores valores de descarga líquida. A contribuição da cobertura vegetal no aumento da rugosidade da superfície repercutiu na observação de valores mais baixos de velocidade de escoamento no LCC, quando este ocorreu.

A intensidade de precipitação não proporcionou qualquer variação significativa na velocidade de escoamento no LSC, o que pode ser explicado pelo forte selamento da superfície do solo. Já no LCC, o aumento da intensidade da chuva contribuiu significativamente para o aumento da velocidade de escoamento.

As velocidades médias do escoamento superficial para o solo degradado foram de 0,016 e 0,018 m s⁻¹ nas condições de chuva de 60 e 100 mm h⁻¹, respectivamente (Tabela 6). As parcelas sob vegetação apresentaram velocidade de escoamento significativamente mais baixas ($p < 0,05$) do que as parcelas de LSC (Tabela 4). Quando comparadas aos valores presentes na literatura, o presente estudo revelou baixos valores de velocidade de escoamento, o que pode

ser explicado pela baixa declividade média das parcelas (2,46% na área de LCC e 2,52 % na área de LSC), refletindo as características de relevo plano.

O padrão de vegetação e a intensidade das chuvas tiveram alguns efeitos nas características hidrodinâmicas do escoamento superficial. A velocidade de escoamento foi maior no LSC e aumentou com o incremento da intensidade das chuvas, resultados semelhantes foram descritos por Zhang e Hu (2019). No LCC, as chuvas de 100 mmh^{-1} promoveram um aumento de 71,42% na velocidade do escoamento, já no LSC o incremento foi de 12,5%. Esses resultados demonstram claramente a importância da vegetação na redução da velocidade de escoamento.

Do ponto de vista hidrodinâmico, reduções na velocidade de escoamento são muito importantes no que tange à perda de solo, pois proporcionam aumento da lâmina de água, o que auxilia na dissipação da energia cinética da gota de chuva e contribui para menores taxas de perda de solo.

As contribuições da vegetação na redução da velocidade de escoamento também foram relatadas por Zhang e Hu (2019) ao avaliar o efeito de brotações de *Artemisia capillaris* na redução da velocidade de fluxo sob diferentes intensidades de precipitação. Os autores observaram que as brotações reduziram a velocidade em 53 e 97% sob intensidades de 60 e 90 mm h^{-1} .

3.8 Semiquantificação dos Elementos Presentes nos Sedimentos Erodidos

Nas áreas avaliadas os processos de erosão laminar e entre sulcos são dominantes, no entanto, na área onde a cobertura vegetal foi destruída pelas queimadas ou pastejo de ovinos e caprinos era possível visualizar a severidade da erosão a partir da observação da formação de voçorocas aproximadamente 10 x 4m. A erosão em entre sulcos é o tipo mais comum que de erosão que ocorre em solos cuja cobertura vegetal foi removida e é promovida principalmente pelo escoamento superficial (BLANCO; LAL, 2008). No núcleo de desertificação de Cabrobó é esse tipo característico de erosão que precisa ser controlado efetivamente para reduzir a degradação do solo.

O conteúdo de nutrientes para cada solo avaliado nos Luvissolos estudados e sob as duas condições de precipitação encontram-se descritos na tabela 7.

Tabela 07. Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX em Luvissole sem cobertura vegetal sob intensidades de chuva de 60 e 100 mm h⁻¹. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

Elemento	60 (mm h ⁻¹)	100 (mm h ⁻¹)
-----g kg ⁻¹ -----		
Na ₂ O	0,6	0,7
MgO	1,4	1,5
P ₂ O ₅	1	1
CaO	0,2	0,2
MnO	2,12	1,77
Fe ₂ O ₃	10,8	12,6
K ₂ O	23,2	20,7

Em termos de quantidade o Fe, apesar de ser um micronutriente foi o elemento que apresentou maior conteúdo nos sedimentos avaliados. Quando comparado aos demais micronutrientes foi possível observar que a presença do Fe nos sedimentos foi de aproximadamente 362 vezes maior do que o manganês quando a chuva aplicada foi de 60 mm h⁻¹. Quando aplicada a chuva de 100 mm h⁻¹ esses valores praticamente dobraram sendo possível observar uma quantidade de Fe 632 vezes maior que a de manganês.

De acordo com Oliveira et al. (2008), os Luvissoles da região semiárida são resultado do intemperismo de rochas metamórficas máficas e sua evolução está associada a atuação de processos pedogenéticos de bissialitização associado á formação de óxidos de ferro, principalmente hematita e goethita, o que por si só justifica a presença desse elemento em elevadas quantidades em sedimentos oriundos dessa classe de solo. Em quantidades bem inferiores foi detectada à presença dos elementos zinco e cobre.

Entre os macronutrientes, o K foi o elemento mais perdido pelo escoamento superficial. A quantidade de K perdida em relação ao cálcio foi de aproximadamente 2,2 vezes maior. Em relação ao magnésio essa perda foi um pouco menor e ficou em torno 1,6 vezes. Esse resultado pode ser justificado pela escolha do método de detecção adotado que não faz diferenciação entre teores totais e disponíveis, além disso, entre os macronutrientes avaliados o potássio é o que apresenta maior solubilidade em comparação aos elementos cálcio e magnésio. Schick et al. (2000), ao caracterizar a água da enxurrada observaram maiores teores de potássio do que fósforo. Para os autores isso ocorreu em razão da maior solubilidade do elemento em relação ao fósforo o que faz com que esse nutriente se apresente em maiores quantidades do que o fósforo. As características mineralógicas do solo avaliado também podem contribuir com a observação de maiores quantidades de potássio nos sedimentos já que os Luvissoles avaliados

são mineralogicamente ricos em minerais fontes de K, tais como esmectitas e vermiculitas (SOUSA, 2015).

Para todas as condições desse estudo, houve mais magnésio do que cálcio nos sedimentos coletados, também houve mais potássio do que fósforo. A proporção de Mg em relação ao Ca, nas duas condições avaliadas foi de 1:1,4, aproximadamente. Já o potássio foi possível observar uma quantidade 20 x superior a observada de fósforo. Os teores de cálcio e magnésio não responderam ao aumento da intensidade das chuvas. Em solos onde há predomínio de minerais 2:1 e de densidade de carga negativa, como é o caso dos Luvisolos, esses nutrientes estarão preferencialmente sorvidos à fração coloidal o que facilita seu transporte nos sedimentos sendo por essa razão perdidos em grandes quantidades por ação da erosão hídrica (BERTOL, 1994).

Entre os micronutrientes, o manganês foi o que se apresentou em maior quantidade sendo 7 vezes maior que as quantidades observadas de cobre e zinco.

Considerando-se as perdas totais de macro e micronutrientes avaliados adsorvidos aos sedimentos verifica-se que a erosão produzida reduziu preferencialmente os elementos na seguinte ordem: Fe>K>Mg>Ca>Na>Mn>P.

A granulometria dos solos erodidos e posteriormente depositados pode variar em função das características e magnitude dos eventos de precipitação, especialmente em função da variabilidade temporal da intensidade. Eventos de chuva menos intenso geram baixo escoamento superficial e em consequência transporta e deposita partículas mais finas, pois menos energia cinética para o transporte está disponível. Em eventos de chuvas mais intensas o oposto é esperado e o material transportado e depositado terá uma textura mais grosseira (MENDONÇA et al., 2015; BERTOL et al., 2017).

Nesse estudo não foi possível observar uma relação direta entre perda de nutrientes e intensidade de chuvas. Para alguns elementos como fósforo, potássio e manganês as perdas foram maiores sob chuva de 60 mm h⁻¹, no entanto sódio, magnésio e ferro se apresentaram em maiores concentrações no sedimento quando a precipitação foi de 100 mmh⁻¹.

Também não foi possível caracterizar e quantificar as perdas de nutrientes no Luvisolo com maior cobertura vegetal pois nenhuma das lâminas de precipitação aplicadas foram suficientes para geração de escoamento superficial, evidenciando o caráter protetor do dossel das plantas.

De acordo com Oliveira, Nearing e Wendland (2015), as perdas de macro e micronutrientes por erosão estão mais relacionados com sedimentos tanto por estarem adsorvidos à matriz sólida quanto por apresentarem baixa solubilidade.

Apesar do fósforo ser um elemento essencialmente litológico, foram observadas no presente estudo baixas quantidades do elemento nos sedimentos. Andraski e Bundy (2003) e Baker et al. (2017) sugeriram que a forma de fósforo no solo pode variar de acordo com a granulometria das partículas, sendo a forma dissolvida predominante em solos de textura fina, enquanto em solos de textura média predomina a forma particulada. Apesar do Luvisolo estudado apresentar textura média, os valores identificados quando comparados aos demais nutrientes foram baixos, esse resultado pode ser justificado a luz de duas óticas principais, a natureza mineralógica do solo e os baixos teores de matéria orgânica no solo devido ao baixo aporte ocasionado pela remoção da cobertura vegetal.

De acordo com vários estudos as perdas de fósforo na forma particulada respondem por mais de 70 % da remoção desse elemento de áreas fontes, principalmente devido a sorção desse elemento às partículas que são mobilizadas por respingos de chuva e removidas por lavagem em fluxos superficiais ou concentrados em sulcos (WANG et al., 2013).

Apesar de ser esperada, em função da granulometria dos sedimentos, maior quantidade de fósforo nos sedimentos gerados a partir da aplicação da chuva de maior intensidade (100mm h^{-1}), nesse estudo a intensidade da chuva aplicada não interferiu na quantidade de P presente nos sedimentos erodidos. Esse resultado pode ser explicado pela observação de formação de lâmina na superfície do solo, que atuou na dissipação da energia cinética da gota de chuva limitando a mobilização de partículas por desagregação.

Em intensidades de precipitação mais baixas, a erosão pode ser limitada à desagregação, enquanto em intensidades mais altas de precipitação pode ser limitada ao transporte, no entanto a relação precisa entre essas fases e os fatores que a controlam dependem especificamente do solo (ZHAO et al., 2015). No caso desse estudo, o processo de degradação estava tão intenso que havia presença de crostas na superfície do solo. Essas crostas limitavam a infiltração da água e favoreciam a formação rápida de uma lâmina superficial.

4 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos, tanto a intensidade da chuva quanto a cobertura vegetal tiveram efeitos no processo de infiltração, escoamento e perda de solo. A presença de cobertura vegetal atuou positivamente na infiltração e negativamente na geração de escoamento. A compreensão do potencial de escoamento superficial e de precipitações de alta intensidade é

crítica, dadas as projeções para maior ocorrência desses eventos no futuro devido às mudanças climáticas.

A observação desses eventos raros é difícil, no entanto, os dados de nossas simulações de precipitação indicam que sob maiores intensidades de chuva, a geração de escoamento superficial será maior, sobretudo em áreas onde a cobertura vegetal é ausente.

No Luvisolo sem cobertura, em virtude da ausência de cobertura vegetal o escoamento superficial ocorreu mais precocemente do que no Luvisolo com cobertura, sendo no segundo mais evidente o processo de infiltração, em resposta a maior rugosidade da superfície, decorrente na maior cobertura vegetal.

Nossos dados indicam que a relação da comunidade com o meio ambiente na área em questão, deve ser reconsiderada, pois elevadas perdas de sedimentos, água e nutrientes foram encontradas no manejo tradicional adotado nessa região e que práticas como queimada e pastejo de pequenos ruminantes podem ter aumentado a susceptibilidade do solo à erosão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALAVINIA, M.; SALEH, F. N.; ASADI, H. Effects of rainfall patterns on runoff and rainfall-induced erosion. **International Journal of Sediment Research**, v. 34, n. 3, p. 270-278, 2019. <<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.11.001>>.

ANDRASKI, T.W.; BUNDY, L.G. Relationship between phosphorus levels in soil and in runoff from corn production systems. **Journal of Environmental Quality**, v. 32, p. 310-316, 2003. <[doi: 10.2134 / jeq2003.0310](https://doi.org/10.2134/jeq2003.0310)>.

APAC – Agência Pernambucana de Águas e Climas. 2019. **Informe meteorológico**. Disponível em: <<https://www.apac.pe.gov.br/>>. Acesso em: 22 jan. 2020.

ARAÚJO FILHO, J. C.; BURGOS, N.; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B.; MEDEIROS, L. A. R.; MÉLO FILHO, H. F. R.; PARAHYBA, R. B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, F. B. R.; LEITE, A. P.; SANTOS, J. C. P.; SOUSA NETO, N. C.; SILVA, A. B.; LUZ, L. R. Q. P.; LIMA, P. C.; REIS, R. M. G.; BARROS, A. H. C. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos - UEP Recife; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000. 252 p. (Embrapa Solos. Boletim de Pesquisa, 11). 1 CD-ROM.

BAKER, D. B.; JOHNSON, L. T.; CONFESOR, R.B.; CRUMRINE, J. P. Vertical stratification of soil phosphorus as a concern for dissolved phosphorus runoff in the Lake Erie Basin. **Journal of Environmental Quality**, v. 46, n. 6, p. 1287-1295, 2017. <[doi: 10.2134/jeq2016.09.0337](https://doi.org/10.2134/jeq2016.09.0337)>.

BARBOSA NETO, M.; ARAUJO, M. DO S.; ARAÚJO FILHO, J.; ALMEIDA, B. Degradação do solo por erosão em área vulnerável à desertificação no semiárido pernambucano. In: **XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia Física** (11 pp.). Campinas, São Paulo: Instituto de Geociências – UNICAMP, 2003. <doi: 10.20396/sbgfa.v1i2017.1929>.

BERTOL, I. Perdas de nutrientes por erosão hídrica em diferentes sistemas de manejo de solo sob rotação de culturas. **Universidade & Desenvolvimento**, Florianópolis, v. 2, p. 174-184, 1994.

BERTOL, I.; SCHICK, J.; BANDEIRA, D. H.; PAZ-FERREIRO, J.; VÁZQUEZ, E. V. Multifractal and joint multifractal analysis of water and soil losses from erosion plots: a case study under subtropical conditions in Santa Catarina highlands, Brazil. **Geoderma**, v. 287, p. 116-25, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.08.008>>.

BEZERRA, S. A. **Avaliação da erosão em entressulcos na cultura da cana-de-açúcar**. 2004. 51 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2004.

BEZERRA, S. A.; CANTALICE, J. R. B. Erosão entre sulcos em diferentes condições de cobertura do solo, sob cultivo da cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 3, p. 565-573, 2006. <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832006000300016>>.

BLANCO H., LAL R. Principles of Soil Conservation and Management. Nova Delhi: Springer Science, Heidelberg, 1 ed., 2008. 617 p. <10.1007 / 978-1-4020-8709-7>.

BRAIDA, J. A.; CASSOL, E. A. Relações da erosão em entressulcos com o tipo e com a quantidade de resíduo vegetal na superfície do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 3, p. 711-721, 1999. <<https://doi.org/10.1590/S0100-06831999000300026>>.

BRASIL. Portaria nº. 89, de 16 de março de 2005. **Nova delimitação do semiárido brasileiro**. Brasília: Ministério da Integração Nacional/Secretaria de Políticas de Desenvolvimento Regional, 2005.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea**. Diagnóstico do município de Itacuruba, estado de Pernambuco. Recife: CPRM/PRODEEM, Ministério de Minas e Energia, 20 p., 2005.

CUNHA, T. J. F.; SILVA, F. H. B. B. da; SILVA, M. S. L. da; PETRERE, V. G.; SÁ, I. B.; OLIVEIRA NETO, M. B. de CAVALCANTI, A.C. Solos do Submédio do Vale do São Francisco: potencialidades e limitações para uso agrícola. Petrolina: Embrapa Semiárido, 62 p., 2008.

DENG, L. Z.; FEI, K., SUN; T. Y.; ZHANG, L. P.; FAN, X. J.; NI, L Characteristics of runoff processes and nitrogen loss via surface flow and interflow from weathered granite slopes of Southeast China. **Journal of Mountain Science**, v. 16, n. 5, p. 1048-1064, 2019. <doi: 10.1007 / s11629-018-5253-2>.

DUNKERLEY, D. Effects of rainfall intensity fluctuations on infiltration and runoff: rainfall simulation on dryland soils, Fowlers Gap, Australia. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 15, p. 2211-2224, 2012. <<https://doi.org/10.1002/hyp.8317>>.

EL KATEB, H.; ZHANG, H.; ZHANG, P.; MOSANDL, R. Soil erosion and surface runoff on different vegetation covers and slope gradients: A field experiment in Southern Shaanxi Province, China. **Catena**, v. 105, p. 1-10, 2013. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.12.012>>.

EMBRAPA. - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Brasília, 2013. 353p.

FARENHORST, A.; BRYAN, R. B. Particle size distribution of sediment transported by shallow flow. **Catena**, v. 25, n. 1-4, p. 47-62, 1995. <[https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)00041-C](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)00041-C)>.

FERREIRA JÚNIOR, A. L. G. **Medida do ^{137}Cs no solo na estimativa da erosão e avaliação da desertificação no Núcleo de Cabrobó**. 2017. 109 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

HUANG, J.; WU, P.; ZHAO, X. Effects of rainfall intensity, underlying surface and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. **Catena**, v. 104, p. 93-102, 2013. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.013>>.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. Geociências: Malhas territoriais. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 29 de set. 2020.
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. 2019. **Clima**. Disponível em: <<https://clima.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 22 jan. 2020.

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Alterações Climáticas: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade**. Edição Instituto Português do Mar e da Atmosfera. Portugal, 2014.

JULIEN, P. Y. **Erosion and sedimentation**. Cambridge university press, p. 280, 1995.

KATZ, D. M.; WATTS, FREDERICK J.; BURROUGHS, EDWARD R. Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 121, n. 7, p. 546-553, 1995. <[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1995\)121:7\(546\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1995)121:7(546))>.

KINNELL, P. I. A. A review of the design and operation of runoff and soil loss plots. **Catena**, v. 145, p. 257-265, 2016. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.013>>.

KOPPEN, W. Climatologia: com um estúdio de los climas de la tierra. Publications In: **Climatology**: Laboratory of Climatology, 1948. New Gersey. 104 p.

LOPES, L. S. DE O.; LOPES, R. C. S. Suscetibilidade à desertificação das terras secas de Gilbués (Estado do Piauí) e Cabrobó (Estado do Pernambuco), Nordeste do Brasil. **Revista Geográfica de América Central**, v. 1, n. 56, p. 307–323, 2016. <[doi: 10.15359/rgac.1-56.13](https://doi.org/10.15359/rgac.1-56.13)>.

LU, J.; ZHENG, F.; LI, G.; BIAN, F.; AN, J. The effects of raindrop impact and runoff detachment on hillslope soil erosion and soil aggregate loss in the Mollisol region of Northeast China. **Soil and Tillage Research**, v. 161, p. 79-85, 2016. <doi: 10.1016/j.still.2016.04.002>.

Map Biomas. Mapa mural de Cobertura e Uso do Solo de 2019 do Brasil. Disponível em: <<https://mapbiomas.org/>>. Acesso em: 20 dez. 2019.

MARTÍNEZ-ZAVALA, L.; JORDÁN, A.; BELLINFANTE, N.; GIL, J. Relationships between rock fragment cover and soil hydrological response in a Mediterranean environment. **Soil Science and Plant Nutrition**, v. 56, p. 95–104, 2010. <<https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2009.00429.x>>.

MENDONÇA, E. S.; ROCHA JUNIOR., P. R.; ANDRADE., F. V.; DONAGEMMA, G. K. D. Sistemas de manejo de pastagens no Brasil: análise crítica. In: **Tópicos em Produção Vegetal**. Xavier, A. C.; Reis, E. F.; Garcia, G. O.; Lima, J. S. S. (Ed) Guararema, Alegre – ES: Universidade Federal do Espírito Santo. Cap 28, v. 5, p. 558-585, 2015.

MICHEL, E.; MAJDALANI, S.; DI-PIETRO, L. A novel conceptual framework for long-term leaching of autochthonous soil particles during transient flow. **European Journal of Soil Science**, v. 65, n. 3, p. 336-347, 2014. <<https://doi.org/10.1111/ejss.12135>>.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE DOS RECURSOS HÍDRICOS. (MMA) Desertificação. Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação. Brasília, 1999. 7p.

MMA – MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Atlas das áreas susceptíveis à desertificação do Brasil. Brasília: MMA, 134 p., 2007.

NEARING, M. A.; XIE, Y.; LIU, B.; YE, Y. Natural and anthropogenic rates of soil erosion. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 5, n. 2, p. 77-84, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2017.04.001>>.

