



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

DENIZARD ORESCA

**EFEITO DAS MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA RESPIRAÇÃO DO SOLO E DAS
RAÍZES NA REGIÃO SEMIÁRIDA DE PERNAMBUCO**

Recife

2022

DENIZARD ORESCA

**EFEITO DAS MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA RESPIRAÇÃO DO SOLO E DAS
RAÍZES NA REGIÃO SEMIÁRIDA DE PERNAMBUCO**

Tese Apresentada ao Programa de Pós Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociência, como requisito para a obtenção do título de Doutor em Tecnologias Energéticas e Nucleares.

Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos na Agricultura e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

Recife

2022

Catálogo na fonte:
Bibliotecário Josias Machado, CRB-4 / 1690

O66e Oresca, Denizard.

Efeitos das mudanças no uso da terra na respiração do solo e das raízes na região semiárida de Pernambuco / Denizard Oresca. – 2022.
102 f.: il., figs., tabs., abrev. e siglas.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino.

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Recife, 2022.

Inclui referências.

1. Energia nuclear. 2. Usos do Solo 3. Sistemas agroflorestais. 4. Degradação do solo. 5. Carbono orgânico do solo. 6. Microbiologia do solo. 7. Propriedades hidráulicas. I. Antonino, Antônio Celso Dantas (Orientador). II. Souza, Eduardo Soares de (coorientador). III. Título.

UFPE

621.4837 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-154

DENIZARD ORESCA

**EFEITO DAS MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA RESPIRAÇÃO DO SOLO E
DAS RAÍZES NA REGIÃO SEMIÁRIDA DE PERNAMBUCO**

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

Aprovada em: 07/03/2022

BANCA EXAMINADORA

Dr. Antônio Celso Dantas Antonino (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Rômulo Simões Cezar Menezes (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Claude Hammecker (Examinador Externo)
Institut de Recherche Pour le Développement (IRD), Montpellier

Dr. Everardo Valadares de Sa Barretto Sampaio (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Luiz Guilherme Medeiros Pessoa (Examinador Externo)
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Dedico aos meus pais Oresca Sinristil e Jean Baptiste Silphonie, pelo amor incondicional, pelos cuidados e por todos os sacrifícios para que eu pudesse chegar até aqui. Aos meus irmãos, pelo incentivo, carinho, apoio e pela torcida de sempre.

AGRADECIMENTOS

A Deus todo poderoso, pelo dom da vida, pela sua imensa generosidade, me proporcionando sabedoria, força e perseverança para continuar lutando mesmo nos momentos mais difíceis da minha vida. Agradeço a Ele pelas coisas maravilhosas que proporciona em minha vida.

Aos meus pais, Silphonie Jean Baptiste e Sinristil Oresca, que sempre torcem pelo meu sucesso, por se sacrificarem pela minha educação desde o primeiro dia que pisei em uma escola até hoje. Nunca poderei retribuir 1% de tudo que vocês fizeram e continuam fazendo por mim. Amo vocês.

Aos meus irmãos: Anne Marie Oresca, Delouis Oresca, Rousseau Oresca, Sainluc Oresca, Walker Oresca e Elena Senati, pela constante torcida para o meu sucesso.

Aos meus queridos orientadores Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino e Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza, pela atenção dispensada, pela amizade, pelo carinho, pela honrosa orientação e pelos excelentes ensinamentos científicos transmitidos que, com certeza, levarei para o resto da minha vida.

À Débora Purcina de Moura, pelo companherismo e toda ajuda nessa caminhada. Te agradeço pelas inúmeras vezes que me acompanhou no campo para as coletas de dados. Agradeço pelo apoio moral e psicológico nas horas mais tristes da minha vida. Eterna gratidão. Eu amo você, meu bem.

Ao Dr. Rodolfo Marcondes Silva Souza, pela amizade e parceria. Meus sinceros agradecimentos por todos os ensinamentos acadêmicos transmitidos ao longo do desenvolvimento do trabalho da pesquisa. Agradeço também aos Professores Dr. José Romualdo de Souza Lima e Dr. Rômulo Simões Cezar Menezes, pelas excelentes contribuições para a melhoria da tese.

Aos Doutores da Banca, pelas preciosas contribuições para a melhoria do produto final e por terem aceito participar da avaliação da minha tese.

À Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) e ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares (PROTEN), pela oportunidade de cursar um Doutorado. Meus sinceros agradecimentos a Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da bolsa e ao Observatório Nacional da Dinâmica de Água e Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC), pelo financiamento da pesquisa.

A José Raliuson Inácio Silva, pela amizade, parceria e pelas contantes ajudas desde a implantação do experimento até hoje.

A todos que fazem parte dos laboratórios Física do Solo e Tomografia Computadorizada de

RX (DEN-UFPE) e, ao Grupo Ecohidrologia no Seminário (UAST-URPE), em especial Romário Monteiro e Erison Martins Amaral, pelo apoio e constante ajuda durante a condução do experimento.

À Unidade Acadêmica de Serra Talhada da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UAST-UFRPE) por disponibilizar sua estrutura física e pelo suporte logística para auxiliar na condução da pesquisa. Meus agradecimentos à Natache Gonçalves de Moura Ferrão, pelas preciosas ajudas durante as análises laboratoriais.

Aos proprietários da Fazenda Lagoinha (Seu Zeca) e Buenos-Aires (Seu Bonzinho), Sítio Lajinha (Seu Genvildo), Sítio Areal (Seu Antônio) e Sítio Souto (Dona Adailde) e toda sua família por colaborar com essa pesquisa fornecendo a área para o desenvolvimento do ensaio experimental e por todo acolhimento e amizade durante esse período de doutorado.

Ao Sr. Antônio Castro e família, pessoas de coração extraordinário, que me consideram, além de um amigo, um filho ou um irmão. Sempre serei grato a vocês por tudo que têm feito por mim.

À irmã e escritora Maria Valéria Rezende, pelo acolhimento, carinho e amizade. Agradeço também as irmãs Lindalva, Graça, Isabela, Dalvani e Antônia.

Ao meu estimado amigo Carlos André Alves de Souza, por toda que vez que tinha que deixar de viajar só para me emprestar sua moto para que eu pudesse dar continuidade às pesquisas.

A todos os amigos e familiares que conquistei durante minha morada aqui em Serra Talhada. São tantos que nem me atrevo a citar nomes. Quero que saibam, sem vocês talvez eu não tivesse chegado até aqui. Sou muito grato por vocês fazerem parte da minha vida.