NYEKO-OGIRAMOI, P.; WILLEMS, P.; NGIRANE-KATASHAYA, G. Trend and variability in observed hydrometeorological extremes in the Lake Victoria basin. **Journal of Hydrology**, v. 489, p. 56-73, 2013. <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.039>>.

OLIVEIRA, L. B. de; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de luvisolos e planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 6, p. 2407-2423, 2008. <<https://doi.org/10.1590/S0100-06832008000600019>>.

OLIVEIRA, P.T.S.; NEARING, M.A.; WENDLAND, E. Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, p. 1524-1532, 2015. <doi: 10.1002/esp.3738>.

PAN, C.; SHANGGUAN, Z.; MA, L. Assessing the dye-tracer correction factor for documenting the mean velocity of sheet flow over smooth and grassed surfaces. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 26, p. 5369-5382, 2015. <doi: 10.1002/hyp.10565>.

PEREZ-MARIN, A. M.; CAVALCANTE, A. M. B.; MEDEIROS, S. S. M.; TINÔCO, L. B. M.; SALCEDO, I. H. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro : ocorrência natural ou antrópica? **Parcerias Estratégicas**, Brasília, v. 17, n. 34, p. 87–106, 2012.

PORTELA, J. C.; NEROLI, P. C.; RIBEIRO FILHO, J. C.; SEQUINATTO, L.; BATISTA, R. O.; SOUZA, C. M. M.; GONDIM, J. E. F. Nutrient losses due to water erosion using simulated rainfall in southern Brazil. **DYNA**, v. 85, p. 236-241, 2018. <doi: 10.15446/dyna.v85n206.71084>.

RIBEIRO, M. R.; SAMPAIO, E. V. S. B.; GALINDO, I. C. L. Os solos e o processo de desertificação no semiárido brasileiro. In: **Tópicos em Ciência do Solo**. Ribeiro, M. R. (Ed.) Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Cap 6, v. 6, 413-459, 2009.

RÖMKENS, M. J. M.; HELMING, K.; PRASAD, S. N. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. **Catena**, v. 46, p. 103-123, 2001. <https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00161-8>.

ROUTSCHEK, A.; SCHMIDT, J.; KREIENKAMP, F. Impact of climate change on soil erosion - a high-resolution projection on catchment scale until 2100 in Saxony/Germany. **Catena**, v. 121, p. 99-109, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.04.019>.

RSTUDIO TEAM. **RStudio: Integrated Development for R**. RStudio, Inc., Boston, 2015. Disponível em: <http://www.rstudio.com/>.

RUDRA, R. P., DICKINSON, W. T., AHMED, S. I., PATEL, P., ZHOU, J., GHARABAGHI, B., & KHAN, A. A. Changes in rainfall extremes in Ontario. **International Journal of Environmental Research**, v. 9, n. 4, p. 1117-1126, 2015. <doi: 10.22059/IJER.2015.1000>.

SADEGHI, S. H.; HARCHEGANI, M. K.; ASADI, H. Variability of particle size distributions of upward/downward splashed materials in different rainfall intensities and slopes. **Geoderma**, v. 290, p. 100-106, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.12.007>.

SAMPAIO, E. V. S. B.; ARAÚJO, M. S. B.; SAMPAIO, Y. S. B. Impactos ambientais da agricultura no processo de desertificação no Nordeste do Brasil. **Revista de Geografia**, Recife, v. 22, n. 1, p. 90-112, 2005.

SCHICK, J.; BERTOL, I.; BALBINOT JR., A. A.; BATISTELA, O. Erosão hídrica em Cambissolo Húmico alumínico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: II. perdas de nutrientes e carbono orgânico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 437-447, 2000. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832000000200020>.

SERRANO-MUELA, M. P.; NADAL-ROMERO, E.; LANA-RENAULT, N.; GONZÁLEZHIDALGO, J. C.; LÓPEZ-MORENO, J. I.; BEGUERÍA, S.; SANJUAN, Y.; GARCÍA-RUIZ, J. M. An exceptional rainfall event in the central western Pyrenees: Spatial patterns in discharge and impact. **Land Degradation and Development**, v. 26, n. 3, p. 249–262, 2013. <[doi: 10.1002/ldr.2221](https://doi.org/10.1002/ldr.2221)>.

SHEN, Q.; CONG, Z.; LEI, H. Evaluating the impact of climate and underlying surface change on runoff within the Budyko framework: A study across 224 catchments in China. **Journal of Hydrology**, v. 554, p. 251-262, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.023>>.

SHI, C.; ZHOU, Y. Y.; FAN, X. L.; WENWEI, S. A study on the annual runoff change and its relationship with water and soil conservation practices and climate change in the middle Yellow River basin. **Catena**, v. 100, p. 31-41, 2012. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.007>>.

SHI, Z. H.; HUANG, X. D.; AI, L.; FANG, N. F.; WU, G. L. Quantitative analysis of factors controlling sediment yield in mountainous watersheds. **Geomorphology**, v. 226, p. 193-201, 2014. <<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.012>>.

SILVA, H. P. da. Mapeamento das áreas sob risco de desertificação no semiárido de Pernambuco a partir de imagens de satélites. 2009. 153 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2009.

SIRJANI, E.; MAHMOODABADI, M. Effects of sheet flow rate and slope gradient on sediment load. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 7, n. 1, p. 203-210, 2014. <<https://doi.org/10.1007/s12517-012-0728-x>>.

SOUSA, J. E. S. DE. **Gênese e mineralogia de planossolos sobre o maciço da borborema, região semiárida de pernambuco**. 2015. 123 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2015.

SUESCUN, D.; VILLEGAS, J. C.; LEON, J. D.; FLOREZ, C. P.; GARCIA-LEOZ, V.; CORREALONDONO, G. A. Vegetation cover and rainfall seasonality impact nutrient loss via runoff and erosion in the Colombian Andes. **Regional Environmental Change**, v. 17, p. 827–839, 2017. <[doi: 10.1007/s10113-016-1071-7](https://doi.org/10.1007/s10113-016-1071-7)>.

SYSTAT SOFTWARE. **SigmaPlot for Windows Version 12.0**. San Jose: Systat Software Inc., 2011.

TELLEN, V. A.; YERIMA, B. P. K. Effects of land use change on soil physicochemical properties in selected areas in the North West region of Cameroon. **Environmental Systems Research**, v. 7, n. 1, p. 3, 2018. <[doi: 10.1186/s40068-018-0106-0](https://doi.org/10.1186/s40068-018-0106-0)>.

VAEZI, A. R.; AHMADI, M.; CERDÀ, A. Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. **Science of the Total Environment**, v. 583, p. 382-392, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.078>>.

WANG, H.; GAO, J.; LI, X.; WANG, H.; ZHANG, Y. Effects of soil and water conservation measures on groundwater levels and recharge. **Water**, v. 6, n. 12, p. 3783-3806, 2014. <doi:10.3390/w6123783>.

WANG, Q.; DING, S.; XIA, D.; DENG, Y.; YE, X.; LIU, D.; XU, J. Quantitative research of different soil layers detachment rate in Granite Collapse region. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 30, n. 3, p. 65-70, 2016. <doi: 10.11766 / trxb201607140306>.

WANG, F.; CHEN, A.; PENG, Y.; XIE, X.; YIN, C.; WANG, W. Effects of red soil slope field under different land-use patterns on surface runoff and soil erosion. **Journal of Chinese Soil and Water Conservation**, v. 27 p. 22-26, 2013.

WASIGE, E. J. A spatially explicit approach to determine hydrology, erosion and nutrients dynamics in an upstream catchment of Lake Victoria Basin. 2013. 214 p. Tese (The degree doctor at the University of Twente) – Universidade de Twente, Faculdade de Ciências da Geoinformação e Observação da Terra (ITC), Tororo, Uganda, 2013.

WINDER, P.; PAULSON, K. S. The measurement of rain kinetic energy and rain intensity using an acoustic disdrometer. **Measurement Science and Technology**, v. 23, n. 1, p. 015801, 2011. <doi: 10.1088 / 0957-0233 / 23/1/015801>.

WU, Q.; LINHUA, W.; WU, F. Tillage—impact on infiltration of the Loess Plateau of China. **Acta Agriculturae Scandinavica, Section B — Soil & Plant Science**, v. 64, n. 4, p. 341-349, 2014.

WU, X.; WEI, Y.; WANG, J.; XIA, J.; CAI, C.; WU, L.; WEI, Z. Effects of erosion degree and rainfall intensity on erosion processes for Ultisols derived from quaternary red clay. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 249, p. 226-236, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.08.023>.

YILMAZ, A. G.; HOSSAIN, I.; PERERA, B. J. C. Effect of climate change and variability on extreme rainfall intensity--frequency--duration relationships: a case study of Melbourne. **Hydrology & Earth System Sciences**, v. 18, n. 10, 2014. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4065-2014>.

ZHANG, G.; HU, J. Effects of patchy distributed *Artemisia capillaris* on overland flow hydrodynamic characteristics. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 7, n. 1, p. 81-88, 2019. <doi: 10.1016/j.iswcr.2018.12.003>.

ZHANG, X.; LIN, P.; CHEN, H.; YAN, R.; ZHANG, J.; YU, Y.; LEI, S. Understanding land use and cover change impacts on run-off and sediment load at flood events on the Loess Plateau, China. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 4, p. 576-589, 2018. <https://doi.org/10.1002/hyp.11444>.

ZHAO, L.; HOU, R. Effects of collection time intervals of surface runoff and sediment on soil erosion analysis during rainfall. **Catena**, v. 165, p. 201-206, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.003>.

ZHAO, L.; HOU, R.; WU, F.; KEESSTRA, S. Effect of soil surface roughness on infiltration water, ponding and runoff on tilled soils under rainfall simulation experiments. **Soil and Tillage Research**, v. 179, p. 47-53, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.still.2018.01.009>>.

ZHAO, Q.; LI, D.; ZHUO, M.; GUO, T.; LIAO, Y.; XIE, Z. Effects of rainfall intensity and slope gradient on erosion characteristics of the red soil slope. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 29, p. 609 - 621., 2015. <[doi:10.1007/s00477-014-0896-1](https://doi.org/10.1007/s00477-014-0896-1)>.

ZHAO, C.; GAO, J.; HUANG, Y.; WANG, G.; ZHANG, M. Effects of vegetation stems on hydraulics of overland flow under varying water discharges. **Land Degradation & Development**, v. 27, p. 748-757., 2016. <<https://doi.org/10.1002/ldr.2423>>.

ZHOU, B. B.; SHAO, M. A.; WANG, Q. J.; YANG, T. Effects of different rock fragment contents and sizes on solute transport in soil columns. **Vadose zone journal**, v. 10, n. 1, p. 386-393, 2011. <[doi:10.2136/vzj2009.0195](https://doi.org/10.2136/vzj2009.0195)>.

ZIADAT, F. M.; TAIMEH, A. Y. Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. **Land Degradation & Development**, v. 24, n. 6, p. 582-590, 2013. <<https://doi.org/10.1002/ldr.2239>>.

CAPÍTULO II

PROPRIEDADES FÍSICAS, QUÍMICAS E BIOLÓGICAS DE LUVISSOLO SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL

PROPRIEDADES FÍSICAS, QUÍMICAS E BIOLÓGICAS DE LUVISSOLO SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL

RESUMO

A desertificação é considerada o último estágio de degradação do solo. Nos últimos anos, vários estudos foram realizados para revelar indicadores naturais eficazes na detecção de áreas susceptíveis à desertificação. Um dos parâmetros comumente usados nesses estudos é o índice de qualidade do solo. Neste estudo, a relação entre algumas propriedades do solo e a desertificação foi avaliada e discutida. A área da pesquisa abrange os municípios de Belém do São Francisco - PE e Floresta - PE e está inserida no núcleo de desertificação de Cabrobó. Foram selecionadas duas áreas de estudo apresentando a mesma litologia, características climáticas idênticas além de estarem situadas em relevo descrito como plano, diferindo apenas no tocante à cobertura vegetal sendo uma área situada em Luvissole com cobertura vegetal (LCC) e a outra situada em Luvissole sem cobertura vegetal (LSC). Em cada área foram coletadas 48 amostras deformadas e 48 amostras indeformadas na profundidade de (0-20 cm). Com objetivo de reduzir a variabilidade, a coleta foi realizada em 12 áreas de 7 x 7m homogêneas quanto a distribuição da vegetação, na qual foram coletadas 4 amostras. Neste estudo foi examinada a textura, Curva Característica de Água no Solo (CCRAS), densidade do solo (anel volumétrico), condutividade hidráulica - K_{sat} (Permeâmetro de Guelph), nas profundidades 0-10 e 0-20 cm, estabilidade de agregados (DMP e DMG), conteúdo de matéria orgânica, estoque de carbono e nitrogênio, teor de elementos solúveis e trocáveis. Também foram avaliados parâmetros biológicos, tais como Carbono da Biomassa Microbiana, Respiração basal e Quociente metabólico. As similaridades entre os parâmetros e os níveis de degradação foram observadas a partir da análise de componentes principais. Como resultado das análises, foi observado que os parâmetros físicos e biológicos foram bons preditores da qualidade dos solos, levando a conclusão de que as propriedades do solo podem ser utilizadas para identificação da degradação do solo em ambientes semiáridos em processo de desertificação. Além disso verificamos que o impacto da cobertura vegetal na K_{sat} ocorreu principalmente na camada (0-10 cm), no entanto, não foi o principal fator de controle para explicar a variação da variável em profundidade.

Palavras-chave: Degradação do solo. Indicadores do solo. Carbono orgânico total. Estabilidade de agregados.

PHYSICAL, CHEMICAL AND BIOLOGICAL CHANGES IN LUVISSOLO PROPERTIES UNDER DESERTIFICATION PROCESSES IN NORTHEAST BRAZIL

ABSTRACT

Desertification is considered the last stage of soil degradation. In recent years, several studies have been carried out to reveal effective natural indicators in the detection of areas susceptible to desertification. One of the parameters commonly used in these studies is the soil quality index. In this study, the relationship between some soil properties and desertification was assessed and discussed. The research area covers the municipalities of Belém do São Francisco - PE and Floresta - PE and is inserted in the desertification nucleus of Cabrobó. Two study areas were selected presenting the same lithology, identical climatic characteristics, in addition to being located in relief described as plan, differing only with regard to vegetation cover, with an area located in Luvisolo with vegetation cover (LCC) and the other located in Luvisolo without vegetation cover (LSC). In each area, 48 deformed samples and 48 undisturbed samples were collected at a depth of (0-20 cm). In order to reduce variability, the collection was carried out in 12 areas of 7 x 7m homogeneous in terms of vegetation distribution, in which 4 samples were collected. In this study, the texture, Water Characteristic Curve in Soil (CCRAS), soil density (volumetric ring), hydraulic conductivity - Ksat (Guelph Permeameter), at depths 0-10 and 0-20 cm, aggregate stability (DMP and DMG), organic matter content, carbon and nitrogen stock, content of soluble and exchangeable elements. Biological parameters were also evaluated, such as Carbon from Microbial Biomass, Basal respiration and Metabolic quotient. The similarities between the parameters and the levels of degradation were observed from the analysis of main components. As a result of the analysis, it was observed that the physical and biological parameters were good predictors of soil quality, leading to the conclusion that soil properties can be used to identify soil degradation in semiarid environments in the process of desertification. In addition, we found that the impact of vegetation cover on Ksat occurred mainly on the layer (0-10 cm), however, it was not the main control factor to explain the variation of the variable in depth.

Keywords: Soil degradation. Soil indicators. Total organic carbon. Aggregate stability.

1 INTRODUÇÃO

O aumento da pressão humana nos ecossistemas tem levado a uma expansão significativa de terras degradadas e a uma perda considerável da qualidade do solo nas últimas décadas (TOMBOLINI et al., 2016).

Do ponto de vista ecológico, o solo é um dos recursos ambientais mais importantes por ser a principal fonte de provisão de nutrientes para as plantas, reserva de água e meio de desenvolvimento das espécies vegetais (GHAEMI et al., 2014). No núcleo de Cabrobó, a principal importância desse recurso é o suporte da Caatinga, bioma exclusivamente Brasileiro, que apesar de estar concentrada no Nordeste, ocupa cerca de 11% do território nacional (844.453 km) e abriga 28 milhões de pessoas (MMA, 2019).

Ao longo do tempo essa região vem se desenvolvendo às custas de um modelo exploratório dos recursos naturais pautado principalmente em atividades como desmatamento, agricultura intensiva e queima da vegetação, tendo como principal consequência a degradação das propriedades do solo, promovendo o declínio da qualidade do mesmo (LAL; STEWART, 2019). Conceitualmente, existem quatro tipos de degradação do solo: a física, química, biológica e ecológica (LAL, 2015).

A degradação física do solo, geralmente resulta em uma redução nos atributos estruturais, incluindo geometria e continuidade dos poros, deixando o solo mais susceptível à formação de crostas superficiais, aumento da compactação e adensamento, redução da infiltração da água, aumento do escoamento superficial, maiores flutuações da temperatura e maior propensão à desertificação (LAL, 2015).

Em ambientes semiáridos a degradação química do solo é caracterizada principalmente pela ocorrência de salinização e sodificação (CASTRO; SANTOS, 2020) desequilíbrio de nutrientes, perda de argila que culmina com menor capacidade de troca catiônica (CTC), em virtude dos altos valores de pH podem ocorrer ainda indisponibilização de nutrientes.

A degradação biológica do solo, por sua vez, contribui para redução das concentrações de COT, perda de biodiversidade, e redução da capacidade do solo atuar como reservatório de C aumentando as emissões de gases de efeito estufa (GEE). Uma das consequências mais graves da degradação biológica do solo é que o mesmo deixa de atuar como dreno de C e passa a atuar como fonte (CHAPPELL; BALDOCK; SANDERMAN, 2015).

A combinação desses três tipos de degradação origina o tipo mais grave de todas, a degradação ecológica, que é a que acontece quando a combinação dos outros tipos de

degradação leva a interrupções das funções do ecossistema, como ciclagem de nutrientes, infiltração, perturbações do ciclo hidrológico e um declínio na produtividade líquida do bioma (COSTANTINI et al., 2015).

O declínio geral na qualidade do solo, tanto por fatores naturais quanto antrópicos, tem feedbacks positivos fortes, levando a um declínio nos serviços ecossistêmicos e à redução da conservação da natureza (COSTANTINI et al., 2015).

Desta forma, o presente estudo teve por objetivo avaliar o efeito do processo de desertificação na degradação de propriedades físicas, químicas e biológicas de Luvisolos sob coberturas vegetais distintas.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de Estudo

O estudo foi desenvolvido no estado de Pernambuco, em áreas pertencentes aos municípios de Belém de São Francisco e Floresta (Figura 1), os dois locais estão inseridos no perímetro do núcleo de desertificação de Cabrobó.

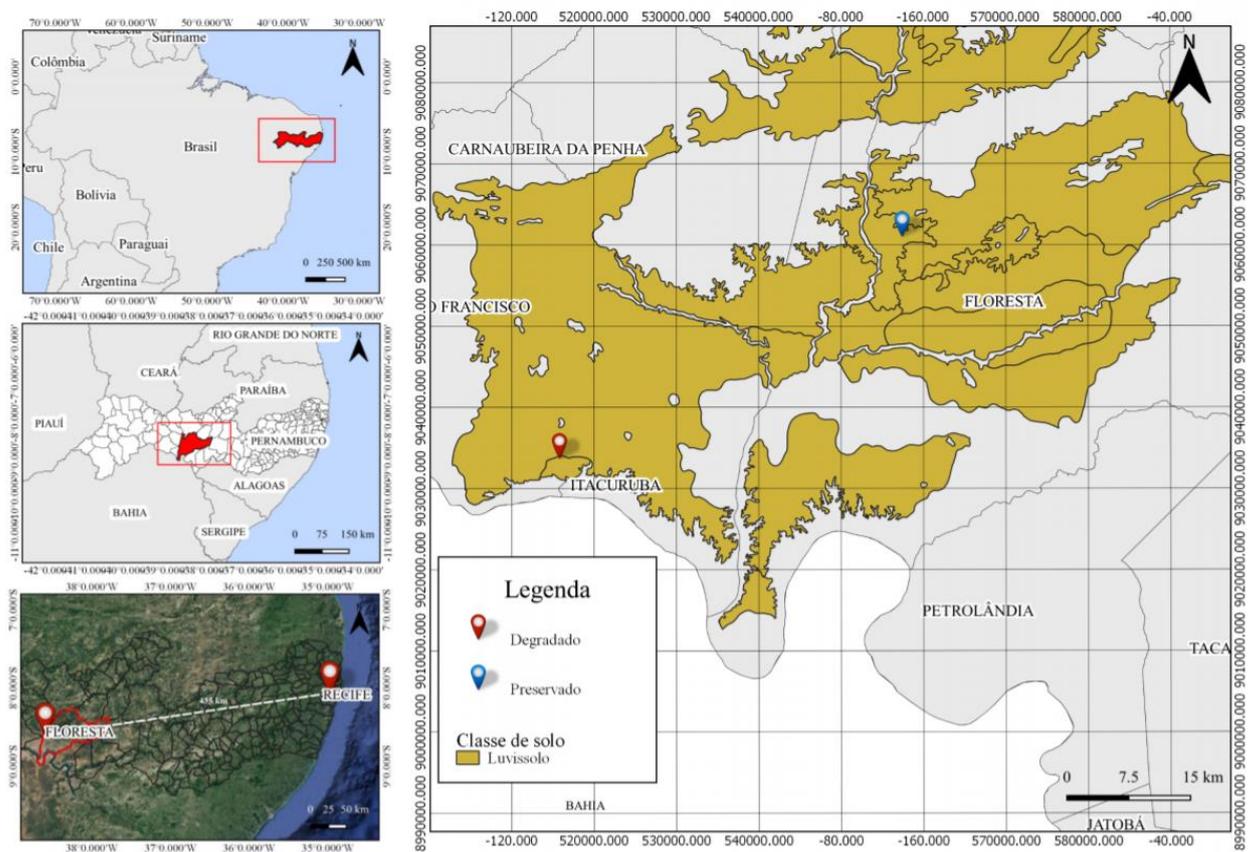


Figura 01. Localização dos Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. (Fonte: Elaborado pelo autor a partir da base da coleta de dados experimentais e de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e estatística – IBGE e do Google Earth)

Os ambientes apresentam coberturas vegetais distintas, sendo um situado em Luvisolo com grau moderado de preservação da cobertura vegetal e o outro um Luvisolo apresentando elevado grau de degradação da cobertura vegetal (Tabela 1).