RESUMO

O semiárido brasileiro enfrenta graves problemas de degradação do solo. A substituição da vegetação nativa da caatinga por áreas de pastagens, de forma inapropriada, implica na degradação física, química e biológica do solo. Os sistemas agroflorestais têm sido vistos como uma técnica conservacionista capaz de mitigar a degradação do solo, pois além de reter mais carbono, são mais resilientes aos eventos da seca. Diante do exposto, objetivou-se verificar a resistência agroecológica a eventos extremos como a seca, bem como comparar o uso da prática agroecológica como uma alternativa viável das mudanças de uso da terra, com aqueles submetidos à agricultura convencional. Para isso propôs-se avaliar a dinâmica da respiração do solo, separar e quantificar a respiração das raízes, bem como avaliar as propriedades físico-hídricas e microbiológicas do solo. O experimento foi conduzido em três sistemas de uso do solo: CA (Caatinga densa), PD (Pastagem degradada) e SAFs (Sistemas Agroflorestais). Amostras de solo foram coletadas na camada de 0-10 cm para a caracterização físico-química. Em dois momentos (seco e chuvoso), amostras de solo foram coletadas nas camadas de 0-5, 5-10 e 10-20 cm para quantificar o carbono orgânico total (COT), a respiração basal (RBS), o carbono da biomassa microbiana (Cmic), os quocientes microbiano (qMic) e metabólico (qCO₂). Igualmente, testes de infiltração com anel simples foram realizados de acordo com a metodologia "Beerkan", para determinar a condutividade hidráulica saturada (K_s) e a sorvidade (S). Em paralelo a essas medidas de infiltração, o solo foi caracterizado quanto à sua resistência à penetração (RP). Colares de pvc foram instalados no solo a 3 e 30 cm de profundidade para a determinação da respiração total ((R_S) e heterotrófica (R_H), respectivamente. As medidas de respiração foram realizadas com um Analisador de Gás por Infravermelho (IRGA), equipado com uma câmara de retenção de CO₂. A respiração das raízes (R_R) foi calculada pela diferença entre R_S e R_H. A umidade do solo na camada de 0-10 cm foi medida com um FDR (Diviner 2000) em tubos de acesso e a temperatura do solo (Ts) foi registrada com um termômetro infravermelho digital. Modelos matemáticos foram utilizados para avaliar o efeito da umidade e temperatura na respiração do solo. Os solos em áreas de SAFs e CA apresentaram maior S, K_s, menor RP, maior COT e RBS quando comparados com os solos sob PD. Os maiores valores de respiração foram encontrados nos SAFs (19,32 ton C ha⁻¹ ano⁻¹), seguido por CA (13,43 ton C ha⁻¹ ano⁻¹), e os menores valores na PD (8,40 ton C ha⁻¹ ano⁻¹). As raízes contribuíram com 33,25 e 32,9% para a R_S na CA e nos SAFs, respectivamente, e 22,27% na PD. As R_S, R_H e R_R mostraram forte correlação positiva com a θ_v e forte correlação negativa com a Ts. Os valores de qMic e qCO₂ indicam que

CA e SAFs são ambientes mais estáveis que PD e, sendo assim, os SAFs podem ser considerados como uma prática de recuperação de áreas degradadas.

Palavras-chave: usos do solo; sistemas agroflorestais; degradação do solo; carbono orgânico do solo; microbiologia do solo; propriedades hidráulicas.

ABSTRACT

The Brazilian semiarid region is facing serious problems of soil degradation. The replacement of native vegetation of the caatinga by pastures in an inappropriate way, implies the degradation soil physics, chemistry and biology. Agroforestry systems have been seen as a conservation technique capable of mitigating soil degradation because, in addition to retaining more carbon, it is more resilient to drought events. Given the above, the objective was to verify the agroecological resistance to extreme events such as drought, as well as to compare the use of agroecological practice as a viable alternative to land use changes, with those submitted to conventional agriculture. For this, it was proposed to evaluate the dynamic of soil respiration, separate and quantify root respiration and its contribution to total respiration, as well as evaluate the soil physico-hydric and microbiological properties. The experiment was carried out in three land use systems, being CA (Dense Caatinga), PD (Degraded Pasture) and SAFs (Agroforestry Systems). Initially soil samples were collected in the 0-10 cm layer for physical-chemical characterization. In two moments (dry and rainy), soil samples were collected in the 0-5, 5-10 and 10-20 cm layers to quantify total organic carbon (COT), basal respiration (RBS), carbon of microbial biomass (Cmic), the microbial (qMic) and metabolic (qCO₂) quotients. Also, simple ring infiltration tests were performed according to "Beerkan" methodology, to determine the saturated hydraulic conductivity (K_s) and sorptivity (S). In parallel to these infiltration measurements, the soil was characterized as to its resistance to penetration (RP). To measure soil respiration, two types of PVC collar were installed in soil at 3 and 30 cm depth for the determination of total respiration (R_S) and heterotrophic (R_H), respectively. Respiration measurements were performed with an Infrared Gas Analyzer (IRGA) equipped with a CO₂ retention chamber. Roots' respiration (R_R) was calculated by the difference between R_S and R_H . Soil moisture in the 0-10 cm layer and temperature at surface were measured by a FDR (Diviner 2000) and an Infrared Digital Thermometer, respectively. Mathematical models were used to evaluate the effect of moisture and temperature in soil respiration. Soils under SAFs and CA presented higher S, (K_s), lower PR, higher COT and RBS when compared to soils under PD. The highest values of respiration were found in SAFs (19.32 ton C ha⁻¹ year⁻¹), followed by CA (13.43 ton C ha⁻¹ year⁻¹), and the smallest values in the PD (8.40 ton C ha⁻¹ year⁻¹). The roots contributed with 33.25 and 32.9% to R_S in CA and SAFs, respectively, and 22.27% in PD. R_S , R_H and R_R showed a strong positive correlation with θ_v and strong negative correlation with Ts. qMic and qCO₂ values indicated that CA and SAFs are more

stables than the PD, and agroforestry can be considered as a very good practice for recuperation of degraded areas.

Keywords: soil uses; agroforestry systems; soil degradation; soil organic carbon; soil microbial; soil hydraulic properties.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa do Brasil com indicação da região semiárida, estado de Pernambuco e as áreas experimentais localizados nos municípios de Serra Talha e Triunfo.	39
Figura 2 – Vegetação nativa da caatinga durante período chuvoso e seco, Fazenda Buenos Aires, Serra Talhada-PE	40
Figura 3 – A pastagem degradada durante período chuvoso e seco, Fazenda Lagoinha, localizada no município de Serra Talhada-PE	41
Figura 4 – Áreas sob sistemas agroflorestais: A) Sítio Lajinha (Serra Talhada); B) Sítio Areal (Triunfo) e C) Sítio Souto (Triunfo)	41
Figura 5 – Instalação dos colares de PVC para particionar a respiração. Colares na cor branca (3 cm) são para medir a respiração total (R_S), enquanto aqueles na cor vermelha (30 cm) são para a respiração heterotrófica (R_H), e no centro um tubo de acesso para obter a umidade do solo	43
Figura 6 – Analisador de gás por infravermelho (IRGA) modelo LI6400-XT-LI-COR, equipado com uma câmara de retenção de CO_2 (LI-6400-09, LI-COR, Lincoln, NE, EUA)	51
Figura 7 – Valores médios ($\pm$) da umidade do solo, θ (Figura 7A) e resistência à penetração, RP (Figura 7B) na camada de 0-10 cm durante o período seco e chuvoso, em três diferente usos do solo (CA, PD e SAFs) no semiárido Pernambucano. Letras minúsculas entre as áreas do mesmo período e maiúsculas entre os período da mesma área não diferem entre si pelo teste tukey a 5% de probabilidade.	54
Figura 8 – Valores médios ($\pm$) da sorvidade, S (Figura 8A) e condutividade hidráulica saturada, K_s (Figura 8B) durante o período seco e chuvoso, em três diferente usos (CA, PD e SAFs) do solo no semiárido Pernambucano. Letras minúsculas entre as áreas do mesmo período e maiúsculas entre os período da mesma área não diferem entre si pelo teste tukey a 5% de probabilidade	55

- Figura 9 – Dinâmica da respiração total, R_S (Fig. 9A), respiração heterotrófica, R_H (Fig. 9B), temperatura na superfície do solo, T_s (9C), umidade do solo, θ_v (Fig 9D) na profundidade de 10 cm e precipitação pluvial, P (Fig. 9D) de três diferentes usos do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco. 60
- Figura 10 – Taxa mensal de respiração das raízes (R_R) e da contribuição das raízes (CR) dos três diferentes usos do solo, i.e, CA=Caatinga (Figura 10A), PD=Pastagem (Figura 10B) e SAFs=Agroflorestas (Figura 10C) na região semiárida de Pernambuco. Barras $\pm$ desvio padrão representam R_R , enquanto linhas pontilhadas representam CR em relação à porcentagem da respiração total (R_S). 61
- Figura 11 – Relação entre a respiração do solo, i.e, R_S , R_H , R_R e a umidade do solo (θ_v) para as áreas sob CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas, ao longo do período de avaliação na região semiárida de Pernambuco. Figuras na linha representam as áreas (CA, PD e SAFs), enquanto aquelas na coluna representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R). 62
- Figura 12 – Relação entre a respiração do solo, i.e, R_S , R_H , R_R e a temperatura do solo (T_s) para as áreas sob CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas, ao longo do período de avaliação na região semiárida de Pernambuco. Figuras na linha representam as áreas (CA, PD e SAFs), enquanto aquelas na coluna representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R). 63
- Figura 13 – Variação diurna da respiração ($\pm$ Desvio Padrão) e temperatura superficial do solo ($\pm$ Desvio Padrão) nos três diferentes ambientes de uso do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco durante o período seco. Gráficos nas colunas representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R). 65
- Figura 14 – Variação diurna da respiração ($\pm$ Desvio Padrão) e temperatura superficial do solo ($\pm$ Desvio Padrão) nos três diferentes ambientes de uso do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco durante o período chuvoso. Gráficos nas colunas representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R). 66

Figura 15 – Dinâmica da respiração total, R_S (Fig 15A), heterotrófica, R_H (Fig 15B) e das raízes, R_R (Fig 15C) do solo sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs), na região do semiárido Pernambucano.	99
Figura 16 – Relação entre a respiração (R_S , R_H e R_R) e grau de saturação (S) do solo sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs), na região do semiárido brasileiro	100
Figura 17 – Valores médios diários da respiração total (R_S), heterotrófica (R_H) e das raízes (R_R) e temperatura do solo durante período seco e úmido, sob diferentes usos do solo na região do semiárido Pernambucano. Letras minúsculas entre as áreas dentro do mesmo período e maiúscula entre os períodos da mesma área não diferem entre si pelo teste de tukey a 5% de probabilidade.	101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Descrições das áreas experimentais referentes aos sistemas agroflorestais, localizadas nos municípios de Serra Talhada e Triunfo	42
Tabela 2 –	Propriedades físico-químicas do solo (Média $\pm$ Desvio Padrão) na camada de 0 a 10 cm sob diferentes usos da terra na região do semiárido Pernambucano. Os valores representam uma média dos 4 sítios para CA=Caatinga e PD=Pastagem, e dos 3 sítios de SAFs=Agroflorestas	44
Tabela 3 –	Valores médios do carbono orgânico total (COT : g C kg ⁻¹ de solo), respiração basal do solo (RBS : mg C-CO ₂ kg ⁻¹ h ⁻¹), carbono da biomassa microbiana (Cmic : mg C kg ⁻¹), quociente microbiano (qMic : %), quociente metabólico (qCO ₂ : mg C-CO ₂ g ⁻¹ Cmic h ⁻¹) durante dois períodos (seco e chuvoso), sob diferente usos do solo na região semiárida de Pernambuco.	58
Tabela 4 –	Correlações de Pearson entre as respirações versus umidade volumétrica do solo (θ_v) e temperatura superficial (Ts) dos solos sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs)	64
Tabela 5 –	Parâmetros ajustados das equações exponenciais das respirações anuais do solo (R _S , R _H e R _R , $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e em função da temperatura (Ts, °C) e os valores de Q ₁₀ para os três diferentes usos do solo na região semiárida de Pernambuco.	64
Tabela 6 –	Resistência mecânica do solo à penetração, RP(MPa), em diferentes camadas (0-10, 10-20 e 20-20 cm), durante dois períodos (seco e chuvoso), sob diferente usos do solo (CA, PA e SAF) na região semiárida de Pernambuco.	100