Tabela 01. Coordenadas geográficas, altitude, precipitação média anual, temperatura média anual, clima, vegetação e uso agrícola dos ambientes de estudo. (Fonte: Köppen, 1948; Inmet, 2019; APAC, 2019; Map biomas, 2019; coleta de dados experimentais)

Ambientes de Estudo	Localização (GPS)	Altitude (m)	Precipitação (mm)	T (°C)	Clima (Köppen-Geiger)	Vegetação	Uso
LCC	8°29'36,7"S 38°28'38,4"W	343	431	30 a 31	BSh	Caatinga Hiperxerófila	Pasto caprinos e bovinos
LSC	8°44'30,7"S 38°51'20,2"W	313	405	27 a 29	BSh	Caatinga hiperxerófila	Pasto caprinos e bovinos

Os ambientes de estudo estão inseridos no semiárido Pernambucano e geologicamente situados na província Borborema. A paisagem característica é formada pela unidade geoambiental do tipo depressão sertaneja, com relevo suave-ondulado (CPRM, 2005).

Quando comparado a outros fatores de formação, em ambientes secos, é a diversidade litológica e do material originário que são os fatores dominantes na formação e evolução dos solos (OLIVEIRA, 2008).

Por essa razão, em consequência da ocorrência de litotipos, tais como, biotita-gnaiss e biotita-xisto, que a ordem dos Luvisolos ocupa áreas expressivas, chegando a perfazer cerca de 11 mil km², o que corresponde a 11% da superfície do estado de Pernambuco (ARAÚJO FILHO et al., 2000), justificando a escolha dessa ordem como objeto de estudo.

Além disso, solos dessa classe apresentam mudança textural abrupta entre os horizontes A e B, o que os torna muito susceptíveis a processos erosivos (RIBEIRO; SAMPAIO; GALINDO, 2009).

Devido a elevada fertilidade natural da classe, as áreas são aproveitadas para pastagem de ovinos e bovinos (LCC) e pastagem de caprinos (LSC). Não existe relato de cultivo agrícola em nenhuma das áreas estudadas, no entanto ambas estão localizadas próximas a áreas cultivadas e a estradas.

Como a erosão é um processo que ocorre prioritariamente na superfície do solo, a amostragem, para caracterização química, física e biológica limitou-se a sondagens na profundidade de 0-20 cm. Em cada ambiente (LCC e LSC) foram delimitadas 12 parcelas experimentais de dimensão de 7 x 7m o mais homogêneas possível, para realização da coleta. Como no LSC o ambiente já havia sido extremamente perturbado por ação da erosão foi possível perceber uma alta variabilidade entre as amostras, no entanto esse resultado é característica inerente às condições atuais do local.

Por questões logísticas, como acesso aos locais, nem sempre foi possível escolher parcelas com as mesmas características edáficas, de maneira que, em algumas delas era possível perceber o horizonte truncado devido a completa remoção do horizonte superficial.

As coletas foram realizadas em janeiro (LSC) e agosto (LCC) de 2019. O intervalo temporal de 8 meses entre uma coleta e outra aconteceu em virtude da necessidade de viagens exploratórias para seleção da segunda área de estudo. Além disso, limitações relacionadas à disponibilidade de transporte adequado do material a ser utilizado durante a execução do experimento também foram encontradas. Durante os meses nos quais os experimentos foram

conduzidos a precipitação mensal das cidades nos quais os dois solos estão localizados foi praticamente a mesma (Tabela 2).

Tabela 02. Precipitação mensal dos municípios de Belém de São Francisco e Floresta nos meses de janeiro e agosto, respectivamente. (Fonte: APAC, 2019)

Localização	Precipitação (mm)
Belém de São Francisco	0
Floresta	5,8

2.2 Caracterização dos Atributos Químicos

Para avaliação e caracterização dos atributos químicos do solo, foram realizadas coletas na profundidade de 0-20 cm, cada amostra foi analisada individualmente e o esquema de coleta das amostras está descrito na Figura 2.

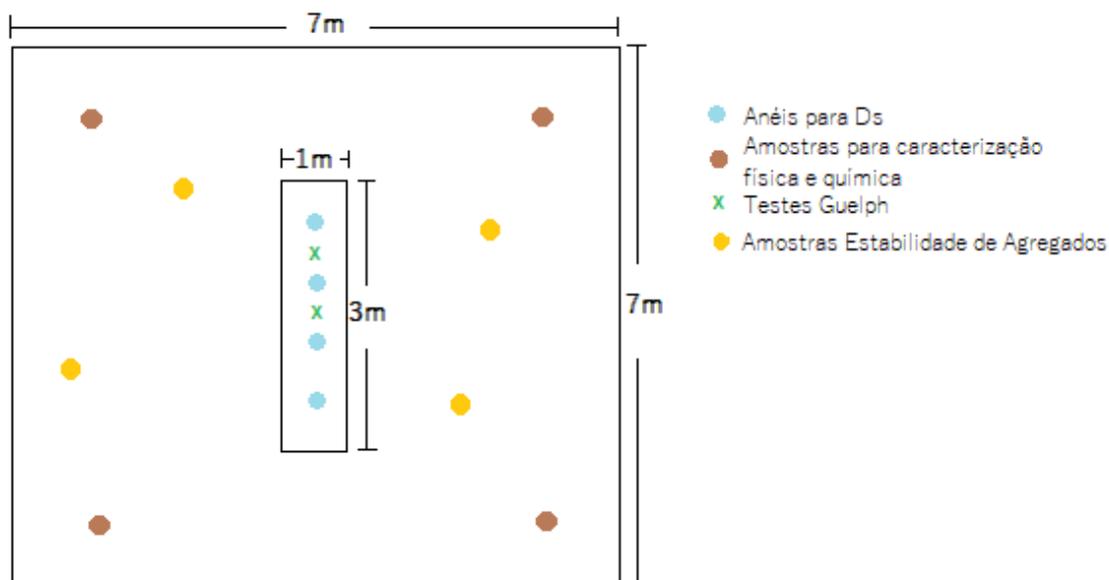


Figura 02. Representação esquemática da localização espacial da amostragem nas parcelas de estudo. (Fonte: Elaborada pela autora)

As amostras de solo deformadas foram secas ao ar, destorroadas e peneiradas em malha de 2 mm, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA), e armazenadas para a realização das análises químicas.

A avaliação da solução do solo foi realizada mediante o preparo da pasta de saturação para obtenção do extrato de saturação. No extrato foi determinado o pH e a condutividade elétrica (CEes).

Também foram determinados os íons solúveis Na^+ , K^+ , Cl^- , sendo Na^+ e K^+ dosados por fotometria de emissão de chama, C-Cl^- , por titulometria (EMBRAPA, 2017). A Relação de Adsorção de Sódio (RAS) foi calculada a partir da equação abaixo:

$$\text{RAS (mmol}_c \text{ L}^{-1}) = \text{Na}^+ / [(\text{Ca}^{2+} \text{ e } \text{Mg}^{2+}) / 2]^{0,5}$$

Para caracterização química do complexo sortivo, foi determinado o pH em água (1:2,5), e os cátions Na^+ , K^+ , foram extraídos pelo método do acetato de amônio 1 mol L^{-1} a pH 7,0 conforme descrito por THOMAS (1982). O sódio e potássio foram determinados por fotometria de emissão de chama (USSL; Staff, 1954). A Percentagem de Sódio Trocável do solo (PST) foi calculada de acordo com o descrito por USSL; TAFF (1954).

2.3 Caracterização dos Atributos Físicos

Para avaliação e caracterização dos atributos físicos do solo, foram realizadas coletas de amostras indeformadas na profundidade de 0-20 cm. O esquema de coleta das amostras está descrito na Figura 2. Para cada parâmetro avaliado, foram coletadas 4 amostras em cada parcela experimental, que foram analisadas individualmente, totalizando 48 amostras por Luvisolo estudado.

Como a área degradada é espacialmente heterogênea, por questões de padronização a amostragem foi feita em profundidade e não em horizontes, vistos que em alguns pontos do LSC o horizonte A havia sido perdido por ação da erosão. A escolha do local da coleta dessas amostras foi baseada na maior facilidade de extrair os anéis, visto que o solo seco se encontrava extremamente duro, o que impossibilitou a extração do anel na condição de solo seco.

A avaliação da densidade do solo (D_s) e da curva de caracterização de retenção da água no solo-CCRAS (Figura 3), foi realizada mediante coletas de amostras indeformadas.

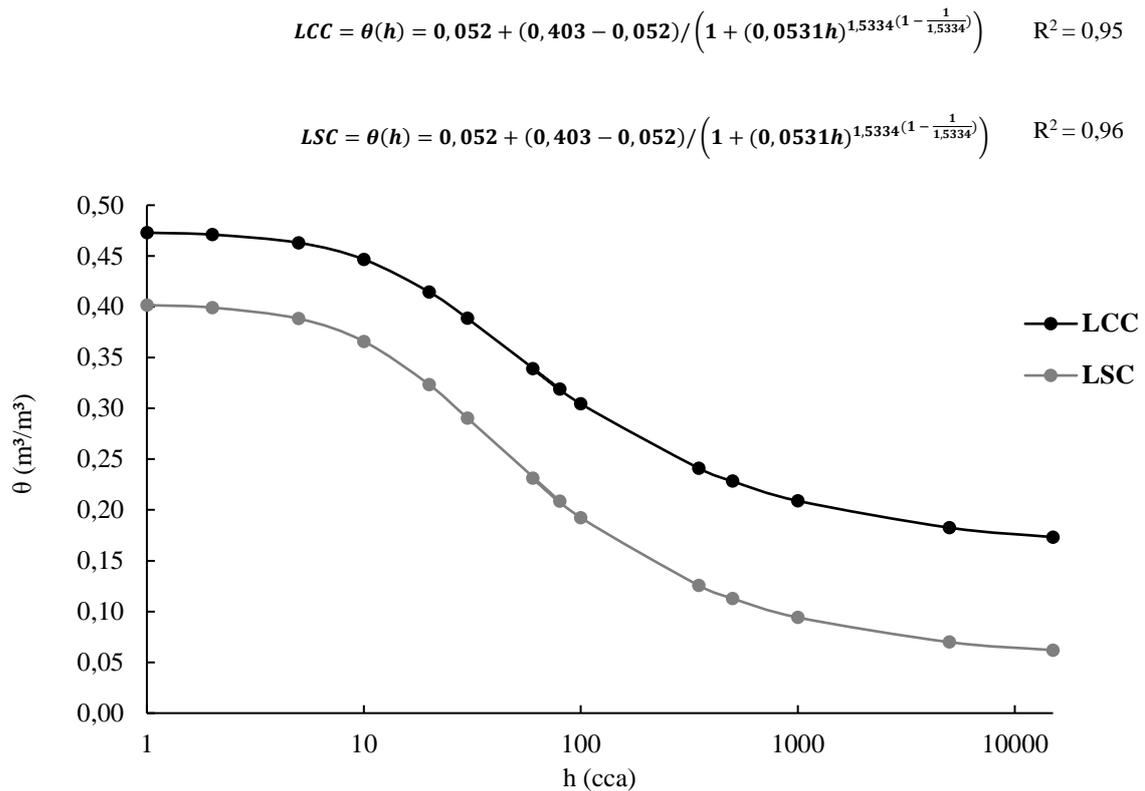


Figura 03. Curva Característica de Retenção da Água no Solo representada pela equação de Van Genuchten para Luvissole com cobertura vegetal (A) e Luvissole sem cobertura vegetal (B). (Fonte: Elaborada pela autora no programa R-Statistics a partir da coleta de dados experimentais)

O método utilizado para a determinação da D_s foi o método do anel volumétrico (GROSSMAN; REINSCH, 2002) e a densidade de partículas sólidas do solo (D_p) pelo método do balão volumétrico (EMBRAPA, 2017). A análise da granulometria foi realizada pelo método do densímetro, de acordo com o proposto em Gee e Or (2002), no entanto foi incorporada à metodologia as modificações feitas e descritas por Almeida (2008), na qual o autor sugere a realização de apenas uma leitura, após dispersão da argila e 24h de repouso da agitação manual.

A determinação da argila dispersa em água (ADA), também foi realizada de acordo com o proposto por Gee e Or (2002). Com base nos teores de Argila total e argila dispersa foi calculado o grau de floculação (GF).

A determinação da estabilidade de agregados foi realizada o método preconizado por Kemper e Rosenau (1986), com modificações. A medida foi feita por via úmida, realizada utilizando um aparelho de oscilação vertical do tipo Yooder. A estrutura do aparelho é composta por três recipientes cilíndricos no qual é inserido um conjunto composto por cinco peneiras de malhas diferentes (2,00 - 1,00 - 0,5 - 0,25 - 0,125 mm).

Para a análise foram utilizados agregados com diâmetro médio de aproximadamente 5,93 mm (passados em peneira de 7,1 mm de malha e retidos em peneira de 4,76 mm). Após a padronização dos agregados, para cada amostra foram separadas 4 subamostras de 25 g desses agregados, dos quais, três foram utilizados no peneiramento por via úmida e uma para a determinação do “fator f”, a fim de corrigir a umidade dos agregados secos ao ar.

Objetivando a completa saturação dos agregados durante o peneiramento, as três subamostras foram colocadas em papel filtro e saturadas com álcool por 10 minutos para quebra da tensão superficial da água presente no interior dos agregados. Uma vez saturadas as amostras foram dispostas na peneira superior (2mm) e ficaram sob oscilação vertical por quinze minutos. Após a agitação, os agregados retidos em cada peneira foram transferidos para latas de alumínio com o auxílio de jatos de água dirigidos ao fundo das peneiras.

O excesso de água presente nas latas foi drenado após completa decantação dos agregados e as amostras foram conduzidas para estufa de circulação de ar (105°C, por 24 h) e pesados, para determinação dos agregados estáveis em cada classe. A quantificação dos agregados retidos em cada peneira foi realizada por meio de pesagem. As massas quantificadas foram usadas nas equações abaixo, para os cálculos do Diâmetro Médio Ponderado (DMP), e Diâmetro Médio Geométrico (DMG).

$$DMP = \sum_{i=1}^n (x_i \cdot w_i)$$

Em que: DMP = diâmetro médio ponderado (mm);

x_i = diâmetro médio das classes (mm);

w_i = proporção de cada classe em relação ao total.

$$DMG = \text{Exp} \frac{\sum_{i=1}^N w_p \cdot \log x_i}{\sum_{i=1}^N w_p}$$

Em que:

DMG = diâmetro médio geométrico (mm);

w_p = peso dos agregados de cada classe (g)

Foi possível, a partir dos cálculos, obter seis classes de diâmetro médios: 3,38 - 1,5 - 0,75 - 0,375 - 0,1875 e 0,063 mm.

2.3.1 Condutividade Hidráulica de Luvisolos com Cobertura Vegetal e sem Cobertura Vegetal

A condutividade hidráulica foi determinada nos Luvisolos em diferentes condições de cobertura vegetal, por meio de um permeâmetro de carga constante tipo Guelph, composto por um tubo de Mariotte que proporciona a estabilidade da carga hidráulica no interior do furo. Esse equipamento permite que a condutividade hidráulica seja estimada em campo a partir da observação da diminuição progressiva da taxa de infiltração, o que pode ser feito a partir da observação da diminuição do nível de água no reservatório.

As leituras do nível são realizadas em intervalos constantes de tempo, o teste finaliza quando observa-se que o fluxo atingiu o regime permanente, ou seja, quando a diferença entre as leituras se tornam constantes, o que físico-hidricamente significa que não há mais variação perceptível na taxa de infiltração. Neste estudo adotamos três leituras idênticas de taxa de infiltração para admissão do fluxo permanente.

Cada solo avaliado possuía 12 parcelas experimentais, nas quais foram realizados testes em 2 profundidades distintas (0-10 cm) e (10-20 cm), aplicando duas cargas hidráulicas (2,5 e 5 cm) em cada uma delas, totalizando 48 sondagens por área total avaliada. Cada lâmina aplicada foi considerada como uma repetição por ocasião da estimativa dos parâmetros e a condutividade hidráulica foi determinada a partir da obtenção da média dos valores observados no par de carga hidráulica aplicada.

No decorrer do tempo de teste inicia-se a formação de um bulbo de saturação em torno do furo sondado o que possibilita o cálculo da condutividade hidráulica (K_{sat}). O cálculo da condutividade hidráulica foi realizado conforme o recomendado pelo manual do equipamento (SOIL MOISTURE, 1991).

$$K_{sat} = G_2 Q_2 - G_1 Q_1$$

Onde:

$$G_1 = \frac{H_2 * C_1}{\pi (2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + \alpha^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$$

$$G_2 = \frac{H_2 * C_2}{\pi (2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + \alpha^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$$

Em que:

K_{sat} = Condutividade hidráulica saturada (LT^{-1})

Q_1 e Q_2 = Vazões (L^2)

H_1 e H_2 = Carga hidráulica (L)

C_1 e C_2 = Parâmetro de ajuste dimensional (H/a)

a = Raio do furo (L)

Como o fator C é dependente da textura do solo que está sendo sondado, Zhang et al. (1998), propuseram uma adaptação às equações empíricas, de maneira que, o parâmetro foi calculado considerando a classe textural franco arenosa.

2.4 Análises Microbiológicas, Carbono e Nitrogênio Total e Estoque de Carbono

O carbono orgânico total (COT) foi determinado por oxidação via úmida (MENDOÇA; MATOS, 2017). Amostras de solos foram previamente moídas com auxílio de almofariz e pistilo, tamisadas em peneira de 60 mesh, pesadas e transferidas para tubos de digestão. Após a digestão completa a amostra foi titulada com uma solução oxidante de dicromato de potássio em meio ácido.

A quantidade de carbono foi calculada com base no volume de sal de Mohr gasto na titulação da amostra (V), do branco aquecido (Vba) e do branco não aquecido (Vbn), conforme as equações:

$$A = [(Vba - Vam) (Vbn - Vba) / Vbn] + (Vba - Vam)$$

Em que:

Vba = volume gasto na titulação do branco controle com aquecimento;

Vbn = volume gasto na titulação do branco controle sem aquecimento;

Vam = Volume gasto na titulação da amostra

$$CO \text{ (dag kg}^{-1}\text{)} = \frac{(A)(\text{molaridade Sul.Ferroso})(3)(100)}{\text{peso da amostra (mg)}}$$

2.5 Carbono da Biomassa Microbiana

As amostras utilizadas na determinação do carbono da biomassa microbiana (C_{mic}) foram coletadas ao lado das utilizadas na determinação do COT. As amostras foram acondicionadas em potes plásticos dotados de uma entrada de ar no centro, para manutenção do microorganismos aeróbios e mantidas em refrigeração constante (4 °C).

Para garantir a máxima preservação dos organismos presentes nas amostras, o destorroamento, padronização em peneira de 2mm, homogeneização e remoção das raízes e dos resíduos visíveis de plantas e animais do solo foram realizadas no mesmo dia de execução da análise.

A determinação do C_{mic} foi feita de acordo com o método de irradiação-extração (MENDONÇA; MATOS, 2017), utilizando-se forno de micro-ondas com potência de 1000 W e frequência de 2.450 MHz.

Após irradiadas, as amostras foram submetidas ao extrator sulfato de potássio 0,5 mol L⁻¹ e a determinação do carbono foi feita de acordo com Mendonça; Matos, (2017). Os valores de carbono presentes na biomassa microbiana foram calculados a partir da seguinte equação:

$$C_{I,NI} = \frac{(V_b - V_{am})(\text{molaridade Sul.Ferroso})(3)(100)(\text{vol.extrator})}{(\text{volume do extrato})(\text{peso do solo})}$$

Em que:

Volume do extrato= Volume utilizado para determinação do carbono (mL)

V_b = Volume do branco (mL)

V_{am} = Volume da amostra (mL)

$$C_{mic} = (C_I - C_{NI}) / K_c = \mu\text{g g}^{-1} \text{ de C no solo}$$

Onde:

C_I = Amostra Irradiada

C_{NI} = Amostra não irradiada

$K_c = 0,33$

2.6 Respiração Basal e Quociente Metabólico

A evolução da respiração basal (C-CO₂) foi determinada pela quantificação do CO₂ emitido de uma amostra de solo em solução de NaOH e dosado por titulação com HCl (MENDONÇA; MATOS, 2017). As amostras tiveram a umidade corrigida para 60% da capacidade de campo e foram encubadas por 86 horas em solução de NaOH. O cálculo do C-CO₂ evoluído foi feito de acordo com a equação abaixo:

$$C-CO_2 \text{ (mg)} = (B-V) \times M \times 6 \times (v1/v2)$$

Em que:

B= Volume do HCL no branco (mL)

V= Volume do HCl gasto na amostra (mL)

M= Concentração real do HCl (mol L⁻¹)

V1= volume total de NaOH usado na captura do CO₂ (mL)

V2= Volume de NaOH usado na titulação (mL)

Para estimar o quociente metabólico, foi determinada a razão entre a respiração basal e o carbono da biomassa microbiana do solo (ANDERSON; DOMSCH, 1993).

2.7 Nitrogênio Total do Solo

A determinação do nitrogênio total do solo (NT) foi realizada a partir da digestão sulfúrica e destilação das amostras seguindo a metodologia de MENDONÇA; MATOS (2017). O cálculo do NT foi realizado conforme a equação abaixo:

$$N \text{ (dag kg}^{-1}\text{)} = \frac{(v_{am} - v_{br}) \times [H^+] \times 1,4}{\text{peso do solo (g)}}$$

Em que:

V_{am}= volume de HCl gastos na titulação da amostra

V_{br}= volume de HCl gastos na titulação do branco

[H⁺] = Concentração real do ácido clorídrico (mol L⁻¹)

A relação C/N foi estimada a partir da razão entre os valores de carbono e nitrogênio.

2.8 Estoque de Carbono

A determinação dos estoques de C e N foi realizada conforme o descrito por Veldkamp (1994), levando em consideração a presença de cascalho no horizonte superficial, conforme preconizado por Batjes (2014).

$$E = C * e * D_s * 10^4 * (1 - S)$$

Em que :

E = Estoque de carbono ou nitrogênio (Mg ha⁻¹)

C = Teor de carbono ou nitrogênio (kg C kg⁻¹ solo)

e = Profundidade de coleta das amostras

D_s = Densidade do solo em (Mg m⁻³)

S = Proporção de cascalho nas amostras de solo (adimensional)

2.9 Análise dos Dados

Estatísticas descritivas incluindo média, desvio padrão (DP), valores mínimo-máximo, coeficiente de variação (CV) e assimetria foram calculadas para todas as propriedades medidas no solo.

Objetivando a associações entre característica físicas, biológicas e químicas do solo com a degradação do solo por ocorrência de erosão hídrica decorrente de diferentes coberturas vegetais, os dados foram avaliados em matriz multivariada, onde foram definidos os componentes principais e propriedades do solo que mais se correlacionaram com a degradação. Objetivando a padronização das variáveis analisadas, procedeu-se o autoescalamento dos

dados, uma vez as variáveis apresentavam escalas diferentes em virtude das diferentes unidades de medida e por essa razão diferiam quanto a ordem de grandeza o que poderia ter grande influência na análise de componentes principais.

Os dados também foram submetidos a testes de esfericidade de Bartlett a fim de verificar a existência de hipótese nula. Também foi verificada a adequação dos dados ao modelo de componentes principais, por meio do teste de Kaiser-Meyer-Olkin.

Objetivando minimizar a complexidade de um conjunto de dados com elevado número de variáveis, foi aplicado o modelo de componentes principais com intuito de obter as variáveis físicas, biológicas e químicas que mais contribuíram com as componentes principais na explicação da variabilidade dos dados.

A determinação do número de componentes principais necessária para interpretação dos resultados, foi definido a partir da adoção do critério de que a quantidade de componentes principais deveria atender a explicação de no mínimo 65 % da variabilidade total dos dados. Em cada componente principal foram selecionadas variáveis que apresentaram coeficientes de correlação com sua respectiva componente principal maior que 0,7 em módulo.

O número de componentes principais que resumem efetivamente a variância amostral foi gerado a partir da análise de autovalores $> 1 (\lambda_i > 1)$, sendo definidas duas componentes principais responsáveis pela explicação de mais de 65% da variância das propriedades físicas, biológicas e químicas. Os dois componentes foram definidos com o auxílio do screeplot. Os dados foram analisados utilizando-se o R-Statistic, como ferramenta estatística para processamento e avaliação dos dados.

As estatísticas de Box plot e gráficos de barra foram usadas para explorar diferenças intergrupos a partir de um teste estatístico não paramétrico. Todos os cálculos estatísticos foram realizados com o software R.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Propriedades Físicas do Solo

Os pontos amostrados em ambos os solos apresentaram na camada superficial (0-20 cm), predominância de areia em sua composição granulométrica, o que lhes conferiu a classificação textural franco argilo arenosa (Tabela 3).

Elevados valores de densidade do solo de 1,47 a 2,17 kg dm⁻³, com valor médio equivalente a 1,74 kg dm⁻³, foram observados no LSC, confirmando a maior densificação desse solo após a remoção da cobertura vegetal e maior exposição a processos erosivos (Tabela 3). No LCC, ou seja, sob cobertura vegetal, os valores de densidade foram mais baixos e variaram de 1,24 a 1,68 kg dm⁻³, com valor médio de 1,5 kg dm⁻³, demonstrando o efeito protetivo da vegetação tanto na permanência de partículas finas, quanto na preservação da matéria orgânica do solo.

O LSC apresentou valores de argila dispersa em água mais altos do que o solo preservado, o que refletiu diretamente no grau de floculação observado. No LCC o valor médio observado do grau de floculação foi de 67,29%, enquanto no LSC esse valor foi de 57,20%, demonstrando que praticamente metade da argila presente no solo degradado encontrava-se na forma dispersa (Tabela 3).

A dispersão das partículas na fração argila é um importante processo que está associado a diversos problemas ambientais, alguns deles associados à degradação do solo, redução da fertilidade, e subsequente diminuição do desenvolvimento e produtividade das culturas nos locais sob esse processo (TSOZUE et al., 2015). O impacto da dispersão das argilas é maior em ambientes áridos, onde os solos são mais rasos e mais susceptíveis à ocorrência de eventos de precipitação de elevada intensidade (BASGA et al., 2018). Nessas condições a conectividade dos poros, condutividade hidráulica são reduzidas, dificultando a infiltração da água e favorecendo a ocorrência de escoamento superficial (ARIENZO et al., 2012; MARCHUK et al., 2012).

Fisicamente a dispersão da fração da argila, além de comprometer a estrutura dos agregados, contribui para redução de sua dimensão com efeito marcante na redução da macroporosidade, isso foi verificado em nosso estudo ao observamos que tanto o diâmetro médio ponderado, quanto o diâmetro médio geométrico dos agregados foram menores no solo sem vegetação (Tabela 3).

Tabela 03. Resumo das estatísticas das propriedades físicas na profundidade de (0-20 cm), dos Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal ($N = 48$). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

Ambientes de Estudo	Ds --g cm ⁻³ --	Dp	AT	AF	AM	AG	ArgT	ST	ST/ArgT	DMP -----mm-----	DMG	GF (%)
	-----g kg ⁻¹ -----											
LCC												
Min	1,24	2,22	416,50	165,50	83,00	43,50	328,21	11,83	0,02	0,70	0,79	51,45
Max	1,68	2,67	616,00	277,00	149,00	66,00	552,92	250,12	0,75	1,72	1,20	78,59
Média	1,50	2,47	492,01	216,65	97,27	51,27	441,08	69,16	0,18	1,22	0,98	67,29
SD	0,08	0,08	55,26	31,59	16,37	6,40	73,75	54,91	0,17	0,29	0,11	7,07
CV	0,05	0,03	0,11	0,15	0,17	0,12	0,17	0,79	0,94	0,24	0,12	0,11
Simetria	1,36	1,53	-0,01	-0,64	4,42	-0,17	-1,38	3,45	4,83	-1,24	-1,17	-0,53
LSC												
Min	1,47	2,53	457,80	186,50	93,80	56,00	188,51	21,70	0,07	0,34	0,63	33,00
Max	1,94	2,63	693,20	306,65	144,60	182,85	482,20	140,80	0,68	1,50	1,17	74,38
Média	1,74	2,59	590,30	246,11	122,69	96,47	338,40	71,30	0,23	0,65	0,79	57,20
SD	0,14	0,03	74,37	37,57	14,59	37,57	77,08	34,47	0,15	0,27	0,14	12,55
CV	0,08	0,01	0,13	0,15	0,12	0,39	0,23	0,48	0,64	0,42	0,17	0,22
Simetria	1,01	-0,56	-1,23	-1,14	-0,93	0,41	-0,55	-0,42	2,19	0,97	0,90	-1,03

Min: mínimo; Max: máximo; SD: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; Ds: Densidade do solo; Dp: Densidade da partícula; AT: areia total; AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa; Arg T: argila total; ST: silte total; DMP: diâmetro médio ponderado dos agregados; DMG: diâmetro médio geométrico dos agregados; GF: grau de floculação.

Além disso a dispersão da fração argila pode favorecer a formação de crostas superficiais e selamento da superfície, tal qual observado nesse estudo no LSC. Somado a isso, o problema é potencializado devido a elevada energia cinética das gotas de chuva, que em solos sem cobertura vegetal pode favorecer a formação de selamento superficial e formação de crostas na superfície que reduzem a infiltração da água no solo e produz fluxo superficial, e é por essa razão que a vegetação é a melhor estratégia de controle de erosão (FRANCOS et al., 2016).

O teor de argila total foi menor no solo sem cobertura vegetal ($441,08 \text{ g kg}^{-1}$) do que no solo sob vegetação ($338,40 \text{ g kg}^{-1}$). Em média os solos continham muita areia, $491,02 \text{ g kg}^{-1}$, LCC e $590,30 \text{ g kg}^{-1}$, no LSC, refletindo em maiores valores de densidade da partícula no solo degradado ($2,59 \text{ kg dm}^{-3}$) do que no preservado ($2,47 \text{ kg dm}^{-3}$). Provavelmente os menores valores de argila e o enriquecimento da fração areia no solo degradado seja efeito da erosão hídrica, que atua removendo preferencialmente partículas mais finas. Ferreira et al. (2016) demonstraram que a fração areia de solos desenvolvidos no semiárido Pernambucano podem apresentar mais de 90% de quartzo na composição mineralógica tanto da fração areia grossa, quanto da fração areia fina, o que justifica os maiores valores de densidade de partículas no solo cuja quantidade de areia era maior (LSC), uma vez que o mineral quartzo é reconhecido por apresentar elevada densidade.

A presença de material argiloso no solo fornece as ligações necessárias entre partículas, favorecendo a formação de agregados mais estáveis e conseqüentemente menos susceptíveis à ação da erosão (PARWADA; TOLS, 2017). Além disso, o empobrecimento do solo em argila reduz a tendência das partículas dos solos se unirem e formarem agregados mais resistentes a tensão de cisalhamento da água corrente, tornando o solo mais vulnerável à erosão. Isso está de acordo com nossos achados, visto que LSC os teores de areia eram maiores, enquanto os de argila eram menores (Tabela 3). Ademais, nesses ambientes era possível observar nitidamente o efeito marcante da erosão hídrica sob a forma de voçorocas bem desenvolvidas. Achados similares foram observados por (PARFITT; PARSHOTAM; SALT, 2002) e (PARWADA; TOLS, 2017).

Comumente a maior estabilidade dos agregados do solo é atribuída à presença de compostos orgânicos no solo, no entanto, Parwada e Tols (2017) ao avaliar o efeito da dispersão de argilas em processos de erosão hídrica, observaram que o teor de argila total estava fortemente correlacionada à estabilidade de agregados, e esta por sua vez, era tanto maior quanto mais elevado era o teor de argila total, demonstrando a importância dessa fração na cimentação de constituintes do solo e formação dessas estruturas.

As classes de agregados do solo foram comparadas nos LCC e LSC (Figura 4). Diferenças significativas nas classes de agregados foram observadas entre os locais estudados.

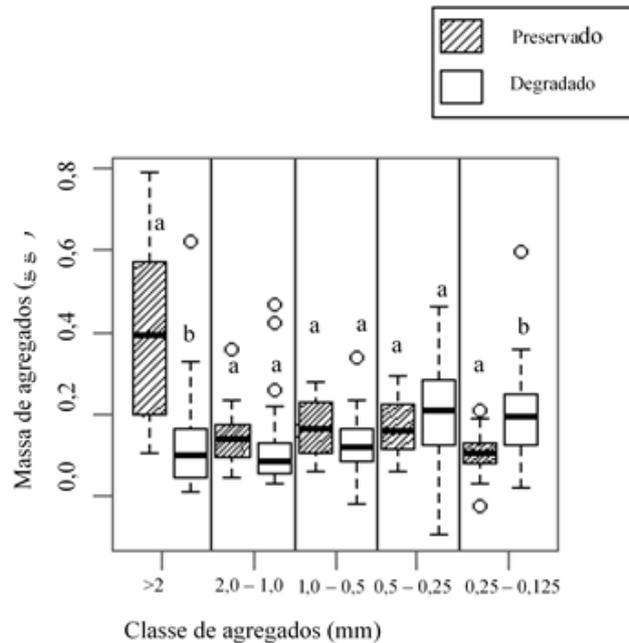


Figura 04. Comparação de médias para massa de agregados em Luvissoles com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. Em cada classe de agregado letras diferentes indicam diferença significativa ao nível de 5%. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statisc (2019) a partir da coleta de dados experimentais)

A comparação entre as duas condições de cobertura de superfície demonstrou que o tamanho médio dos agregados foi menor no LSC, e que essa diferença foi mais evidente nos agregados de dimensão superior a 2 mm e nos compreendidos entre as dimensões de 0,25 e 0,125 mm.

A classe de agregados > 2 apresentou diferença significativa ($P < 0,05$) entre os ambientes avaliados. Foi observado predomínio dessa classe no solo sob preservação, no solo degradado a presença desse tipo de agregado foi inexpressiva (Figura 4).

A classe de agregados de 0,25 – 0,125 apresentou diferença significativa nos agregados ($P < 0,05$) entre os ambientes estudados, no entanto, o predomínio dessa classe foi observado no LSC (Figura 4). Vaezi, Ahmadi e Cerdà (2017) avaliando a contribuição do impacto da gota de chuva na estabilidade de agregados, também constataram que a presença da cobertura vegetal foi decisiva na presença e estabilidade dessas estruturas, sobretudo de agregados de maiores dimensões.

Nos ambientes áridos o processo de degradação é retroalimentado, se por um lado a remoção da cobertura vegetal acelera o processo erosivo devido à exposição direta do solo ao impacto da gota de chuva, por outro a destruição de propriedades estruturais como a agregação reduz a porosidade do solo e conseqüentemente a infiltração da água limitando desta forma o estabelecimento e desenvolvimento de espécies vegetais, o que por sua vez potencializa o processo erosivo.

Os agregados do solo são unidades básicas que compõe a estrutura do solo e controlam a dinâmica da matéria orgânica do solo e a ciclagem dos nutrientes, especialmente carbono e nitrogênio (CHEVALLIER et al., 2004). De acordo com Chen et al. (2017), a agregação é descrita usando um modelo hierárquico, que em geral, divide os agregados em macroagregados ($> 0,25$ mm) e microagregados (0,25-0,053 mm). Os microagregados do solo normalmente são formados a partir da união de frações mais finas do solo, tais como argila e silte a partir de polissacarídeos microbianos. Por outro lado, os macroagregados são normalmente formados a partir da cimentação de microagregados por ação de elementos mais transitórios no solo como hifas de fungo e raízes finas, por essa razão acredita-se que os macroagregados são mais sensíveis às mudanças ocasionadas por alterações na cobertura vegetal (CHEN et al., 2017)

Estas teorias suportam os resultados encontrados nesta pesquisa, nos quais a cobertura vegetal proporcionou a observação de diferença significativa entre macroagregados presentes nos LCC e LSC (Figura 4), onde no solo sob vegetação foi possível verificar a presença de macroagregados bem maiores dos que os observados no LSC. Provavelmente esses resultados devem-se à maior abundância e atuação de hifas de fungos e raízes finas na união de microagregados.

Nesse estudo foram estabelecidas quatro classes de microagregados para ambos os solos, no entanto só foi possível observar diferenças relativas à cobertura vegetal na dimensão de 0,25 a 0,125 mm (Figura 4). Nesse caso a presença de agregados de maior tamanho nessa classe foi mais presente no LSC do que no LCC. Esse resultado provavelmente se deu devido a ausência de cobertura vegetal, que aumentou a susceptibilidade do solo á processos erosivos resultando em menor proporção de macroagregado e maior proporção de microagregados.

Os resultados desta pesquisa estão de acordo com os observados por Chen et al. (2017), que ao estudar o efeitos de diferentes usos de solo e coberturas vegetais verificaram que a presença da vegetação estimula o aumento da população microbiana e ocorrência de raízes finas favorecendo o maior desenvolvimento de hifas fúngicas que atuam unindo microagregados em estruturas maiores. Tang et al. (2016) ao avaliar o aumento da estabilidade de agregados em

ecossistemas mediterrâneos também observaram maior presença de macroagregados em ambientes com maior grau de preservação.

5.1.1 Condutividade Hidráulica de Luvisolos sob Diferentes Coberturas Vegetais

Solos sobre cobertura vegetal estão associados à maior condutividade hidráulica e menor geração de escoamento superficial do que solos cuja cobertura vegetal foi removida (ARCHER et al., 2013; ALAOUI et al., 2011). De fato, nesta pesquisa, a cobertura vegetal exerceu diferença significativa ($p < 0,05$) na condutividade hidráulica superficial (0-10 cm). Em LCC foram observados valores de 47, 36 mm/h, enquanto em LSC a condutividade hidráulica superficial foi de 17, 85 mm/h (Tabela 4).

Tabela 04. Condutividade Hidráulica de Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal nas profundidades de 0-10 e 10-20 cm

	Condutividade Hidráulica Saturada (mm/h)	
	Profundidade (cm)	
	0-10	10-20
LCC	47,36 A	6,07 B
LSC	17,85 B	15,77 A
Solo	11,64**	8,63*
CV	23,17%	22,70%

Médias seguidas da mesma letra maiúscula na coluna não diferem estatisticamente entre si pelo teste de Tuckey; * significativo a 1% e ** 5%.

Na camada subsuperficial (0-20 cm) também foi possível observar diferenças significativas entre os solos avaliados, no entanto, quando avaliada em profundidade o cenário se inverteu e foi possível observar maior condutividade hidráulica em LSC (15,77 mm/h), contra 6,07 mm mm/h observado em LCC.

Solos sob cobertura vegetal estão associados a maiores taxas de infiltração de água de água no solo e menor geração de escoamento superficial do que solo sem cobertura vegetal (ARCHER et al., 2013; DEV SHARMA et al., 2013). Nesta pesquisa esta suposição foi confirmada ao constatar que no LCC a condutividade hidráulica da camada superficial foi praticamente o triplo da observada no LSC. Nesse ambiente, os maiores conteúdos de carbono orgânico, a menor densidade do solo e a maior estabilidade de agregados, podem ter sido as responsáveis por tais resultados (Tabela 3).