LISTA DE SÍMBOLOS

γ	Constante	Adimensional
β	Constante	Adimensional
m	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
n	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
η	Parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica	Adimensional
θ_i	Umidade volumétrica inicial	$L^3 L^{-3}$
θ_s	Umidade volumétrica saturada	$L^3 L^{-3}$
θ_r	Umidade volumétrica residual	$L^3 L^{-3}$
θ	Umidade volumétrica	$L^3 L^{-3}$
h	Potencial matricial	L
hg	Parâmetro de normalização da curva de retenção	L
S	Sorvidade	$mm\ s^{-0.5}$
Ks	Condutividade hidráulica saturada	$mm\ s^{-1}$
RP	Resistência à penetração	MPa
i_s^{exp}	Taxa de infiltração em estado estacionário	$L\ T^{-1}$
$b_{+\infty}^{end}$	Interceptação	
A	Constante	
C	Constante	L^{-1}
COT	Carbono orgânico total	$g\ kg^{-1}$
RBS	Respiração basal do solo	$mg\ C-CO_2\ kg^{-1}\ h^{-1}$
Cmic	Carbono da biomassa microbiana	$mg\ C\ kg^{-1}$

q_{CO_2}	Quociente metabólico	$mg\ C-CO_2\ g^{-1}\ C_{mic}\ h^{-1}$
q_{Mic}	Quociente microbiano	(%)
R_S	Respiração total	$\mu mol\ CO_2\ m^{-1}\ s^{-1}$
R_H	Respiração heterotrófica	$\mu mol\ CO_2\ m^{-1}\ s^{-1}$
R_R	Respiração das raízes	$\mu mol\ CO_2\ m^{-1}\ s^{-1}$
CR	Contribuição das raízes	(%)
T_s	Temperatura do solo	$^{\circ}C$
CA	Caatinga	
PD	Pastagem degradada	
SAFs	Sistemas agroflorestais	

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	HIPÓTESE	21
1.2	OBJETIVOS	21
1.2.1	Geral	21
1.2.2	Específicos	22
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1	REGIÃO DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO	23
2.2	DEGRADAÇÃO DO SOLO	24
2.3	SISTEMAS AGROFLORESTAIS	25
2.4	MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO	27
2.5	CICLO GLOBAL DE CARBONO DO SOLO	28
2.6	CARBONO ORGÂNICO DO SOLO (COS)	30
2.7	CARBONO DA BIOMASSA MICROBIANA DO SOLO	32
2.8	RESPIRAÇÃO DO SOLO	33
2.9	RESPIRAÇÃO DAS RAÍZES E SUA CONTRIBUIÇÃO NA RESPIRAÇÃO DO SOLO	36
3	MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1	LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS	39
3.2	PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS E COLETA DE DADOS	42
3.2.1	Caracterização das propriedades físico-químicas do solo	44
3.2.2	Propriedades físico-hídricas do solo	45
3.2.2.1	<i>Metodologia Beerkan</i>	45
3.2.2.2	<i>Resistência do solo à penetração (RP)</i>	48
3.2.3	Carbono total e variáveis microbiológicas do solo	48
3.2.3.1	<i>Amostragem do solo</i>	48
3.2.3.2	<i>Carbono orgânico total (COT)</i>	48
3.2.3.3	<i>Respiração basal (Respirometria)</i>	49
3.2.3.4	<i>Carbono da biomassa microbiana (Cmic) do solo</i>	49
3.2.3.5	<i>Quociente microbiano (qMic) e metabólico (qCO₂) do solo</i>	50

3.2.4	Medidas de respiração, umidade e temperatura do solo	50
3.2.5	Modelos matemáticos de respiração do solo	52
3.3	ANÁLISES ESTATÍSTICAS	52
4	RESULTADOS	53
4.1	PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO	53
4.2	CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT) E VARIÁVEIS MICROBIOLÓGICAS DO SOLO	55
4.3	TEMPERATURA, UMIDADE E RESPIRAÇÃO DO SOLO	59
4.3.1	Avaliação diurna de respiração do solo	64
5	DISCUSSÃO	67
5.1	PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO	67
5.2	CARBONO TOTAL (COT) E VARIÁVEIS MICROBIOLÓGICAS DO SOLO . . .	69
5.3	TEMPERATURA, UMIDADE E RESPIRAÇÃO DO SOLO	71
5.3.1	Avaliação diurna de respiração do solo	75
6	CONCLUSÕES	77
	REFERÊNCIAS	78
	APÊNDICE A – RESULTADOS ADICIONAIS	99

1 INTRODUÇÃO

O semiárido brasileiro é considerado como uma das regiões semiáridas mais densamente povoadas do mundo, com aproximadamente 24 milhões de pessoas, o que equivale a 12% da população nacional (IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2017; SOARES et al., 2021). Ocupa uma área de 969.589,4 Km², os quais estão distribuídos em oito Estados da região Nordeste do Brasil e incluindo parte do norte do Estado de Minas Gerais (ROSSATO et al., 2017). As principais características do semiárido brasileiro são a vegetação nativa denominada Caatinga, solos pouco intemperizados, altas temperaturas e irregularidade na distribuição das chuvas, tanto na dimensão temporal quanto espacial.

Nessa região, a pecuária extensiva e a agricultura de subsistência com baixo investimento tecnológico constituem as principais atividades econômicas praticadas pelos agricultores, o que causa uma pressão sobre o bioma caatinga. Apesar da vegetação original da caatinga ser adaptada à região, ela possui baixa produtividade agropecuária. Isso obriga os usuários da terra procurarem outras alternativas para oferecer continuamente forragens aos seus animais. Uma das alternativas é a remoção da vegetação da caatinga para a implantação de pastagem que, durante a época chuvosa, oferece maior quantidade de forragem, no entanto, o manejo inadequado aliado com longos períodos de estiagem resultam na sua degradação.

Estudos evidenciam que a própria conversão da caatinga para áreas de pastagens ou agrícolas, quando mal manejadas, causa degradação do solo e implica na diminuição significativa do carbono orgânico do solo, no aumento das emissões de gases de efeito estufa, no aumento da temperatura, no aumento da compactação, na diminuição da condutividade hidráulica, bem como afeta negativamente a biologia do solo (GIONGO et al., 2011; SCHULZ et al., 2016; LIMA et al., 2020)

As preocupações acerca do avanço da degradação do solo estão cada vez maiores e, pesquisadores em todo mundo têm buscado soluções para diminuir a ação danosa, bem como recuperar ou restaurar as áreas já degradadas. No semiárido brasileiro, a adoção de manejos sustentáveis em prol das reduções dos impactos ambientais e consequentemente da degradação solo, se faz necessário. Os sistemas agroflorestais têm sido visto com uma opção que combina maior adaptação à variabilidade climática, maior retenção de carbono e maior resiliência frente aos eventos de seca (ROBIGLIO; REYES, 2016; URRUTH; BASSI; CHEMELLO, 2022).

Os sistemas agroflorestais (SAFs) são tão antigos quanto a própria agricultura. São sistemas pro-

ductivos que integram o cultivo de árvores e culturas, e em algum momento animais, em combinações interativas (MARTINELLI et al., 2019), proporcionando aos usuários da terra benefícios sociais, econômicos e ambientais adicionais (HILLBRAND et al., 2017). Os SAFs, além produzir alimentos, oferecem vários serviços ecossistêmicos como a mitigação das emissões de gases de efeito estufa pela captura do CO₂ atmosférico, o aumento do carbono orgânico do solo, a conservação da biodiversidade, promovendo melhorias físico-químicas, hídricas e microbiológicas ao solo (NAIR, 1993; FALKOWSKI et al., 2019; CARDINAE et al., 2021; GONÇALVES; SCHLINDWEIN; MARTINELLI, 2021). No entanto, poucos são os estudos sobre como esses sistemas afetam a qualidade do solo no semiárido brasileiro. Um dos indicadores de qualidade do solo sensível a mudança de uso da terra é a sua respiração, pois integra os processos físicos, químicos e biológicos do solo.