O efeito da dimensão de agregados foi avaliado por Lado et al. (2004), e assim como nesta pesquisa os autores verificaram que características bioquímicas, como o conteúdo de carbono pode ter marcante influência na formação de agregados do solo, contribuindo para a observação de maiores valores de K_{sat} .

O efeito da cobertura vegetal e da profundidade na K_{sat} também foram avaliadas por Hao et al. (2019), ao avaliarem esses parâmetros em solos subtropicais. Os autores observaram, assim como esta pesquisa, que o efeito da cobertura vegetal foi mais pronunciado no horizonte superficial do que no subsuperficial e que tal resultado pode estar associado ao maior conteúdo de MOS e COT nos horizontes superficiais, que contribuem para o desenvolvimento de microorganismos que atuam na macroagregação.

Além disso, a existência de bioporos, formados a partir do desenvolvimento radicular é mais pronunciada nas camadas superficiais do que em profundidade, em virtude das melhores condições físico-químicas existentes. Esses bioporos, devido as elevadas dimensões contribuem expressivamente com o aumento da K_{sat} nessa porção do perfil (HAO et al., 2019).

Em relação a variação da K_{sat} em profundidade, a avaliação visual dos solos em campo, demonstrava alta variabilidade na profundidade e sequência de horizontes do LCC. Nesse solo, o processo de erosão intenso contribuiu para a heterogeneidade espacial do ambiente, favorecendo a formação de um perfil truncado em áreas onde houve a perda do horizonte superficial. Nessas circunstâncias era possível observar a exposição do horizonte Bt à superfície e em alguns pontos se notava a presença do saprolito na ou muito próximo à superfície, o que pode ser uma razão da observação de maiores condutividades hidráulicas no horizonte subsuperficial de LSC em comparação ao observado em LCC.

Vários estudos têm demonstrado que não é incomum a presença de regolitos com presença de saprólitos próximos à superfície (SANTOS et al., 2018; BORRELLI et al., 2014), sobretudo no Nordeste Brasileiro. Em climas tropicais, devido a ação intensa do intemperismo, os saprólitos podem consistir em grandes camadas com quantidade significativa de argila em sua composição (HAMDAN; PENG; RUHANA, 2006). No entanto, em ambientes semiáridos, mesmo os inseridos em clima tropical, os saprólitos, especialmente os desenvolvidos a partir de rochas xistosas, como é o caso dos saprólitos que compõem o regolito de Luvisolos do núcleo de desertificação de Cabrobó, devido ao baixo intemperismo químico e biológico da região podem apresentar em sua composição quantidades elevadas de frações mais grosseiras, tais como areia e silte, o que pode refletir em maiores condutividade hidráulica nessas camadas.

A microestrutura e a relação de distribuição de areia grossa/ areia fina têm influência direta na condutividade hidráulica do saprolito. Hamdan et al. (2003) observaram em saprólitos

originados a partir de materiais xistosos, elevada relação areia grossa/ areia fina que contribuíam com a observação de maiores K_{sat} comparados a saprólitos originados a partir de materiais ricos em partículas na fração argila, como é o caso de materiais balsálticos.

Resultados semelhantes aos encontrados nesta pesquisa foram observados por Hamdan; Peng; Ruhana (2006), ao avaliar a condutividade hidráulica de alguns saprólitos formados a partir de materiais xistosos na Malásia. Similarmente ao nosso trabalho, os autores observaram na camada subsuperficial K_{sat} em torno de 11 mm/h, valor muito semelhante ao encontrado por nós (15,77 mm/h) ao avaliar a condutividade hidráulica em subsuperfície do Luvissole sem cobertura vegetal (Tabela 4).

5.2 Propriedades Biológicas de Luvissoles sob Diferentes Coberturas Vegetais

As concentrações de COT e NT nos solos degradado e preservado, assim como a relação C/N, variaram em função da cobertura vegetal presente em cada um dos solos (Tabela 5).

Tabela 05. Resumo das estatísticas das propriedades associadas ao carbono, dos Luvissoles com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

	COT	N-Total	C/N	C-mic	C-CO ₂	q- CO ₂
LCC						
Min	10,23	1,09	9,38	20,28	10,08	2,63
Max	24,54	3,24	7,57	315,01	23,52	55,91
Média	16,19	2,02	8,01	164,51	15,70	9,32
SD	6,25	22,43	0,03	66,80	3,15	10,15
CV	0,46	0,48	0,09	0,41	0,19	1,09
Assimetria	-0,12	-0,49	22,58	0,57	-0,25	12,58
LSC						
Min	2,23	0,28	7,96	22,97	1,92	2,95
Max	7,77	0,73	10,64	333,18	30,24	313,44
Média	5,07	0,48	10,56	177,84	14,54	53,98
SD	2,07	4,22	0,15	73,32	7,62	66,32
CV	0,42	0,25	0,48	0,41	0,52	1,23
Assimetria	-0,67	-0,53	-0,17	-0,25	-1,02	10,16

Min: mínimo; Max: máximo; SD: desvio padrão; CV: coeficiente de variação. COT: carbono orgânico total ($g\ kg^{-1}$); N-Total: nitrogênio total ($g\ kg^{-1}$); C/N: relação carbono/nitrogênio; C-mic: carbono da biomassa microbiana ($\mu g\ g^{-1}$); C-CO₂: respiração basal ($\mu g\ CO_2\ g\ solo^{-1}\ dia^{-1}$); q- CO₂: quociente metabólico (%).

Os valores de C para o LCC variaram de 10,23 a 24,54 g kg⁻¹, enquanto no LSC os valores foram mais baixos e variaram de 2,23 a 7,77 g kg⁻¹ (Tabela 5). A presença da vegetação favoreceu uma maior concentração de N no solo sob cobertura vegetal em comparação ao solo em avançado estado de degradação, para esta variável foram observados valores médios de 2,02 e 0,48 g kg⁻¹, respectivamente. A relação C/N acompanhou as variações observadas nas concentrações de C e N em resposta à cobertura vegetal dos solos estudados, sendo consequentemente maior nos solos com maior densidade de cobertura vegetal (Tabela 5).

Há um paradigma consensual de que a proteção físico-química da matéria orgânica no interior dos agregados é crucial para manutenção do C do solo e de estoques de nutrientes, tais como o nitrogênio (LEHMAN; KLEBER, 2015). No solo a matéria orgânica pode ser altamente estabilizada em microagregados (0,25- 0,125 mm) e em frações mais finas, tais como a argila, devido a sua elevada superfície específica (FENG; PLANTE; SIX, 2013). Nesta pesquisa foi possível constatar que de fato essas variáveis exercem influência nos conteúdos de COT e N total do solo, uma vez que, os maiores valores foram observados no solo sob cobertura vegetal e variaram de 10,23 a 24,54 g kg⁻¹, com um valor médio de 16,19 g kg⁻¹. Por outro lado, no LSC os valores observados variaram de 2,23 a 7,77 g kg⁻¹, com valor médio equivalente a 5,07 g kg⁻¹, demonstrando o efeito da vegetação tanto em prover o solo em matéria orgânica, como por preservar estruturas que favorecem a manutenção do carbono e nitrogênio no solo.

O solo contém o terceiro maior estoque global de carbono e libera em torno de 4% de seu reservatório anualmente (LI et al., 2016). Paralelamente, os solos são os sistemas mais responsáveis pelas emissões de óxido nitroso anualmente, liberando cerca de 6 Tg ano⁻¹ para a atmosfera. Pequenas alterações no uso do solo, como a conversão de vegetação de Caatinga em áreas de pastagens podem exercer impactos significativos na emissão de gases do efeito estufa (WANG et al., 2014).

No Brasil essa contribuição tem sido particularmente elevada, tendo atingido no ano de 2018 a marca 1,939 bilhões de toneladas brutas de gases de efeito estufa medidos em equivalente de gás carbônico emitidos pelo país. Desse total, ~44% foram originados a partir de mudanças no uso da terra, sobretudo com a conversão de ecossistemas naturais em pastagens ou áreas de cultivo agrícola. No contexto mundial o Brasil ostenta o posto de ser o 7º maior emissor de gases do efeito estufa. (SEEG, 2018; MINASNY et al., 2017).

A relação entre maiores concentrações de C e N e áreas de caatinga preservada também foi observada por Santana et al. (2019) ao avaliar o efeito da cobertura vegetal nas concentrações de COT e NT de solos da região semiárida de PE. Sampaio; Costa (2011) em sua revisão sobre estoques de carbono na região também observaram concentrações de carbono

semelhantes aos observados nesse estudo. De acordo com os autores áreas de caatinga sob vegetação apresentaram uma concentração média de 12 g kg^{-1} de C, enquanto áreas cujo bioma foi removido apresentou concentração em torno de 8 g kg^{-1} de C.

A presença de maiores concentrações de COT e NT em áreas de caatinga preservada em comparação com áreas convertidas para uso em atividades agrícolas em outras áreas do semiárido do Nordeste de Pernambuco também foi constatada por Fracetto et al. (2012) e Fraga e Salcedo (2004) em estudos de determinação da concentração desses elementos na camada mais superficial do solo .

No LSC, o teor de areia total foi superior ao observado no LSC o que além da ausência da cobertura vegetal pode ter contribuído para a observação de concentrações mais baixas de C e N. No que diz respeito a profundidade de amostragem, Santana et al. (2019) verificaram , assim como Cunha et al. (2010) maiores concentrações desses elementos na superfície em contraste com valores observados em camadas subsuperficiais, demonstrando que a profundidade de coleta das amostras desta pesquisa está em concordância com os resultados observados em estudos conduzidos na região.

As baixas concentrações de carbono e nitrogênio observadas no semiárido Pernambucano, sobretudo nos locais onde a vegetação foi removida podem ser explicadas pela alta susceptibilidade dos solos locais aos processos erosivos, uma vez que boa parte dos solos apresentam mudança textural abrupta, a exemplo dos Luvisolos , favorecendo a remoção preferencial de partículas finas, dificultando a estabilização dos agregados em unidades estáveis e a preservação da matéria orgânica (PRASAD et al., 2016).

Além disso, a constatação de que a caatinga preservada apresenta maiores concentrações de COT e NT do que áreas de caatinga desmatada suportam a tese de que mesmo em ambientes áridos, a vegetação contribui com a incorporação de biomassa vegetal ao solo (SANTANA et al., 2019).

De maneira geral a comparação entre concentrações de COT e NT em áreas de caatinga preservada e sob degradação ainda são incipientes, sobretudo pela ausência de uma definição clara sobre padrões de densidade de vegetação. Nessas regiões a ausência da cobertura vegetal pode ser decorrente da ação antrópica, por ocasião do desmatamento para a produção de lenha ou cultivo agrícola, que acaba favorecendo o desenvolvimento de um estrato mais herbáceo que acaba sendo usado para pastejo de rebanhos de ovinos e caprinos (SANTANA et al., 2019).

Por outro lado, não é incomum a existência de áreas com densidade de cobertura vegetal mais baixa em resposta a menor profundidade dos solos e/ou menor disponibilidade hídrica, com efeitos na menor capacidade de suporte da vegetação. De maneira geral, solos rasos

apresentam menor capacidade de acumular água do que solos profundos, e isso é apontado como uma das principais causas da redução da produtividade das plantas em regiões com precipitação baixa ou irregular (PRASAD et al., 2016).

Segundo o relato de moradores locais, o LSC nunca tinha sido explorado para cultivo agrícola, no entanto era possível observar na área o pastejo livre de pequenos ruminantes. Assim como Santana et al. (2019), não foi possível ter certeza nessa pesquisa se a abertura da vegetação ocorreu de maneira natural ou não.

Em ambientes que estão em processo de desertificação por ação da erosão, há uma tendência do solo em diminuir sua função de dreno de CO₂ e passar a atuar como uma fonte de emissão (WANG et al., 2014).

Isso ocorre devido principalmente à destruição dos agregados por ação do impacto das gotas de chuva e ao cisalhamento do fluxo. À medida que o processo de erosão evolui na paisagem, cada vez mais agregados são expostos, e com o impacto das gotas os agregados são rompidos e os sítios anaeróbios são expostos ao ambiente atmosférico (WANG et al., 2014).

Neste estudo foram observados valores muito baixos na relação C/N, o que em teoria seria um indicativo de equilíbrio do ecossistema e qualidade ambiental, visto que baixas relações C/N podem indicar elevada concentração de nitrogênio em detrimento do carbono.

Na presente pesquisa, isso não é verificado, muito pelo contrário, os valores de nitrogênio assim como os de carbono são baixos, no entanto em razão da erosão, o solo está perdendo o carbono estocado nos sítios anaeróbios presentes no interior dos agregados, repercutindo em menores concentrações de carbono, o que se reflete numa menor razão C/N. Achados semelhantes foram observados por Molaeinasab et al. (2018) durante a avaliação da qualidade de solos com diferentes coberturas vegetais na região central do Iran. Foi observado pelos autores relações C/N de 4,71 na área sem cobertura vegetal e submetida à livre pastejo de animais, nas áreas protegidas os autores encontraram valores maiores.

A respiração basal dos solos avaliados variou entre 10,08 e 23,52 $\mu\text{g CO}_2 \text{ g solo}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, com valor médio de 15,70 $\mu\text{g CO}_2 \text{ g solo}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ em LCC e entre 1,92 e 30,24 $\mu\text{g CO}_2 \text{ g solo}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, com valor médio de 14,54 $\mu\text{g CO}_2 \text{ g solo}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ em LSC (Tabela 5). Os menores valores de respiração basal registrados para LSC refletem seu baixo teor de COT devido aos eventos frequentes de erosão do solo e ao insignificante aporte de matéria orgânica no solo.

O quociente metabólico ($q\text{-CO}_2$) tem sido amplamente utilizado para avaliar a qualidade do solo em resposta a mudanças na cobertura vegetal, visto que essa variável é muito sensível a processos de degradação do solo, o que se reflete em maiores valores quando comparada a áreas em bom estado de preservação (MARTÍN-LAMMERDING et al., 2015).

Nesta pesquisa, valores mais altos de $q\text{-CO}_2$ foram observadas no LSC (53,98 %) e podem estar associados ao estresse ambiental ocasionado tanto pela perda da cobertura vegetal que resulta em menor aporte de matéria orgânica ao solo, quanto pela ocorrência de frequentes processos erosivos. A observação de maiores valores de $q\text{-CO}_2$ em resposta a estresses ambientais também foram verificadas (SPOHN, 2016). O maior valor de quociente metabólico na área sem cobertura vegetal indicou baixa eficiência de utilização do substrato pela comunidade microbiana do solo.

Por outro lado, a verificação de menores valores de $q\text{-CO}_2$ estão associadas com maiores aportes de biomassa vegetal ao solo e alta eficiência de utilização de substrato (SINSABAUGH et al., 2013).

Em geral, solos com maior diversidade são capazes de utilizar melhor o substrato, o que leva a valores mais baixos de quociente metabólico (MAKOVA et al., 2011). Neste estudo observamos menores valores de quociente metabólico no LCC (9,32%), esses resultados indicam que a maior diversidade microbiana no solo sob vegetação proporcionou uma utilização energética mais eficiente do carbono, em comparação a área com baixa densidade de vegetação.

As estimativas do estoque de C e N total dos solos estão apresentadas na Figura 5.

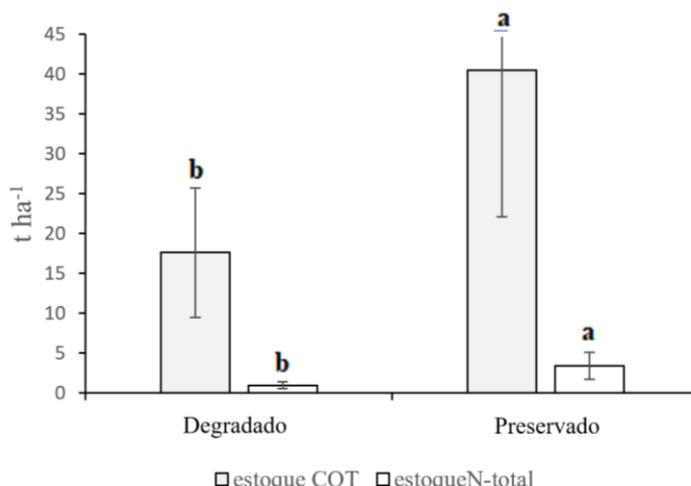


Figura 05. Estoque de carbono e de nitrogênio em Luvisolo com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal. (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

Com relação ao estoque de C foram observadas diferenças significativas entre as áreas (40,43 e 17,61 t ha⁻¹) nos LCC e LSC, respectivamente. Para o nitrogênio foram observados valores mais baixos de estoque (1,71 e 0,43, respectivamente). Os dados indicam que o processo de desertificação reduziu em 56% o estoque de carbono, e em 75 % o estoque de nitrogênio.

Vários estudos indicam que os principais fatores que influenciam os estoques de C e N no ecossistema solo são as condições climáticas (POST; KWON, 2000), o uso (GELAW; SINGH; LAL, 2014), as práticas de manejo (WANG et al., 2014), as classes de solo e cobertura vegetal (SANTANA et al., 2019) e a erosão (MA et al., 2016).

Cada classe de solo apresenta características distintas relativas a capacidade de armazenamento de COT e NT, desta forma, solos com predominância de frações silte e argila apresentam tendência a exibir maiores concentrações de COT e NT, do que solos com maior teor de areia ou menos profundos (LAL et al., 2015; MA et al., 2015).

Embora nesta pesquisa o estoque de carbono tenha sido estimado para a mesma profundidade, independente da densidade de cobertura vegetal ou profundidade do solo, ficou claro que no local onde a caatinga estava mais preservada, tanto os estoques de carbono, quanto o de nitrogênio foram superiores aos observados na área sem cobertura vegetal (Figura 5).

Na região de condução desse estudo, alguns trabalhos sobre estoque de COT e NT em diferentes condições de uso de solo e densidades de cobertura vegetal já foram conduzidos (FRACETTO et al., 2012; GALINDO et al., 2008; SACRAMENTO et al., 2013).

Os padrões de estoque de COT e NT em resposta a densidade de cobertura vegetal nas áreas avaliadas foram significativamente diferentes entre si $p (< 0,05)$ e esse resultado deveu-se tanto pela variação da concentração desses elementos nas diferentes coberturas vegetais, quanto em função da densidade do solo das áreas observadas. O maior estoque de NT em LCC pode ser explicado a partir da ação de raízes profundas, que proporcionam maior porosidade do solo facilitando a movimentação desse nutriente (POIRIER; ROUMET; MUNSON, 2018).

Além disso, as diferentes respostas dos estoques de COT e NT podem ser atribuídas à diferenças na quantidade e formas da matéria orgânica adicionada ao solo em diferentes densidades de vegetação, e a maiores concentrações de carbono e nitrogênio em áreas cuja cobertura vegetal foi preservada (WANG; GUO; SUN, 2015).

Alguns estudos discorrem sobre o efeito da erosão hídrica nos estoques de COT e NT no solo, Wang et al. (2018) por exemplo, constataram que a concentração do estoque na camada mais superficial dos solos pode favorecer as perdas desses elementos para à atmosfera devido à rápida mineralização da matéria orgânica do solo nesses ambientes combinado com o processo de erosão hídrica, tendo como principal consequência a emissão de gases de efeito estufa (CO_2 e N_2O) para a atmosfera.

Em boa parte da área amostrada sobre LSC o solo se apresentava totalmente exposto ou com presença discreta de uma vegetação mais rasteira, apresentando também em alguns locais espécies cactáceas. Por outro lado, no LCC era possível observar a presença de arbustos

bem desenvolvidos, em alguns pontos era notável a presença de espécies arbóreas, além da presença abundante de espécies mais herbáceas resultando em um dossel mais fechado que formava uma barreira protetora do solo às chuvas de elevada intensidade que são características da região, favorecendo maiores estoques de COT e NT nesta condição.

Diferenças no estoque de carbono e nitrogênio em resposta a erosão hídrica de ambientes com diferentes densidades de cobertura vegetal também foram observadas por Ma et al. (2016), segundo os autores, a diferença na intensidade da erosão hídrica e nos estoques de carbono e nitrogênio pode ser atribuída tanto a densidade do dossel, quanto às características morfológicas das espécies que compõem esse dossel.

A quantificação dos estoques de COT e NT no Semiárido Brasileiro e a compreensão do impacto dos tipos de uso e cobertura vegetal do solo pode auxiliar no melhor dimensionamento dos estoques globais e nacionais, bem como na elaboração de estratégias para aumento ou manutenção dos estoques do sistema solo do semiárido Pernambucano e de outras regiões semiáridas do mundo.

As variações observadas entre os solos para a variável quociente metabólico, pode ser explicada em função da variação da evolução do C-CO₂ exclusivamente, levando em consideração a não existência de variação no carbono da biomassa microbiana nos ambientes avaliados (Tabela 5). A variação da evolução do C-CO₂ foi maior no solo degradado do que no solo preservado. Nesse ambiente foram observados valores entre 6 e 126 $\mu\text{g g}^{-1}$, enquanto no preservado os valores estavam entre 2,63 e 55,91 $\mu\text{g g}^{-1}$ (Tabela 5).

5.3 Propriedades Químicas do Solo

Os valores da CE, de maneira geral, diferiram pouco entre os ambientes avaliados, estando situada entre 0,16 e 0,71 dS m^{-1} , com valor médio de 0,34 dS m^{-1} no solo sob preservação, e 0,25 e 1,45 dS m^{-1} no solo degradado, com valor médio de 0,69 dS m^{-1} (Tabela 6).

Tabela 06. Resumo das estatísticas dos elementos solúveis presentes no Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

	CE	pH	Na ⁺	K ⁺
LCC				
Min	0,16	6,15	0,32	0,10
Max	0,71	7,66	1,90	0,24
Média	0,34	7,06	1,00	0,17
SD	0,14	0,29	0,52	0,05
CV	0,42	0,04	0,59	0,28
Assimetria	0,32	1,32	-0,22	-0,17
LSC				
Min	0,25	5,57	1,48	0,22
Max	1,45	7,98	7,18	0,79
Média	0,69	6,80	4,23	0,43
SD	0,33	0,49	2,12	0,35
CV	0,48	0,07	0,52	0,82
Assimetria	-0,96	0,93	-1,50	16,83

Min: mínimo; Max: máximo; SD: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; CE: condutividade elétrica (dSm⁻¹); pH: potencial hidrogeniônico; C-Cl (mmol_c L⁻¹); Na⁺ (mmol_c L⁻¹); K⁺ (mmol_c L⁻¹); Ca²⁺ (mmol_c L⁻¹); Mg²⁺ (mmol_c L⁻¹); RAS : relação de adsorção de sódio.

Apesar de estar abaixo dos valores estabelecidos, pela Richards (1954) para classificação de solos salinos $CE \geq 4 \text{ dS m}^{-1}$, foi possível observar que o valor médio dessa variável foi bem superior no solo degradado.

A presença de sódio solúvel na solução do solo foi mais pronunciada no LSC do que no LCC. Nesse ambiente os valores de sódio variam de 1,48 a 7,18 mmol_c L⁻¹, com valor médio correspondente a 4,23 mmol_c L⁻¹. No ambiente com cobertura vegetal os valores variaram de 0,32 a 1,90 mmol_c L⁻¹, com valor médio de 1,00 mmol_c L⁻¹ (Tabela 6).

No que diz respeito à presença de potássio solúvel, os maiores valores também foram observados no LSC e variaram de 0,22 a 0,79 mmol_c L⁻¹, com valor médio de 0,43 mmol_c L⁻¹. No solo preservado os valores variaram de 0,10 a 0,24 mmol_c L⁻¹, com valor médio de 0,17 mmol_c L⁻¹ (Tabela 6).

Com relação ao sódio trocável, maiores valores foram observados no LSC do que no LCC. Nesse ambiente os valores de sódio variam de 10,88 a 18,3 cmol_c kg⁻¹, com valor médio correspondente a 14,44 cmol_c kg⁻¹. No solo preservado a concentração de sódio variou de 1,03 a 7,67 cmol_c kg⁻¹, com valor médio de 2,65 cmol_c kg⁻¹ (Tabela 7).

Tabela 07. Resumo das estatísticas dos elementos trocáveis no Luvissole com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal (N = 48). (Fonte: Elaborada pela autora a partir da coleta de dados experimentais)

	PST	Na ⁺	K ⁺
LCC			
Min	1,39	1,03	3,51
Max	2,19	7,67	9,56
Média	1,86	2,65	5,89
SD	0,21	0,16	0,33
CV	0,11	0,11	0,31
Assimetria	-0,88	-0,87	-0,10
LSC			
Min	0,17	10,88	7,14
Max	2,30	18,30	16,66
Média	0,81	14,44	10,87
SD	0,65	0,54	0,31
CV	0,81	0,96	0,43
Assimetria	-0,63	-0,49	5,38

Min:mínimo; Max: máximo; SD: desvio padrão; CV: coeficiente de variação.PST: porcentagem de sódio trocável (%); Na⁺ (cmol_c L⁻¹); K⁺ (cmol_c L⁻¹)

No que diz respeito à presença de potássio trocável, os maiores valores também foram observados no LSC e variaram de 7,14 a 16,66 cmol_c kg⁻¹, com valor médio de 10,87 cmol_c kg⁻¹. No LCC os valores variaram de 3,51 a 9,56 cmol_c kg⁻¹, com valor médio de 5,89 cmol_c kg⁻¹ (Tabela 7).

Em ambos os ambientes, a PST observada estava muito abaixo dos valores que indicam dispersão de argilas por ação da presença do íon sódio (Tabela 7).

Um dos principais processos que atua como catalisador do processo de desertificação é a salinidade. Esse processo consiste no acúmulo de sais solúveis nas camadas mais superficiais do perfil do solo (LUO et al., 2017). De acordo com Castro; Santos (2015) em um levantamento realizado no semiárido nordestino boa parte dos municípios apresentaram susceptibilidade média à salinização.

Em resposta ao acúmulo de sais as plantas, mesmo as mais adaptadas, a depender das concentrações de sais, podem exibir problemas associados tanto a pressão osmótica, quanto a presença de íons tóxicos como o sódio (LINS et al., 2018; DOURADO et al., 2019; PAULINO et al., 2020), resultando em diminuição da cobertura vegetal e consequentemente da produção agrícola.

O processo de salinização pode ter origem natural ou antrópica (WALTER et al., 2018), em boa parte do núcleo de desertificação de Cabrobó as ações humanas contribuíram

substancialmente, sobretudo por meio da prática inadequada da irrigação como o aporte de sais aos solos (PEREZ-MARÍN, 2012; CASTRO; SANTOS, 2020). Nesse sentido, parâmetros relacionados à salinidade podem ser utilizados como bom preditores da susceptibilidade ou ocorrência desse processo nessa região.

Nos ambientes avaliados, nenhum dos solos foi classificado como salino, visto que os valores de CE foram inferiores aos preconizados por Richards (1954). No entanto, foi possível observar que no LSC os valores foram superiores aos observados no LCC, evidenciando que a salinidade pode ser uma das causas da degradação nesse local. Pedogeneticamente, o material de origem dos Luvisolos não é propenso ao desenvolvimento de salinização, no entanto, a remoção da cobertura vegetal associada ao depósito de sedimentos de áreas vizinhas (compostas prioritariamente por Planossolos) pode justificar os maiores valores de condutividade elétrica observados nessa área. De acordo com Lepsh (2011), boa parte dos Planossolos do Nordeste Brasileiro são nátricos, ou seja, apresentam como característica a alta saturação por sódio.

Provavelmente a remoção de sódio de áreas adjacentes e a deposição no LSC por ação dos processos erosivos é o fenômeno responsável pela observação de maiores quantidades tanto de sódio solúvel, quanto de sódio trocável nessa área. Castro; Santos (2020), ao avaliar a salinidade do solo e o risco de desertificação na região semiárida de Pernambuco, observaram a presença de Luvisolos salinizados em estado de abandono devido à incapacidade produtiva. Por outro lado, Castro; Santos (2020) observaram valores baixos de condutividade elétrica e sódio solúvel e trocável em áreas sob caatinga, resultado semelhante ao observado no LCC. A maior presença de sais de sódio no solo pode os tornar mais propensos a problemas de estrutura, como a diminuição da permeabilidade ao ar e a água, interferindo na produção das culturas (FREIRE et al., 2014). Como resposta à presença de sais de sódio pode-se ter ainda a intensificação dos processos erosivos.

5.4 Análise de Componentes Principais dos Atributos Físicos, Biológicos e Químicos do Solo em Resposta à Degradação

A avaliação multivariada dos atributos físicos permitiu a observação de formação de cinco componentes principais, sendo CP1 e CP2 responsáveis por explicar 69,24 % da variação total observada, com contribuição de 51,79% na CP1 e 17,45% na CP2 (Tabela 8).

Tabela 08. Matriz da análise de componentes principais entre os parâmetros físicos, biológicos e químicos em Luvisolos com cobertura vegetal e sem cobertura vegetal no Núcleo de

desertificação de Cabrobó-PE. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statistic (2019) a partir da coleta de dados experimentais)

PARÂMETROS FÍSICOS					
Variáveis	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5
Ds	0,81	-0,01	-0,01	0,26	0,52
Dp	0,74	0,14	-0,09	0,56	-0,32
Areia T	0,72	0,64	0,07	-0,24	-0,03
Argila	-0,78	-0,28	-0,51	0,20	0,06
Silte	0,18	-0,59	0,79	0,06	-0,05
DMP	-0,80	0,37	0,35	0,19	0,04
DMG	-0,77	0,47	0,31	0,19	0,10
Autovalor	3,63	1,22	1,11	0,56	0,39
% Ve	51,79	17,45	15,86	8,02	5,64
% Va	51,79	69,24	85,12	93,14	98,78
PARÂMETROS BIOLÓGICOS					
Variáveis	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5
COT	0,94	0,17	0,25	-0,18	-
NT	0,94	0,163	0,23	0,18	-
C-mic	-0,28	0,95	-0,12	0,00	-
C-CO2	-0,79	0,06	0,615	0,00	-
Autovalor	2,46	0,97	0,51	0,07	-
% Ve	61,44	24,17	12,7	1,68	-
% Va	61,44	85,92	98,32	100,00	-
PARÂMETROS QUÍMICOS					
Variáveis	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5
SNa	-0,84	0,17	0,20	0,21	-0,10
SK	-0,71	0,05	0,50	0,41	0,10
CE	0,75	0,54	0,09	0,21	-0,24
pH	-0,53	0,40	-0,65	0,32	0,17
C-Cl ⁻	0,50	-0,63	-0,18	0,51	-0,22
TNa	0,85	0,42	0,10	0,10	-0,06
TK	0,80	-0,07	0,13	0,18	0,53
autovalor	3,671	1,066	0,783	0,661	0,445
% Ve	52,443	15,225	11,188	9,441	6,357
% Va	52,443	67,668	78,856	88,297	94,654

CP: componente principal, Ds: densidade do solo, Dp: densidade da partícula, DMP: diâmetro médio ponderado, DMG: diâmetro médio geométrico, COT: carbono orgânico total, NT: nitrogênio total, C-mic: carbono da biomassa, C-CO₂: respirometria, SNa: Sódio solúvel; SK: Potássio solúvel; CE: Condutividade Elétrica; C-Cl⁻: Cloretos; TNa: Sódio trocável; TK: Potássio trocável; %VE percentual de variância explicada, %VA percentual de variância acumulada. Valores em negrito e itálico representam as variáveis relacionadas aos componentes.

Com relação aos atributos biológicos, foram formados quatro componentes principais, onde observou-se maior contribuição na explicação da variabilidade pelas componentes CP1 e CP2 que explicaram 61,44 e 24,17 %, respectivamente. Quando somadas essas componentes explicaram 85,61 % da variabilidade total (Tabela 8).

A avaliação dos pesos entre as variáveis e as componentes principais permitiu caracterizar as variáveis que mais se correlacionam com o estado de degradação do solo, conforme exposto na tabela (8).

O agrupamento das variáveis permitiu a identificação de parâmetros fracamente correlacionados com o estado de degradação do solo, ou seja, com valores de correlação inferiores a 0,7 em módulo, sendo esse critério utilizado para seleção das variáveis dentro dos componentes principais. Tais variáveis, serão abordadas na discussão desta pesquisa por serem consideradas as mais discriminantes na identificação de parâmetros que melhor explicam o processo de degradação. Por tais razões foram excluídos da discussão os parâmetros pH, cloretos, silte e carbono da biomassa microbiana.

Desta forma foi possível observar que em relação aos parâmetros físicos analisados, excetuando-se o silte, todos os parâmetros avaliados podem ser considerados bons preditores do estado de degradação do solo. Em ordem decrescente de importância observa-se que os melhores preditores foram a densidade do solo e o diâmetro médio ponderado dos agregados, seguidos da argila, diâmetro médio geométrico, densidade da partícula e areia total. Também foi possível verificar que os parâmetros argila e diâmetros ponderados e médios dos agregados se correlacionaram negativamente com o estado de degradação do solo, ou seja, em ambientes mais degradados, os teores de argila assim como as dimensões dos agregados serão menores do que as observadas em ambientes mais preservados.

Para uma melhor visão geral dos parâmetros analisados do solo (Parâmetros físicos, biológicos e químicos) e suas relações com a cobertura vegetal, uma ACP foi realizada (Figura 6). Cada variável (parâmetro do solo) é representada por um vetor, e o comprimento de cada vetor indica a força de sua contribuição.

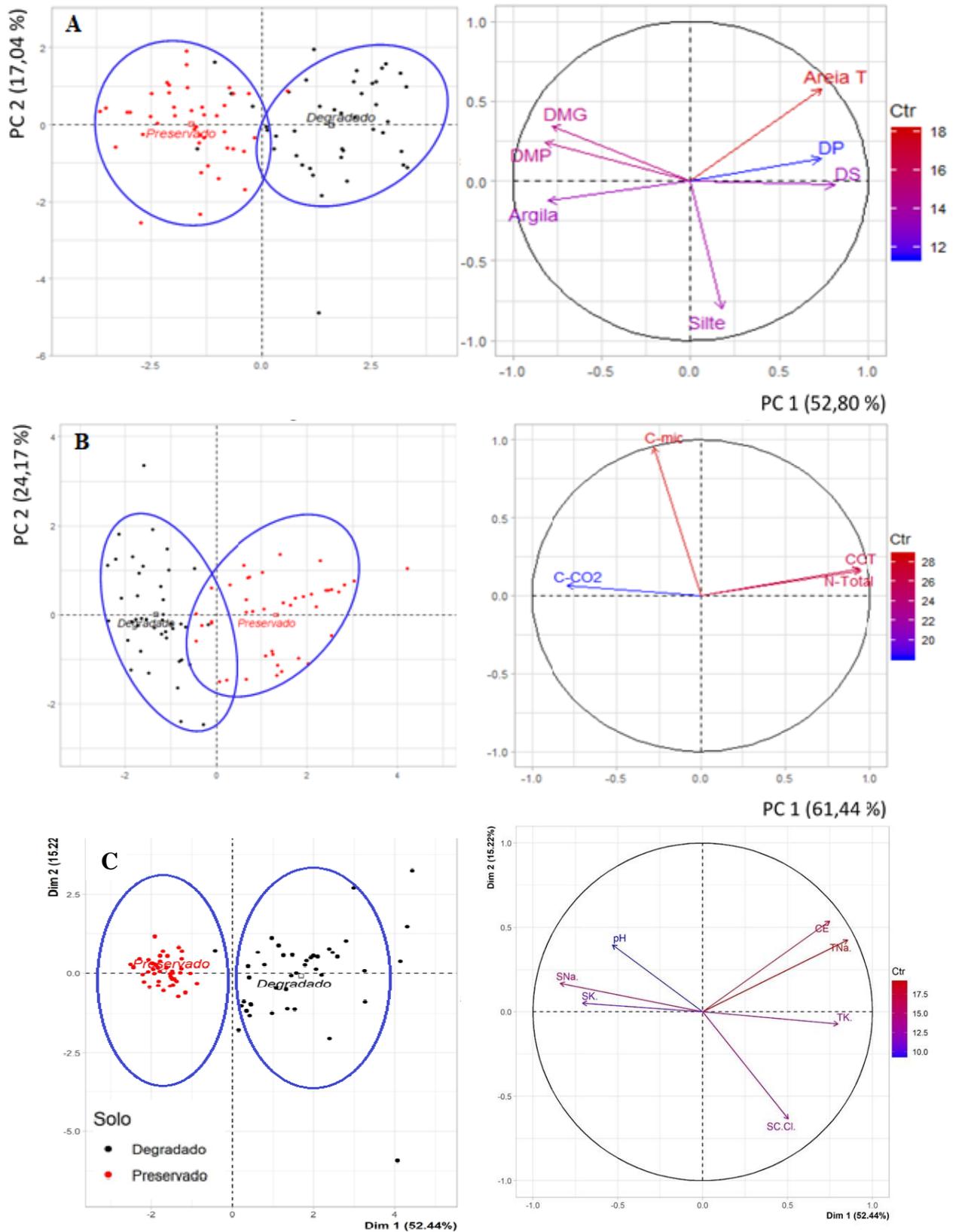


Figura 06. Análise dos componentes principais das propriedades físicas (A); biológicas (B); químicas (C); cada seta representa o vetor próprio correspondente a uma variável individual. (Fonte: Elaborada pela autora no programa R Statistic (2019) a partir da coleta de dados experimentais)

A importância relativa de cada variável pode ser estimada a partir da projeção perpendicular de cada amostra para seu respectivo vetor. Por exemplo, a areia total foi mais fortemente correlacionada com o LSC (se alguém traçar uma linha imaginária perpendicular para o vetor areia total, é possível ver que as amostras do Luvissole LSC estão no topo deste vetor).

Com relação aos parâmetros físicos o LCC foi mais bem correlacionado com os parâmetros associados a estabilidade de agregados, tais como DMP e DMG (Figura 6 A).

Enquanto o LSC foi mais correlacionado com o teor de areia total e em menor intensidade pelas densidades de partícula e os parâmetros densidade do solo e silte se correlacionaram negativamente (Figura 6 A).

As propriedades físicas do solo são indicadores importantes para avaliar as práticas de manejo agrícola e podem se configurar como bons indicadores da qualidade do solo (MUÑOZ-ROJAS et al., 2016; COSTANTINI et al., 2015). Por essa razão, elas estão sendo cada vez mais utilizados na avaliação da qualidade e saúde do solo e, principalmente, no monitoramento e avaliação de suas funções com a mudança do uso do solo (MUÑOZ-ROJAS et al., 2016).

Entre as propriedades, a densidade do solo se revela como um importante indicador, pois variações ocorridas nela pode afetar a produção de biomassa vegetal, especialmente em ecossistemas frágeis, como é o caso da caatinga. De maneira geral, o grau de degradação apresentou forte correlação com a densidade do solo e essa variável mostrou-se sensível à detecção de mudanças de uso e de cobertura vegetal, achados semelhantes foram observados por Tang et al., 2016).

As perdas de COT geralmente estão associadas à diminuição da qualidade do solo, biodiversidade e perda da estrutura do solo, podendo levar ao aumento da densidade do solo, como observado no Luvissole LSC em resposta ao aumento do adensamento dos horizontes superficiais (LAL, 2004; SHRESTHA; LAL 2006).

No tocante à textura, os solos foram classificados como franco argilo arenosos, no entanto, diferiram quanto ao teor de areia total, onde maiores teores dessa fração ocorreram no LSC, por essa razão é possível observar uma correlação positiva dessa variável com o LSC (Figura 6 A)

As propriedades texturais do solo são herdadas principalmente dos materiais originais e via de regra são resistentes à mudanças do uso do solo (LI; SHAO, 2006), mas nossos resultados sobre as variáveis físicas mostraram que as partículas finas (silte e argila) foram perdidas a partir da ação de processos erosivos e por essa razão se correlacionaram negativamente com a degradação, favorecendo o acúmulo de areia em superfície (Figura 6 A).

Tal padrão foi consistente com as observações de Tang et al. (2015) e Tang et al. (2016) e com trabalhos desenvolvidos por Santos (2019) na mesma área de estudo. Avaliando na literatura o efeito da degradação na textura foi possível identificar que esse padrão textural não é observado onde a fonte de degradação está associada ao pastejo de animais (ZUO et al., 2009), mas que está intimamente associada à ocorrência da erosão hídrica.

De fato, a erosão hídrica é muito eficiente na remoção seletiva de partículas mais finas, como a argila e o silte. Em solos onde o teor de carbono orgânico total é baixo e o solo encontra-se desagregado, essa ação é intensificada levando à concentração em superfície da fração mais grosseira (Tabela 8).

A análise de componentes principais mostrou que tanto o COT, quanto o NT estavam positivamente correlacionados com o LCC, ao contrário do que foi observado com o quociente metabólico, que se correlacionou negativamente com o solo preservado (Figura 6 B), resultados semelhantes foram observados por Tang et al. (2016), avaliar o efeito da degradação nas concentrações carbono e nitrogênio em uma estepe desértica.