A respiração do solo é responsável por parte da emissão de carbono do ecossistema terrestre para a atmosfera, sendo um dos maiores fluxos globais de carbono da biosfera terrestre (EBRAHIMI et al., 2019; CHAMIZO et al., 2022). Estudos relatam que a respiração do solo libera 64 a 94 Pg ano⁻¹ de carbono na atmosfera e que representa até 80% da respiração total terrestre (HANSON et al., 2000; TIRUVAIMOZHI; SANKARAN, 2019). Portanto, a respiração do solo desempenha um papel importante no ciclo global do carbono (MUÑOZ-ROJAS et al., 2016) e constitui um índice muito útil para caracterizar a redução do estoque total de carbono nos ecossistemas e agroecossistemas (DAVIS; COMPTON; STOLT, 2010; FAN; HAN, 2020).

A respiração do solo resulta de vários processos biogeoquímicos inter-relacionados e pode ser dividida em respiração autotrófica (a partir das atividades fisiológicas das plantas e integra a respiração das raízes e fungos micorrízicos associados) e heterotróficas (via da dinâmica da decomposição e mineralização do C orgânico do solo) (MOYANO; MANZONI; CHENU, 2013; MIETTINEN et al., 2017; EBRAHIMI et al., 2019; DUAN et al., 2021), e pode sofrer influência de diversos fatores como é o caso da umidade e temperatura do solo, além dos tipos de vegetação, dos microrganismos do solo, da disponibilidade de substrato, da estrutura dos poros do solo e da mudança no uso da terra (RUBIO; DETTO, 2017; CHEN et al., 2018; GONZÁLEZ-UBIERNA; LAI, 2019; HOU et al., 2021). Algumas pesquisas mostram que, globalmente, a umidade e a temperatura do solo têm sido consideradas os parâmetros abióticos mais importantes para a respiração do solo, porque controlam a decomposição da matéria orgânica, bem como a produção e o efluxo de CO₂ (GUNTIÑAS et al., 2013; YAN et al., 2019; PRASAD; BAISHYA, 2019; YAN et al., 2022).

A umidade do solo, especialmente em ambientes áridos e semiáridos, desempenha um papel importante na respiração do solo porque, além de influenciar a biodisponibilidade do carbono, atua

na sistematização do acesso ao oxigênio, na atividade microbiana do solo, na conectividade dos poros do solo e transporte de massa e água (DAVIDSON et al., 2012; YAN et al., 2019). Tanto o alto quanto o baixo teor de água no solo interferem na taxa de produção de CO₂. O alto teor de água no solo cria uma barreira à difusão gasosa na interface solo-atmosfera, enquanto o baixo teor de água no solo restringe a conectividade poro-água e diminui o transporte de massa de carbono (LIPTZIN; SILVER; DETTO, 2010; DAVIDSON et al., 2012). Estudos demonstram que a respiração do solo é sensível a mudanças na temperatura do solo, pois seu aumento afeta a atividade metabólica de microrganismos (SCHINDLBACHER et al., 2011a). O valor Q₁₀, definido como o aumento na taxa respiratória por 10 °C de aumento na temperatura, é comumente usado para descrever a sensibilidade da respiração do solo à oscilação da temperatura.

Assim, a quantificação da variabilidade espacial e temporal da respiração do solo é necessária para estimar as perdas de carbono nos ecossistemas em escalas global, regional e até local, além de ajudar a entender os mecanismos que controlam essas perdas (PHILLIPS et al., 2017) e como a dinâmica da respiração do solo se comporta com a mudança no uso da terra..

1.1 HIPÓTESE

A agrofloresta é uma opção agroecossistêmica sustentável para a região semiárida, pois confere maior produtividade agropecuária que as áreas de caatinga enquanto mantém maiores estoques de carbono, maior preservação do solo, maior biodiversidade e maior resiliência à seca do que as pastagens.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Neste experimento, foram estudados três sistemas: Caatinga, Pastagem Degradada e Agroflorestas. Pretende-se com isso verificar a resistência agroecológica a eventos extremos como a seca, bem como comparar o uso da prática agroecológica como uma alternativa viável das mudanças de uso da terra, com aqueles submetidos à agricultura convencional.

1.2.2 Específicos

- a) Avaliar a dinâmica sazonal da respiração do solo e suas partições, i.e., respiração heterotrófica e das raízes, sob três diferentes usos da terra na região semiárida Pernambucana;
- b) Analisar a contribuição das raízes na respiração total dos solos sob caatinga, pastagem e sistemas agroflorestais;
- c) Estudar o efeito da umidade e temperatura na respiração do solo;
- e) Obter a sorvidade (S), a condutividade hidráulica saturada (Ks) e a resistência à penetração (RP), sob diferentes usos da terra em período seco e chuvoso;
- d) Avaliar o carbono orgânico total e variáveis microbiológicas do solo das áreas durante período seco e chuvoso;
- f) Analisar o comportamento da respiração dos três sistemas (CA, PD e SAFs) em escala horária durante dois momentos (seco e chuvoso).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 REGIÃO DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

O semiárido brasileiro ocupa uma área de 969.589,4 Km², os quais estão distribuídos em oito Estados da região Nordeste do Brasil, excluindo o Estado do Maranhão e incluindo parte do norte do Estado de Minas Gerais (ROSSATO et al., 2017). Aproximadamente 24 milhões de pessoas vivem nessa região, o que equivale a 12% da população nacional (IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2017), designando-a como uma das regiões semiáridas mais densamente povoadas do mundo (SOARES et al., 2021).

O semiárido é caracterizado por sua vegetação natural ou nativa denominada Caatinga, solos pouco intemperizados, altas temperaturas e irregularidade na distribuição das chuvas, tanto na dimensão temporal quanto espacial. A principal característica da região semiárida é a seca frequente causada pela ausência prolongada de chuvas (BARBOSA; KUMAR; SILVA, 2015; BARBOSA; KUMAR, 2016; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017), o que causa prejuízos consideráveis ao setor agropecuária e, consequentemente à agricultura familiar que é predominante na região.