Isso ocorre porque o solo tem menor fração de matéria orgânica viva absoluta e maiores taxas de respiração por unidade de biomassa microbiana (qCO_2). O alto valor do quociente metabólico indica que a o carbono orgânico presente no solo é insuficiente para suportar a biomassa microbiana, o que por sua vez é reflexo da perda desse nutriente por ação da erosão e pela ausência da cobertura vegetal (PAZ-FERREIRO; FU, 2016).

Menores valores de qCO_2 permite a identificação de solos que proporcionam melhores condições para que a biomassa transforme com eficiência o carbono em energia, refletindo em um ambiente mais estável e mais próximo ao estado de equilíbrio (PAZ-FERREIRO; FU, 2016). Por outro lado, valores elevados, tais quais os encontrados no LCC indicam ecossistemas sujeitos à estresses ou perturbações (PAZ-FERREIRO; FU, 2016).

Um estudo anterior de Zhao et al. (2009) mostrou que partículas finas do solo contêm mais COT e NT e isso deveu a maior área de superfície específica dessa fração que acabou favorecendo interações organominerais. Mecanismos de proteção física podem ocorrer a nível de partícula e de agregado, através da sorção de carbono orgânico em partículas de argila, bem como da oclusão em microagregados (CHEN et al., 2017).

A MOS melhora as propriedades físicas do solo, aumenta a capacidade de troca catiônica (CTC) e a capacidade de retenção de água do solo arenoso além de contribuir para a agregação, a partir da estabilização das partículas em agregados (QIAN et al., 2018). Nesse estudo ficou claro, que a partir da ACP que há forte correlação do DMP e do DMG com os teores de argila e COT e NT (Figura 6B).

A estabilidade dos agregados do solo é um importante indicador físico da qualidade do solo e mostra a capacidade dos agregados de resistir quando expostos a forças destrutivas (geralmente associadas à água) (BARANIAN KABIR et al., 2017).

Alto nível de proteção e menor impacto de pastoreio levam à agregados de solo mais estáveis com alta proporção de macro-agregados na área do LCC em comparação com a área do LSC. Nossos resultados sugerem que o COT, a argila total e a estabilidade de agregados podem ser utilizados para prever a degradação do solo. Outros pesquisadores também relataram que o COT está fortemente correlacionado com o DMP e o DMG (QIAN et al., 2018).

Portanto, um solo altamente degradado, como o Luvisolo estudado na área sob desertificação, com baixa estabilidade de agregados, pode ter maior teor de areia em comparação a um solo que não que ainda possui a cobertura vegetal preservada e por essa razão não submetido a processos de degradação intensa.

Para os parâmetros biológicos, COT e o NT apresentam forte correlação positiva para o LSC, por outro lado, o quociente metabólico se correlacionou negativamente com o LCC (Figura 6 B).

Nos ambientes estudados foram observados valores muito baixos de COT e NT, esses valores geralmente são característicos de ambientes degradados ou com baixa deposição de material vegetal.

A concentração de COT, incluindo sua quantidade e qualidade, são os fatores mais limitantes ao desenvolvimento das plantas. De fato, o COT é o indicador mais confiável para monitorar a degradação do solo, especialmente a causada pelo aceleramento da erosão (ISSAKA; ASHRAF 2017).

A degradação do solo esgota o COT, e juntamente com ele, outros elementos essenciais às plantas, como o N. Além disso, como identificado pela maioria das pesquisas que avaliam a saúde do solo, o esgotamento desse elemento é uma preocupação global por estar associado à degradação do solo, sobretudo em regiões semiáridas (GETANEH; TESHOME, 2018).

Desenvolver estratégias para garantir que a manutenção do estoque de carbono orgânico do solo, ou de preferência aumentar acima do limite estabelecido como crítico de 10 a 15 g / kg (1,0% a 1,5%), é essencial para reduzir os riscos de degradação do solo e reverter as tendências de desertificação.

A decomposição acelerada da matéria orgânica associada ao baixo aporte de serrapilheira contribuem para a baixa concentração de COT no solo. Existe uma forte relação entre a cobertura vegetal e as concentrações de C e N em ambientes não cultivados. Nessas

regiões, a principal fonte de N no solo é a vegetação, já que a contribuição das deposições atmosféricas é desprezível e devido à ausência de cultivo praticamente não há entrada de insumos nitrogenados (MOLAEINASAB et al., 2018).

Dessa maneira, reduções excessivas na cobertura vegetal, como é o caso do que ocorreu no LCC aumenta os riscos de degradação do solo, que leva ao esgotamento do COT e NT e emissão desses elementos para a atmosfera.

Indicadores biológicos têm sido amplamente utilizados para monitorar mudanças na qualidade do solo no espaço e no tempo e para avaliar a fertilidade biológica (MARINARI et al., 2006).

Cinco componentes principais foram formadas, sendo as componentes principais CP1 e CP2 responsáveis pela explicação de 67,66 % da variação total observada (Tabela 8) dos atributos químicos do solo, correspondendo a 52,44 % na CP1 e 15,22% na CP2, sendo dessa forma as componentes mais importantes para explicação da variabilidade dos dados (Tabela 8).

Com relação à ACP, as variáveis que se correlacionaram mais fortemente e positivamente com o LSC foram a CE e o sódio trocável, esse resultado decorre dos maiores valores de CE e sódio trocável observados nesses solos (Figura 6).

A partir da avaliação da Figura 6, também é possível perceber que o sódio solúvel se correlacionou negativamente com o solo preservado, o que pode ser explicado pela baixa concentração desse elemento no LCC.

É bem conhecido que a concentração e a composição da solução do solo tem marcante influência nos parâmetros físicos do mesmo, sobretudo quando esta é dominada por íons monovalentes de elevado raio hidratado, como é o caso do sódio (ALI et al., 2019; DANG et al., 2018).

O aumento do teor de sais pode ocasionar a desestabilização dos agregados, que podem ser destruídos devido ao efeito dispersivo do sódio sobre as partículas de argila (VELDE; MEUNIER, 2008). Esse fato foi observado nessa pesquisa, uma vez que na área com maior concentração de sódio (LSC) foram observados menores DMP e DMG de agregados.

Uma das variáveis que mais influencia a capacidade de espécies vegetais se estabelecerem e se desenvolverem em um ambiente é a condutividade hidráulica. Essa variável determina a capacidade que o solo tem em transmitir água e afeta várias relações e processos do sistema solo-água-planta (GAMIE; SMEDT, 2018). A condutividade hidráulica é muito dependente da textura e estrutura e pode ser facilmente alterada pela composição e concentração de sais da solução do solo (BASILE et al., 2012).

A dispersão das argilas induzidas pela presença de sódio pode resultar ainda no entupimento dos poros, promovendo uma alteração no tamanho (ARIENZO et al., 2009). Além disso, a presença de argilas dispersas pode resultar em uma menor taxa de infiltração e em aumento do escoamento superficial potencializando processos erosivos, tais quais os observados no LSC.

6. CONCLUSÕES

O presente estudo indicou níveis mais altos de COT, NT, DMP e DMG na área LCC em comparação com a área do LSC. No entanto, como transformar áreas degradadas em parques de conservação é impraticável devido a ausência de políticas públicas destinadas a esta finalidade, o monitoramento constante desses ecossistemas frágeis é imprescindível para assegurar a funcionalidade do ecossistema Caatinga

Entre os fatores internos, o conteúdo do COT teve o papel mais importante na estabilidade de agregados da área preservada. A estabilidade de agregados do solo e os fatores que afetam esse indicador pode ser eficientemente usada para avaliar e monitorar os impactos das ações antrópicas na degradação do solo.

Apesar do amplo uso da relação C/N como indicador de qualidade ambiental, para avaliações de degradação em regiões semiáridas não recomendamos o uso dessa relação como parâmetro seguro para detecção de degradação, visto que interpretações equivocadas podem levar a más tomadas de decisão.

A condutividade elétrica e as concentrações de sódio trocável e solúvel podem ser utilizadas como preditores do processo de degradação, assim como a DS, teor de argila e diâmetros médios e ponderados dos agregados. No geral, embora as técnicas utilizadas neste estudo tenham um grande potencial como ferramenta de avaliação e monitoramento, outros estudos de caso em outras classes de solos situadas no núcleo são necessários para confirmar nossos achados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAOUI, A.; CADUFF, U.; GERKE, R. H.H. Weingartner Preferential flow effects on infiltration and runoff in grassland and Forest soils. **Vadose Zone Journal**, v.10, p. 367-377, 2011. <<https://doi.org/10.2136/vzj2010.0076>>.
- ALI, A.; BIGGS, A. J. W.; MARCHUK, A.; BENNETT, J. M. Effect of irrigation water pH on saturated hydraulic conductivity and electrokinetic properties of acidic, neutral, and alkaline soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 83, n. 6, p. 1672–1682, 2019. <<https://doi.org/10.2136/sssaj2019.04.0123>>.
- ALMEIDA, B. G. de. **Métodos alternativos de determinação de parâmetros físicos do solo e uso de condicionadores químicos no estudo da qualidade do solo**. 2008. 104 Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, Brasil, 2008.
- ANDERSON, T. H.; DOMSCH, K. H. The metabolic quotient for CO₂ (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental condition, such as pH on the microbial biomass of forest soils. **Soil Biology & Biochemistry**, Oxford, v. 23, n. 3, p. 393-395, 1993.
- APAC - Agência Pernambucana de Águas e Clima. **Agrometeorologia e monitoramento pluviométrico**. Disponível em: <<https://www.apac.pe.gov.br/>>. Acesso em: 22 nov. 2019.
- APAC – Agência Pernambucana de Águas e Climas. 2019. **Informe meteorológico**. Disponível em: <<https://www.apac.pe.gov.br/>>. Acesso em: 22 jan. 2020.
- ARAUJO FILHO, J. C., BURGOS, N., LOPES, O. F., DA SILVA, F. H. B. B., MEDEIROS, L. A. R., DE MELO FILHO, H. F. R., LEITE, A. P. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do Estado de Pernambuco. **Embrapa Solos-Séries anteriores (INFOTECA-E)**, 2000.
- ARAÚJO FILHO, J. C.; BURGOS, N.; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B.; MEDEIROS, L. A. R.; MÉLO FILHO, H. F. R.; PARAHYBA, R. B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, F. B. R.; LEITE, A. P.; SANTOS, J. C. P.; SOUSA NETO, N. C.; SILVA, A. B.; LUZ, L. R. Q. P.; LIMA, P. C.; REIS, R. M. G.; BARROS, A. H. C. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos - UEP Recife; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000. 252 p. (Embrapa Solos. Boletim de Pesquisa, 11). 1 CD-ROM.
- ARCHER, N.A.L.; BONELL, M.; COLES, N.; MACDONALD, A.M.; AUTON, C.A.; STEVENSON, R. Soil characteristics and landcover relationships on soil hydraulic conductivity at a hillslope scale: a view towards local flood management. **Journal of Hydrology**, v. 497, p. 208-222, 2013. <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.043>>.
- ARIENZO, M.; CHRISTEN, E.W.; QUAYLE, W.; KUMAR, A. A review of the fate of potassium in the soil–plant system after land application of wastewaters. **Journal of Hazardous Materials**, v. 164, p. 415-422, 2009. <<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2008.08.095>>.

BARANIAN KABIR, E.; BASHARI, H.; MOSADDEGHI, M. R.; BASSIRI, M. Soil aggregate stability and organic matter as affected by land-use change in central Iran. **Archives of Agronomy and Soil Science**, v. 63, n. 13, p. 1823-1837, 2017. <[doi:10.1080 / 03650340.2017.1308492](https://doi.org/10.1080/03650340.2017.1308492)>.

BASGA, S. D., TSOZUE, D., TEMGA, J. P., BALNA, J.; NGUETNKAM, J. P. Land use impact on clay dispersion/flocculation in irrigated and flooded vertisols from Northern Cameroon. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 6., p. 237-244, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.03.004>>.

BASILE, A.; BUTTAFUOCO, G.; MELE, G.; TEDESCHI, A. Complementary techniques to assess physical properties of a fine soil irrigated with saline water. **Environmental Earth Sciences**, v. 66, p. 1797-1807, 2012. <[doi:10.1007 / s12665-011-1404-2](https://doi.org/10.1007/s12665-011-1404-2)>.

BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, United Kingdom, v. 65, n. 1, p. 10-21, 2014. <https://doi.org/10.1111/ejss.12114_2>.

BORRELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLA, G. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, southern Italy). **Catena**, v.119, p. 325-340, 2014. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.08.014>>.

CASTRO, F. C.; SANTOS, A M. Susceptibilidade ambiental a salinização das terras em municípios da microrregião de Petrolina - Pernambuco - Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v.16, n.56, p.160-172, 2015.

CASTRO, F. O.; SANTOS, A. M. Salinity of the soil and the risk of desertification in the semiarid region. **Mercator Magazine Fortaleza**, v. 19, p. 1 – 12, 2020. <<http://dx.doi.org/10.4215/rm2020.e19002>>.

CHAPPELL, A.; BALDOCK, J.; SANDERMAN, J. The global significance of omitting soil erosion from soil organic carbon cycling schemes. **Nature Climate Change**, v. 6, p. 187-191, 2015. <<https://doi.org/10.1038/nclimate2829>>.

CHEN, C.; LIU, W.; JIANG, X.; WU, J. Effects of rubber-based agroforestry systems on soil aggregation and associated soil organic carbon: implications for land use. **Geoderma**, v. 299, p. 13-24, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.03.021>>.

CHEVALLIER, T.; BLANCHART, E.; ALBRECHT, A.; FELLER, C. The physical protection of soil organic carbon in aggregates: a mechanism of carbon storage in a vertisol under pasture and market gardening (Martinique, West Indies). **Agriculture, Ecosystems & Environment - Journal**, v. 103 n. 2, p. 375-387, 2004. <<https://doi.org/10.1016/j.agee.2003.12.009>>.

COSTANTINI, E. A. C.; AGNELLI, A. E.; FABIANI, A.; GAGNARLI, E.; MOCALI, S.; PRIORI, S.; SIMONI, S.; VALBOA, G. Short-term recovery of soil physical, chemical, micro-and mesobiological functions in a new vineyard under organic farming. **Soil**, v. 1, p. 443–457, 2015. <<https://doi.org/10.5194/soil-1-443-2015>>.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea**. Diagnóstico do município de Itacuruba, estado de Pernambuco. Recife: CPRM/PRODEEM, Ministério de Minas e Energia, 20 p., 2005.

CUNHA, T. J. F.; GIONGO, V.; SILVA, D. J.; MENDES, A. M. S.; MELO, R. F.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, M. S. L.; ALVAREZ, I. Principais solos do Semiárido tropical brasileiro: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e manejo. In: **Semiárido Brasileiro: Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação**. Sa, I. B.; Silva, P.C.G. (Ed.), Petrolina: Embrapa Semiárido. Cap 2, p. 50-87, 2010.

DANG, A.; BENNETT, J. M.; MARCHUK, A.; MARCHUK, S.; BIGGS, A. J. W.; RAINE, S. R. Validating laboratory assessment of threshold electrolyte concentration for fields irrigated with marginal quality saline-sodic water. **Agricultural Water Management**, v. 205, p. 21–29, 2018. <<https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2018.04.037>>.

DEV SHARMA, R.; SARKAR, R.; DUTTA, S. Run-off generation from fields with different land use and land covers under extreme storm events. **Current Science**, Bengaluru, v. 104, p. 1046-1053, 2013.

DOURADO, P. R. M.; SOUZA, E. R. DE; LINS, C. M. T.; MELO, H. F. DE; SANTOS, B. H. R.; MONTEIRO, D. R.; PAULINO, M. K. S. S.; LEAL, L. Y. DE C. Osmotic adjustment in cowpea plants: interference of methods for estimating osmotic potential at full turgor. **Plant Physiology and Biochemistry**, v. 145 p. 114-119, 2019. <<https://doi:10.1016/j.plaphy.2019.10.020>>.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. v. 5, Brasília, DF: EMBRAPA, 2018. 355 p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solos**. 2 ed. rev. e atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2017. 212p.

FENG, W.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. **Biogeochemistry**, v. 112, p. 81-93, 2013. <<https://doi.org/10.1007/s10533-011-9679-7>>.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. Planosols developed in different geoenvironmental conditions in northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, p. 1- 18, 2016. <<https://doi.org/10.1590/18069657rbcS20150131>>.

FRACETTO, F. J. C.; FRACETTO, G. G. M.; CERRI, C. C.; FEIGL, B. J.; SIQUEIRA NETO, M. Estoques de carbono e nitrogênio no solo cultivado com mamona na caatinga. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36 p. 1545-1552, 2012. <[doi:10.1590/S0100-06832012000500019](https://doi.org/10.1590/S0100-06832012000500019)>.

FRAGA, V. S.; SALCEDO, I. H. Declines of organic nutrient pools in tropical semi-arid soils under subsistence farming. **Soil Science Society of America Journal**, v. 68 p. 215-224, 2004. <[doi:10.2136/sssaj2004.2150](https://doi.org/10.2136/sssaj2004.2150)>.

FRANCOS, M.; PEREIRA, P.; ALCANIZ, M.; MATAIX-SOLERA, J.; ÚBEDA, X. Impact of an intense rainfall event on soil properties following a wildfire in a Mediterranean environment (North-East Spain). **Science of The Total Environment**, v. 572, p. 1353–1362. <[doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.01.145](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.145)>.

FREIRE, M. B.; MIRANDA, M. F. A.; OLIVEIRA, E. E. M.; SILVA, L. E.; PESSOA, L. G.; ALMEIDA, B. Agrupamento de Solos Quanto à Salinidade no Perímetro Irrigado de Custódia em Função do Tempo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, p. 86 – 91, 2014. <<http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v18nsupps86-s91>>.

GALINDO, I. C. L.; RIBEIRO, M. R.; SANTOS, M. F. A. V.; LIMA, J. F. W. F.; FERREIRA, R. F. A. L. Relações solo-vegetação em áreas sob processo de desertificação no município de Jataúba-PE. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 1283-1296, 2008. <<https://doi.org/10.1590/S0100-06832008000300036>>.

GAMIE, R.; SMEDT, F. DE. Experimental and statistical study of saturated hydraulic conductivity and relations with other soil properties of a desert soil. **European Journal of Soil Science**, v. 69, p. 256- 264, 2018. <[doi:10.1111 / ejss.12519](https://doi.org/10.1111/ejss.12519)>.

GEE, G.; OR, D. Particle-size analysis. In: Methods of soil analysis. Physical methods. Dane, J.H.; Topp, C. (Ed.) Madison: Soil Science Society of America, Cap 4. p.255-293, 2002.

GELAW, A. M.; SINGH, B. R.; LAL, R. Soil organic carbon and total nitrogen stocks under different land uses in a semi-arid watershed in Tigray, Northern Ethiopia. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 188 p. 256-263, 2014. <[doi:10.1016/j.agee.2014.02.035](https://doi.org/10.1016/j.agee.2014.02.035)>.

GETANEH, M.; TESHOME, S. Status of soil organic carbon and nitrogen stocks in Koga Watershed Area, Northwest Ethiopia. **Agriculture & Food Security**, v. 7, p. 1-10, 2018. <[doi:10.1186/s40066-018-0162-8](https://doi.org/10.1186/s40066-018-0162-8)>.

GHAEMI, M., ASTARAEI, A.R., EMAMI, H., MAHALATI, M.N., SANAEINEJAD, S.H. Determining soil indicators for soil sustainability assessment using principal component analysis of Astan Quds-east of Mashhad-Iran. **Journal of soil science and plant nutrition**, v. 14, n. 4, p. 1005-1020, 2014. <<http://dx.doi.org/10.4067/S0718-95162014005000077>>.

GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. 2.1 Bulk density and linear extensibility. In: **Methods of soil analysis: Part 4 physical methods**. Dane, J. H.; Topp, G. C. (ed.) SSSA Book Series. Cap 2, v. 5, p. 201-228, 2002. <<https://doi.org/10.2136/sssabookser5.4.c9>>.

HAMDAN, J.; BUNHAM, C.P.; RUAHAN, B. Weathering behavior of a basalt regolith from Pahang Malaysia. **Pertanika Journal of Tropical Agriculture Science**, Serdang, v. 26, p. 79-88, 2003.

HAMDAN, J.; PENG, C.L.; RUAHAN, B. Saturated Hydraulic Conductivity of some saprolites from Peninsular Malaysia. **Malaysian Journal of Soil Science**, Serdang, v.10, p. 13-24, 2006.