A produção no semiárido é geralmente caracterizada pela pecuária extensiva e agricultura de subsistência com baixo investimento tecnológico e baixa produtividade (MARENGO, 2008), o que, pela ausência de estratégias, obriga os produtores utilizarem os recursos naturais de forma intensiva e abusiva (SÁ et al., 2010). Isso contribui para o agravamento da degradação de seus solos, principalmente os das áreas de pastagem (PARENTE; PARENTE, 2010). A própria conversão da Caatinga para áreas de pastagens ou agrícolas causa uma diminuição significativa do teor de carbono no solo e, consequentemente a qualidade física, química e biológica do solo (GIONGO et al., 2011; SCHULZ et al., 2016).

Devido a uma falta de incentivo, investimento tecnológico e assistência técnica por parte das instituições competentes no semiárido, o Bioma Caatinga está sob forte ameaça de degradação ambiental devido o aumento da intensidade do uso da terra quando somado às condições edafoclimáticas da região (DUPIN et al., 2018; MARIANO et al., 2018). A Caatinga é um dos biomas brasileiros menos estudados e que conta com menos unidades de conservação (SANTOS et al., 2011). Segundo Antongiovanni, Venticinque e Fonseca (2018), apenas 1,75% da área original da Caatinga é protegida por Unidades de Conservação de Proteção Integral e 7% por Unidades de Conservação de Uso Sustentável. O resultado dessa combinação de fatores é uma diminuição progressiva da cobertura vegetal

desse bioma, implicando na sua degradação (KIILL L. H. P.; PORTO, 2019).

2.2 DEGRADAÇÃO DO SOLO

O solo é um recurso vital para a sobrevivência humana, pois é o meio onde a maioria das plantas cresce, funcionando como depósito armazenador de água e filtro de poluentes, além de desempenhar um papel fundamental na regulação da temperatura do planeta terra (ASIO et al., 2009). De acordo com Thies e Grossman (2006), o solo é também o habitat de uma infinidade de organismos responsáveis pela ciclagem de elementos e manutenção de um ambiente saudável para os seres humanos. Em todo o mundo, solo é um recurso degradado a uma taxa sem precedentes, devido a várias atividades humanas.

A degradação do solo é vista como um grave problema global dos tempos modernos (LAL, 1998; KRASILNIKOV et al., 2016). De acordo com a Avaliação Global da Degradação do Solo (GLASOD), dos 8,7 bilhões de hectares de terras agrícolas, pastagens e florestas, quase 2 bilhões de hectares (22,5%) já foram degradados desde meados do século XX (OLDEMAN, 1994). Steiner e Williams (1996) observaram que a cada ano 5 a 7 milhões de hectares de terras agrícolas em todo o mundo tornam-se improdutivas devido à degradação física e química. O problema é muito mais grave em regiões de clima tropical do que em temperado, uma vez que os solos tropicais são mais propensos à degradação devido às suas propriedades e às condições climáticas predominantes (ASIO et al., 2009; SALIFOU et al., 2015).

A degradação do solo é definida como uma mudança na qualidade do solo, resultando em uma diminuição da capacidade do ecossistema para fornecer bens e serviços para seus beneficiários (GREGORY et al., 2015). De acordo com Stremme (1930), o conceito de degradação do solo foi usado pela primeira vez por Kostychiev e Kortchinski em 1888 para descrever uma mudança natural do solo. Como a degradação natural é lenta, o conceito atual de degradação do solo, de acordo com a GLASOD, enfatiza o processo induzido pelo homem (MIDDLETON; THOMAS, 1992).

Lal (2015) definiu quatro tipos de degradação do solo que são: física; química; biológica e ecológica. A degradação física do solo geralmente resulta em redução de atributos estruturais, incluindo geometria e continuidade dos poros, agravando a suscetibilidade do solo a crostas, compactação, redução da infiltração de água, aumento do escoamento superficial, erosão eólica e hídrica, maiores flutuações da temperatura do solo e maior propensão a desertificação. A degradação química do solo é caracterizada por acidificação, salinização, depleção de nutrientes, redução da capacidade de troca

catiônica (CTC), aumento da toxicidade de Al ou Mn, deficiência de Ca ou Mg, lixiviação de $\text{NO}_3\text{-N}$ ou de outros nutrientes essenciais da planta. A degradação biológica do solo reflete o esgotamento do reservatório de carbono orgânico do solo (COS), a perda de biodiversidade do solo, a redução na capacidade de absorção de carbono no solo e o aumento das emissões de gases de efeito estufa (GEE) do solo para a atmosfera. Uma das consequências mais graves da degradação biológica do solo é que o solo se torna uma fonte líquida de emissões de GEE (CO_2 e CH_4) em vez de sumidouro. A degradação ecológica reflete uma combinação dos três fatores mencionados anteriormente e que levam a perturbações nas funções dos ecossistemas, como ciclagem elementar, infiltração e purificação da água, perturbações do ciclo hidrológico e um decréscimo na produtividade líquida do bioma.

No Brasil, a degradação do solo é bastante evidente principalmente em ambientes semiáridos localizados na maior parte da região Nordeste do país. Essa degradação ocorre devido as ações antropogênicas como desmatamento para fins madeireiras, manejo inadequado do solo, substituição da mata nativa por pastagem, onde muitas vezes a taxa de lotação de animal excede a capacidade de suporte daquele pasto, além de fatores abióticos como alta temperatura, baixa e irregular precipitação pluvial. Cerca de 66% do semiárido brasileiro é atingido por processo de degradação ambiental intensa, com forte pauperização da biodiversidade e rebaixamento geral das formações vegetais (SÁ; FORTIUS; RICHE, 1994). Sendo assim, a adoção de manejos sustentáveis em prol das reduções dos impactos ambientais e consequentemente da conservação do solo, se faz necessário. Estudos apontam os sistemas agroflorestais como um dos manejos sustentáveis devido o seu grande potencial em diminuir a emissão de gases de efeito estufa (GEE), além de aumentar o sequestro de carbono e criar resiliência às mudanças climáticas (GOMES et al., 2020; GUPTA; DAGAR; TEKETAY, 2020; CARDINAEL et al., 2021).

2.3 SISTEMAS AGROFLORESTAIS

Os sistemas agroflorestais (SAFs) são tão antigos quanto a própria agricultura. De acordo com Dagar e Tewari (2016), agrofloresta é uma prática milenar do uso da terra que evoluiu ao longo do tempo desde a idade média. No entanto, essa prática vem sendo negligenciada pelos agricultores para dar espaço à agricultura convencional onde a monocultura em grande escala é adotada. Isso causa pressão sobre as florestas nativas que muitas vezes são derrubadas para a implantação de pastagens. No Brasil, mais de 99 Mha de pastagens apresentam algum grau de degradação, dos

quais mais de 27,5 Mha estão moderadamente degradados e cerca de 42 Mha estão gravemente degradados (LAPIG: IMAGE PROCESSING GEOPROCESSING AND LABORATORY, 2018), o que causa perda de carbono do solo para a atmosfera, refletindo negativamente nas mudanças climáticas.

O Acordo de Paris sobre Mudanças Climáticas, aprovado em 2015, estabeleceu a meta de limitar o aumento médio anual das temperaturas globais a 2 °C ou menos até o final deste século. Para atingir essa meta, é necessário que se reduzam o desmatamento e a degradação ambiental, o que contribui para a redução das emissões de carbono e aumenta o seu sequestro por meio da restauração florestal e do reflorestamento.

Nos últimos tempos, os sistemas agroflorestais têm se tornado cada vez mais objeto de estudo sistemático para encontrar soluções para as taxas alarmantes de perda e degradação do solo em escala global, regional e local (BLINN et al., 2013; URRUTH; BASSI; CHEMELLO, 2022). A adoção desses sistemas tem sido vista como uma das práticas de manejo conservacionista do solo (ROBIGLIO; REYES, 2016).

As agroflorestas são sistemas produtivos que integram o cultivo de árvores e culturas, e em algum momento animais, em combinações interativas (MARTINELLI et al., 2019), proporcionando aos usuários da terra benefícios sociais, econômicos e ambientais adicionais (HILLBRAND et al., 2017). É a prática de incluir plantas perenes lenhosas nos sistemas agrícolas. A incorporação de plantas lenhosas no sistema contribui para a mitigação das mudanças climáticas, aumentando o sequestro de carbono (ABBAS et al., 2017). Esses sistemas são mais sustentáveis pois, além de produzir alimentos, são capazes de restaurar ecossistemas degradados, de preservar a agrobiodiversidade, permitindo que agricultores familiares e comunidades tradicionais cresçam mais resilientes e autossuficientes (GONÇALVES; SCHLINDWEIN; MARTINELLI, 2021).

Segundo Nenova e Behrend (2016), o sistema agroflorestal é o método mais efetivo e eficiente no combate à degradação do solo em ambientes semiáridos. Estudos evidenciam que os fundamentos ecológicos dos sistemas agroflorestais se manifestam na prestação de serviços ambientais, como a conservação do solo, a diversificação de produção, o aumento da matéria orgânica e armazenamento de carbono do solo, a conservação da biodiversidade, o que promove melhorias físico-químicas, hídricas e microbiológicas do solo (NAIR, 1993; NAIR; GORDON; MOSQUERA-LOSADA, 2008; MARTINELLI et al., 2019; FALKOWSKI et al., 2019).

2.4 MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

A matéria orgânica do solo (MOS) é um dos maiores recursos naturais e representa uma chave para a fertilidade do solo, sendo de vital importância para a saúde e o funcionamento ecológico dos (agro) ecossistemas, inclusive os cultivados e os naturais (ONDRASEK et al., 2019). Ela é o produto da acumulação de resíduos de plantas e animais particularmente decompostos e parcialmente sintetizados através da senescência de certos componentes da biomassa acima e abaixo do solo, queda de folhas, ramos e galhos das árvores, com suas respectivas taxas de decomposições (ONTL; SCHULTE, 2012). A MOS é submetida a um conjunto de ações biológicas que promovem a quebra física e a transformação bioquímica de moléculas orgânicas complexas do material morto, em moléculas orgânicas e inorgânicas mais simples (JUMA, 1998; PANIKOV, 2016). Assim, a MOS exerce um papel importante na ciclagem global de carbono, incluindo o sequestro e a emissão do mesmo.

Os vegetais, em geral, são os principais responsáveis pela adição de compostos orgânicos primários ao solo, sintetizados durante o processo da fotossíntese. Dependendo da quantidade e da qualidade dos resíduos depositados no solo, poderá causar aumento no teor de carbono orgânico (GHIMIRE et al., 2017; CHAHAL; Van EERD, 2020). A medida que o material orgânico é depositado na superfície do solo, esses materiais são digeridos pelo micro e macrorganismos, acumulando MOS em diferentes estágios de decomposição (KHATOON et al., 2017).

A MOS apresenta importantes características em virtude da composição da matéria húmica, que além de conter compostos fenólicos e nitrogenados, também é constituída por compostos dos grupos funcionais carboxilas, carbonilas, fenilhidroxilas, aminas, imidazoles, sulfidrila e sulfônicos, provenientes de plantas e produtos microbianos (DUVAL et al., 2018). Nos sítios de adsorção da MOS podem ocorrer a sorção de íons por meio de forças de Van der Waals, pontes de hidrogênio, interações dipolo-dipolo, troca iônica e ligações covalentes (THOMPSON; GOYNE, 2012).

A matéria orgânica afeta as propriedades físicas, químicas e biológicas do solo e consequentemente na sua qualidade em geral (WALSH; MCDONNELL, 2012). De acordo com esses autores, as propriedades influenciadas pela matéria orgânica incluem: estrutura do solo, capacidade de retenção de umidade, diversidade e atividade dos organismos do solo e disponibilidade de nutrientes. A matéria orgânica influencia as condições físicas de um solo de várias maneiras, pois os resíduos de plantas que cobrem a superfície do solo, o protegem da formação de crostas e da impermeabilização promovido pelo impacto da gota de chuva, aumentando assim a infiltração da água da chuva e reduzindo o escoamento. A infiltração da água no solo depende de vários fatores, incluindo agregação e

estabilidade, continuidade e estabilidade dos poros, a existência de fissuras e a condição da superfície do solo (HAGHNAZARI; SHAHGHOLI; FEIZI, 2015). O aumento do teor de matéria orgânica leva a uma melhor agregação e porosidade do solo, no número de macroporos e, portanto, um aumento nas taxas de infiltração (DENEFF, 2005).

A matéria orgânica contribui para a estabilidade dos agregados e poros do solo devido as propriedades de adesão ou aderência dos materiais orgânicos, tais como resíduos bacterianos, géis orgânicos, hifas fúngicas e secreções e moldes de vermes. Além disso, quando misturada com os materiais minerais do solo, influencia consideravelmente para o aumento da capacidade de retenção de água. Especialmente na superfície do solo, onde o teor de matéria orgânica é maior, mais água pode ser armazenada. Os benefícios químicos e nutricionais da matéria orgânica estão relacionados ao ciclo dos nutrientes das plantas e à capacidade do solo de fornecer nutrientes para o crescimento das plantas. A matéria orgânica retém os nutrientes das plantas e impede a sua lixiviação para as camadas mais profundas do solo. Os microrganismos são responsáveis pela mineralização e imobilização de N, P e S da decomposição de matéria orgânica (SCHOWALTER, 2016; HUSEIN et al., 2019). Assim, contribuem para a liberação gradual e contínua dos nutrientes para as plantas. Os nutrientes disponíveis que não são absorvidos pelas plantas são retidos pelos organismos do solo. Em solos com baixo teor de matéria orgânica, esses nutrientes seriam perdidos do sistema pela lixiviação e escoamento superficial.