HAO, M.; ZHANG, J.; MENG, M.; CHEN, H.Y.H.; GUO, X.; LIU, S.; YE, L. Impacts of changes in vegetation on saturated hydraulic conductivity of soil in subtropical forests. **Scientific Reports**, v. 9, p. 1-9, 2019. <<https://doi.org/10.1038/s41598-019-44921-w>>.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. Geociências: Malhas territoriais. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 29 de set. 2020.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. 2019. **Clima**. Disponível em: <<https://clima.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 22 jan. 2020.

ISSAKA, S.; ASHRAF, M. A. Impact of soil erosion and degradation on water quality: a review. **Geology, Ecology, and Landscapes**, v. 1, n. 1, p. 1–11, 2017. <<https://doi.org/10.1080/24749508.2017.1301053>>.

KEMPER, W. D.; ROSENAU, R. C. Aggregate stability and size distribution. In: **Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Methods**. Klute, A. (Ed.) Madison: SSSA Book Series. Cap 17, v. 5, p. 425-442, 1986. <<https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c17>>.

KOPPEN, W. Climatologia: com um estúdio de los climas de la tierra. Publications In: **Climatology**: Laboratory of Climatology, 1948. New Gersey. 104 p.

LADO, M.; PAZ, A.; BEN-HUR, M. Organic Matter and Aggregate-Size Interactions in Saturated Hydraulic Conductivity Contribution from the Agricultural Research Organization, the Volcani Center. **Soil Science Society of America Journal**, v.68, p. 234–242, 2004. <<https://doi.org/10.2136/sssaj2004.2340>>.

LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, v. 123, p. 1 -22, 2004. <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>>.

LAL, R.; STEWART, B.A. Controlled traffic farming increased crop yield, root growth, and nitrogen supply at two organic vegetable farms. In: **Soil Degradation and Restoration in Africa**. Lal, R.; Stewart, B.A. (Ed.) CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 1ª ed., 362 p., 2019.

LEHMANN, J.; KLEBER, M. The contentious nature of soil organic matter. **Nature**, v. 528, p. 60-68, 2015. <<https://doi.org/10.1038/nature16069>>.

LEPSCH, I. F. 19 lições de Pedologia. Oficina de textos: São Paulo, 2011. 456p.

LI, Y.; SHAO, M. Change of soil physical properties under long-term natural vegetation restoration in the Loess Plateau of China. **Journal of Arid Environments**, v. 64, n. 1, p. 77–96, 2006. <<https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.04.005>>.

LI, L.; VOGEL, J.; HE, Z.; ZOU, X.; RUAN, H.; HUANG, W.; WANG, J.; BIANCHI, T. S. Association of soil aggregation with the distribution and quality of organic carbon in soil along an elevation gradient on Wuyi Mountain in China. **PLoS One**, v. 11, n. 3, p. 1–13, 2016. <[doi:10.1371/journal.pone.0150898](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0150898)>.

LINS, C. M.; DE SOUZA, E. R.; MELO, H. F. DE; SOUZA, M. K. S.; PAULINO, P.R.; MAGALHÃES, L. D.; LEAL, H. R. Y. DE.; SANTOS, C. B. Pressure-volume (P-V) curves in *Atriplex nummularia* Lindl. for evaluation of osmotic adjustment and water status under saline conditions. **Plant Physiology and Biochemistry**, v. 124 p. 155-159, 2018. <[doi:10.1016/j.plaphy.2018.01.014](https://doi.org/10.1016/j.plaphy.2018.01.014)>.

LUO, J.; ZHANG, S.; ZHU, X.; LU, L. ; WANG, C. ; LI, C. ; CUI, J. ; ZHOU, Z. Efeitos da salinidade do solo em micróbios do solo da rizosfera em campos de algodão Bt transgênico. **Journal of Integrative Agriculture**, Pequim, v.16, n.7, p.1624-1633, 2017.

MA, W.; LI, Z.; DING, K.; HUANG, B.; NIE, X. Soil erosion, organic carbon and nitrogen dynamics in planted forests: a case study in a hilly catchment of Hunan Province, China. **Soil & Tillage Research**, v. 155 p. 69-77, 2016. <<https://doi.org/10.1016/j.still.2015.07.007>>.

MAKOVA, J.; JAVOREKOVA, S.; MEDO, J.; MAJERCIKOVA, K. Characteristics of microbial biomass carbon and respiration activities in arable soil and pasture grassland soil. **Journal of Central European Agriculture**, v. 12, p. 745-758, 2011. <doi: 10.5513/JCEA01/12.4.986>.

Map Biomas. Mapa mural de Cobertura e Uso do Solo de 2019 do Brasil. Disponível em: <<https://mapbiomas.org/>>. Acesso em: 20 dez. 2019.

MARCHUK, A.; RENGASAMY, P.; MCNEILL, A.; KUMAR, A. Nature of the clay-cation bond affects soil structure as verified by X-ray computed tomography. **Soil Research**, v. 50, p. 638-644, 2012. <doi: 10.1071/SR12276>.

MARINARI, S.; MANCINELLI, R.; CAMPIGLIA, E.; GREGO, S. Chemical and biological indicators of soil quality in organic and conventional farming systems in Central Italy. **Ecological Indicators**, v. 6, n. 4, p. 701-711, 2006. <<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2005.08.029>>.

MARTÍN-LAMMERDING, D.; NAVAS, M.; ALBARRÁN M. M.; TENORIO J. L.; WALTER, I. Long term management systems under semiarid conditions: Influence on labile organic matter, β - glucosidase activity and microbial efficiency. **Applied Soil Ecology**, v. 96, p. 296-305, 2015. <<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2015.08.021>>.

MENDONÇA, E. S.; MATOS, E. S. *Matéria Orgânica do Solo: Métodos de Análises*, Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2 ed., 221 p., 2017.

MENDONÇA, E. S.; MATOS, E. S. *Matéria Orgânica do Solo: Métodos de Análises*, Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2 ed., 221 p., 2017.

MINASNY, B.; MALONE, B. P.; MCBRATNEY, A. B.; ANGERS, D. A.; ARROUAYS, D.; CHAMBERS, A.; CHAPLOT, V.; CHEN, Z. S.; CHENG, K.; DAS, B. S.; FIELD, D. J.; GIMONA, A.; HEDLEY, C.B.; HONG, S. Y.; MANDAL, B.; MARCHANT, B. P.; MARTIN, M.; MCCONKEY, B. G.; MULDER, V. L.; O'ROURKE, S.; RICHER-DEFORGES, A. C.; ODEH, I.; PADARIAN, J.; PAUSTIAN, K.; PAN, G.; POGGIO, L.; SAVIN, I.; STOLBOVOY, V.; STOCKMANN, U.; SULAEMAN, Y.; TSUI, C. C.; VÅGEN, T. G.; VAN WESEMAEL, B. L. WINOWIECKI. Soil carbon 4 per mille. **Geoderma**, v. 292, p. 59-86, 2017. <doi:10.1016/j.geoderma.2017.01.002>.

MMA – MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Caatinga**. Disponível em: <<https://www.mma.gov.br/>>. Acesso em: 20 dez. 2019.

MOLAEINASAB, A.; BASHARI, H.; TARKESH, E. M.; MOSADDEGHI, M. R. Soil surface quality assessment in rangeland ecosystems with different protection levels, central Iran. **Catena**, v. 171, p. 72–82, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.004>>.

MUÑOZ-ROJAS, M.; ERICKSON, T. E.; MARTINI, D.; DIXON, K. W.; MERRITT, D. J. Soil physicochemical and microbiological indicators of short, medium and long term post-fire recovery in semi-arid ecosystems. **Ecological Indicators**, v. 63, p. 14-22, 2016. <<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.11.038>>.

OLIVEIRA, L. B. de; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de luvisolos e planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 6, p. 2407-2423, 2008. <<https://doi.org/10.1590/S0100-06832008000600019>>.

PARFITT, R. L.; PARSHOTAM A.; SALT, G. J. Carbon turnover in two soils with contrasting mineralogy under long-term maize and pasture. **Australian Journal of Soil Research**, v. 40, p. 127–136, 2002. <[doi: 10.1071/SR00105](https://doi.org/10.1071/SR00105)>.

PARWADA, C.; TOL, J. V. Soil properties influencing erodibility of soils in the Ntabelanga area, Eastern Cape Province, South Africa. **Acta Agricultura e Scandinavica, Section B — Soil & Plant Science**, v. 67, n. 1, p. 67-76, 2017. <[doi: 10.1080/09064710.2016.1220614](https://doi.org/10.1080/09064710.2016.1220614)>.

PAULINO, M.K.S.S; SOUZA, E.R.; LINS, C.M.T.; DOURADO, P.R.M.; LEAL, L.Y.C.; MONTEIRO, D.R.; REGO-JÚNIOR, F.E.; SILVA, C.U.C. Influence of vesicular trichomes of *Atriplex nummularia* on photosynthesis, osmotic adjustment, cell wall elasticity and enzymatic activity. **Plant physiology and biochemistry**, v. 155, p. 177-186, 2020. <<https://doi.org/10.1016/j.plaphy.2020.07.036>>.

PAZ-FERREIRO, J.; FU, S. Biological indices for soil quality evaluation: perspectives and limitations. **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 1, p. 14-25, 2016. <<http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2262>>.

PEREZ-MARIN, A. M.; CAVALCANTE, A. M. B.; MEDEIROS, S. S. M.; TINÔCO, L. B. M.; SALCEDO, I. H. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro : ocorrência natural ou antrópica? **Parcerias Estratégicas**, Brasília, v. 17, n. 34, p. 87–106, 2012.

POIRIER, V.; ROUMET, C.; MUNSON, A. D. The root of the matter: linking root traits and soil organic matter stabilization processes. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 120, p. 246-259, 2018. <[doi:10.1016/j.soilbio.2018.02.016](https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.016)>.

POST, W. M.; KWON, K. C. Soil carbon sequestration and land use change: processes and potential. **Global Change Biology**, v. 6, p. 317-327, 2000. <[doi:10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x)>.

PRASAD, J. V. N. S.; SRINIVASA RAO, C. H.; SRINIVAS, K.; NAGA, C. H.; JYOTHI, B.; VENKATESWARLU, B.K.; RAMACHANDRAPP, G.N.; DHANAPAL, K.; RAVICHANDRAN, P.K.; MISHRA. Effect of ten years of reduced tillage and recycling of organic matter on crop yields, soil organic carbon and its fractions in Planosols of semiarid tropics of southern India. **Soil & Tillage and Research**, v. 156, p. 131-139, 2016. <[doi: 10.1016/j.still.2015.10.013](https://doi.org/10.1016/j.still.2015.10.013)>.

QIAN, J.; LIU, J.; WANG, P.; WANG, C.; HU, J.; LI, K.; LU, B.; TIAN, X.; GUAN, W. Effects of riparian land use changes on soil aggregates and organic carbon. **Ecological Engineering**, v. 112, p. 82-88, 2018. <[doi: 10.1016/j.ecoleng.2017.12.015](https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.12.015)>.

R. LAL. Sequestering carbon and increasing productivity by conservation agriculture. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 70, p. 55A-62A, 2015. <[doi: https://doi.org/10.2489/jswc.70.3.55A](https://doi.org/10.2489/jswc.70.3.55A)>.

RIBEIRO, M. R.; SAMPAIO, E. V. S. B.; GALINDO, I. C. L. Os solos e o processo de desertificação no semiárido brasileiro. In: **Tópicos em ciência do solo**. Ribeiro, M. R. (Ed.) Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Cap 6, v. 6, 413-459, 2009.

RICHARDS, L. A. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington: D.C., U.S. Salinity Laboratory. 1954. 160p. (USDA Agriculture Handbook, 60).

SACRAMENTO, J. A. A. S.; ARAÚJO, A. C. M.; ESCOBAR, M. E. O.; XAVIER, F. A. S.; CAVALCANTE, A. C. R.; OLIVEIRA, T. S. Soil carbon and nitrogen stocks in traditional agricultural and agroforestry systems in the semiarid region of Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37 p. 784-795, 2013. <doi:10.1590/S0100-06832013000300025>.

SAMPAIO, E. V. S. B.; COSTA, T. L. Estoques e fluxos de carbono no semi-árido nordestino: Estimativas preliminares. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1275-1291, 2011. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v4.6.p1275-1291>.

SANTANA, M. S.; SAMPAIO, E. V. S. B.; GIONGO, V.; MENEZES, R. S. C.; JESUS, K. N.; ALBUQUERQUE, E. R. G. M.; NASCIMENTO, D. M. DO.; PEREYRN, F. G. C.; CUNHA, T. J. F.; SAMPAIO, R. M. B.; PRIMO, D. C. Carbon and nitrogen stocks of soils under different land uses in Pernambuco state, Brazil. **Geoderma Regional**, v. 15, s/p. 2019. <doi: 10.1016/j.geodrs.2019.e00205>.

SANTOS, J.C.B.; PERA, E.L.; SOUZA-JÚNIOR, V.S.; OLIVEIRA, C.S.; JUIILLERET, J.; CORRÊA, M.M.; AZEVEDO, A.A. Porosity and genesis of clay in saprolites: the relevance of saprolithology to whole regolith pedology. **Geoderma**, v. 319, p. 1-13, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.12.031>.

SANTOS, T. DE O. **Comunidades microbianas e estoques de carbono e nitrogênio em Luvisolos Crômicos sob diferentes níveis de degradação no Semiárido do Brasil**. 2019. 116 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife, 2019.

SHRESTHA, R. K.; LAL, R. Ecosystem carbon budgeting and soil carbon sequestration in reclaimed mine soil. **Environment International**, v. 32, p. 781–796, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2006.05.001>.

SHRESTHA, R. K.; LAL, R. Ecosystem carbon budgeting and soil carbon sequestration in reclaimed mine soil. **Environment International**, v. 32, n. 6, p. 781-796, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2006.05.001>.

SINSABAUGH, R. L.; MANZONI, S.; MOORHEAD, D. L.; RICHTER, A. Carbon use efficiency of microbial communities: stoichiometry, methodology and modelling. **Ecological Letter**, v. 16, p. 930– 939, 2013. <https://doi.org/10.1111/ele.12113>.

Sistema de Estimativas de Emissões e Remoções de Gases de Efeito Estufa – SEEG. Análise das emissões brasileiras de gases de efeito estufa e suas implicações para as metas do Brasil 1970-2018. Relatório síntese. 2019. 33p. Disponível em: <http://www.observatoriodoclima.eco.br/>.

SOIL MOISTURE. Guelph permeameter operating instructions: Manual. Santa Bárbara, 1991, 60 p.

SPOHN, M.; POTSCHE, E. M.; EICHORST, S. A.; WOEBKEN, D.; WANEK, W.; RICHTER, A. Soil microbial carbon use efficiency and biomass turnover in a long-term fertilization experiment in a temperate grassland. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 97 p. 168-175, 2016. <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.03.008>>.

TANG, F.K., CUI, M., LU, Q., LIU, Y.G., GUO, H.Y., ZHOU, J.X. Effects of vegetation restoration on the aggregate stability and distribution of aggregate-associated organic carbon in a typical karst gorge region. **Solid Earth**, v. 7, p. 141–151, 2016. <[doi: 10.5194 / sed-7-2213-2015](https://doi.org/10.5194/sed-7-2213-2015)>.

TANG, L.; DONG, S.; LIU, S.; WANG, X.; LI, Y.; SU, X. ZHANG, Y.; XIAOYU, W. U.; ZHAO, H. The relationship between soil physical properties and alpine plant diversity on Qinghai-Tibet Plateau. **Eurasian Journal of Soil Science**, v. 4, n. 2, p. 88-93, 2015. <[doi:10.18393/ejss.31228](https://doi.org/10.18393/ejss.31228)>.

THOMAS, G. W. Exchangeable cations. In: Page, A. L. (ed). **Methods of soil analysis. Part-2 chemical methods**. Madison: American Society of Agronomy. p.159-165, 1982.

TOMBOLINI, I., COLANTONI, A., RENZI, G., SATERIANO, A., SABBI, A., MORROW, N., SALVATI, L. Lost in convergence, found in vulnerability: A spatially-dynamic model for desertification risk assessment in Mediterranean agro-forest districts. **Science of the Total Environment**, v. 569, p. 973-981, 2016. <<http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.049>>.

TSOZUE, D.; NGHONDA, J. P.; MEKEM, D. L. Impact of land management system on crop yields and soil fertility in Cameroon. **Solid Earth**, v. 6, p. 1087-1101, 2015. <[doi: 10.5194 / sed-7-1761-2015](https://doi.org/10.5194/sed-7-1761-2015)>.

UNITED STATES SALINITY LABORATORY – USSS STAFF. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington, U.S. Department of Agriculture, 1954. 160p.

VAEZI, A. R.; AHMADI, M.; CERDÀ, A. Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. **Science of the Total Environment**, v. 583, p. 382-392, 2017. <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.078>>.

VELDE, B.; MEUNIER, A. Physical disequilibrium and transportation of soil material. In: **The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks**. Berlin Heidelberg, SpringerVerlag, Cap 7, v. 1, p. 301 – 319, 2008. p.<[doi: 10.1007/978-3-540-75634-7](https://doi.org/10.1007/978-3-540-75634-7)>.

VELDKAMP, E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 58, n. 1, p. 175-180, 1994. <[doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x](https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x)>.

WALTER, J .; LÜCK, E .; BAURIEGEL, A .; FACKLAM, M .; ZEITZ, J. Dinâmica sazonal da salinidade do solo em turfeiras: uma abordagem geofísica. **Geoderma**, Wageningen, v.310, p.1-11, 2018.

WANG, B.; ZHA, T. S.; JIA, X.; WU, B.; ZHANG, Y. Q.; QIN, S. G. Soil moisture modifies the response of soil respiration to temperature in a desert shrub ecosystem. **Biogeosciences**, v. 11, n. 2, p. 259-268, 2014. <<https://doi.org/10.5194/bg-11-259-2014>>.

WANG, Y. X.; RAN, L. S.; FANG, N. F.; SHI, Z.H. Aggregate stability and associated organic carbon and nitrogen as affected by soil erosion and vegetation rehabilitation on the Loess Plateau. **Catena**, v. 167, p. 257-265, 2018. <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.05.005>>.

WANG, Z.; GUO, S.; SUN, Q. Soil organic carbon sequestration potential of artificial and natural vegetation in the hilly regions of Loess Plateau. **Ecological Engineering**, v. 82, p. 547-554, 2015. <<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.05.031>>.

ZHAO, Y. WANG, P.; LI, J.; CHEN, Y.; YING, X.; LIU, S. The effects of two organic manures on soil properties and crop yields on a temperate calcareous soil under a wheat–maize cropping system. **European Journal of Agronomy**, v. 31. p. 36 – 42, 2009. <[doi: 10.1016/j.eja.2009.03.001](https://doi.org/10.1016/j.eja.2009.03.001)>.

ZHANG, F.Z.; GROENEVELT, P.H.; PARKIN, G.W. The well-shape factor for the measurement of soil hydraulic properties using the Guelph Permeameter. **Soil and Tillage Research**, v.49, p.219-221, 1998. <[https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00174-3](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00174-3)>.

ZUO, X. ZHAO, H.; ZHAO, X.; GUO, Y.; YUN, J.; SHAO KUN, W.; MIYASAKA, T. Vegetation pattern variation, soil degradation and their relationship along a grassland desertification gradient in Horqin Sandy Land, northern China. **Environmental Geology**, v. 58, p. 1227-1237, 2009. <[doi:10.1007/s00254-008-1617-1](https://doi.org/10.1007/s00254-008-1617-1)>.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A avaliação da sensibilidade à desertificação é importante para planejar ações relevantes e melhorar o uso e manejo dos recursos naturais. A abordagem quantitativa para avaliar a sensibilidade à desertificação mostra uma imagem mais clara do estado de risco do solo em áreas adjacentes á bacias hidrográficas importantes do estado.

Ações prioritárias efetivas podem ser mais bem planejadas se baseadas no conhecimento do grau de risco e na escala do processo em domínio espacial. Nesta pesquisa, ficou claro que as relações atuais existentes entre a população local e o bioma Caatinga, não são sustentáveis, uma vez que a remoção da cobertura vegetal aumentou a susceptibilidade dos solos à ocorrência processos erosivos de elevada magnitude.

Em consequência, atividades fundamentais à sobrevivência dessa população, como a piscicultura, em longo prazo pode ser seriamente comprometida em virtude do assoreamento progressivo dos cursos de água que vem ocorrendo ao longo dos anos como consequência dos processos erosivos.

Nesse sentido, a adoção de planos de gestão que façam uso de práticas conservacionistas são imprescindíveis para o controle do principal processo associado à degradação dos solos dessas áreas, a erosão hídrica.