2.5 CICLO GLOBAL DE CARBONO DO SOLO

O carbono é o quarto elemento mais abundante no universo depois de hidrogênio (H), hélio (He) e oxigênio (O). Os quatros maiores reservatórios de carbono são os oceanos (39.000 Pg), as reservas de combustível fóssil (4.000 a 5.000 Pg), os ecossistemas terrestres (2.100 Pg) e a atmosfera (750 Pg), incluindo a biota e os solos. Os ecossistemas terrestres modificam o balanço do carbono atmosféricos principalmente na interface biosfera-atmosfera-pedósfera por meio de processos ecofisiológicos, hidrológicos e biogeoquímicos, coletivamente chamados de processos ecohidrológicos (GOVIND; KUMARI, 2014). Na atmosfera, o carbono ocorre quase inteiramente na forma de dióxido de carbono (CO_2), com concentrações estimadas em aproximadamente 345 partes por milhões (ppm) em 1985 (DETWILER; HALL, 1988) e 360 ppm em 1995 (KELLING; HERO; DOLL., 1995). Atualmente, as concentrações estão oscilando na faixa de 405 ppm em 2017 (IPCC, 2018) e 407 ppm em 2018 (WMO: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 2018). As concentrações de dióxido de carbono

na atmosfera são muito variáveis, dependendo da hora do dia, da sazonalidade, da latitude e das altitudes. Esse gás é quimicamente estável e tem um tempo de permanência média na atmosfera é de aproximadamente cinco anos, antes de entrar nos oceanos ou na biota terrestre (HOUGHTON; SKOLE, 1990).

Em ecossistemas, o balanço de carbono é controlado principalmente por dois fluxos que são o da fotossíntese e a respiração (GOVIND; KUMARI, 2014). Cientistas descobriram que nos ecossistemas terrestres, o solo (MELILLO et al., 1989; KNAPP et al., 2002) e os animais (HATTENSCHWILER; BRETSCHER, 2008) desempenham papéis importantes na ciclagem de carbono, sendo a vegetação a principal produtora.

Durante a fotossíntese o carbono da atmosfera é fixado na biosfera por intermédio das plantas através das aberturas dos seus estômatos que são controlados por uma variedade de fatores ambientais (TAIZ et al., 2017). Estes fatores incluem a radiação solar, umidade e temperatura do ambiente, concentração atmosférica de CO_2 , disponibilidade de nutrientes, disponibilidade de água no solo e idade da floresta (SCHIMEL, 1995; PRENTICE et al., 2001). As oscilações na concentração de carbono atmosférico e as mudanças correspondentes no clima, alteram as magnitudes de carbono terrestre e vice-versa. Estudos indicam que o aumento do CO_2 atmosférico aumenta a fotossíntese (SCHIMEL; SCHAEFFER, 2012) e, conseqüentemente, aumenta a assimilação de carbono atmosférico pela vegetação terrestre (GONSAMO et al., 2012; GONSAMO; CHEN; D'ODORICO, 2013).

O carbono captado pela vegetação durante a fotossíntese é compartimentado nos galhos, folhas e raízes, funcionando como um reservatório de estoque de carbono. Parte desse carbono estocado é utilizado na respiração de crescimento e manutenção, comumente referida como respiração autotrófica. A outra parte do carbono é adicionada ao solo na forma de serapilheira (GOVIND; KUMARI, 2014) e se associa aos diferentes reservatórios do carbono do solo, embora parte dele seja liberada de volta para atmosfera na respiração microbiana, conhecida como respiração heterotrófica (BOND-LAMBERTY et al., 2018; YAN et al., 2018). Estudos indicam que a biosfera terrestre é um sumidouro líquido do carbono (MULLER et al., 2016; ROCKSTROM et al., 2021). Ações antrópicas como o desmatamento e as queimadas de florestas, as queimas de combustíveis fósseis, a substituição das matas nativas por culturas de interesse econômico sob manejo inadequado, causam distúrbios aos ecossistemas, provocando perda no estoque de carbono do solo e liberando parte dele para a atmosfera na forma de CO_2 .

2.6 CARBONO ORGÂNICO DO SOLO (COS)

O carbono orgânico do solo (COS) é um dos componentes importantes do ciclo global de carbono nos ecossistemas terrestres, sendo o componente principal da matéria orgânica do solo (MOS) (BRADY; WEIL, 1996). O aporte do COS está diretamente relacionado à entrada do material orgânico graças a fauna e a flora do solo, podendo persistir por décadas, séculos ou milénio (FAO, 2017). Como indicador da qualidade do solo, o COS é extremamente importante por suas contribuições na produção de alimentos, mitigação e adaptação às mudanças climáticas, entre outros. Pesquisas apontam que a reserva do COS é capaz de armazenar 1500 Pg de carbono nos primeiros metros do solo, tendo assim mais conteúdo de carbono que a atmosfera (750 Pg) e vegetação terrestre ($\cong$ 500 Pg) juntas (FAO; ITPS, 2015). Esse extraordinário reservatório de COS não é estático, mas está circulando constantemente entre as diferentes reservas globais de carbono em diversas formas moleculares (KANE, 2015).

Em princípio, a quantidade de COS armazenada em um determinado solo depende do equilíbrio entre a quantidade de C que entra no solo e a que deixa o solo como gases respiratórios baseados em C da mineralização microbiana e, em menor escala, da lixiviação do solo como o carbono orgânico dissolvido. Localmente, o C também pode ser perdido por erosão ou obtido por deposição ao solo, o que leva à redistribuição do C no solo nas escalas local, de paisagem e regional. Portanto, os níveis de armazenamento do COS são controlados principalmente pelo gerenciamento da quantidade e tipo de resíduos orgânicos que entram no solo (ou seja, a contribuição do C orgânico para o sistema do solo) e minimizam as perdas de C do solo (FAO; ITPS, 2015).

O estoque de C no solo compreende frações intimamente associadas aos minerais, até frações mais lábeis, pouco ou não associadas à fração mineral, como os resíduos vegetais existentes entre e dentro de agregados do solo (SAUSEN et al., 2013; LEAL et al., 2015). O COS é dividido em diferentes grupos de acordo com a sua estabilidade física e química (FAO; ITPS, 2015; O'ROURKE et al., 2015): a) Reserva rápida (reserva lábil ou ativa) - Após a incorporação de carbono orgânico fresco no solo, a decomposição resulta na perda de uma grande proporção da biomassa inicial em 1-2 anos. b) Reserva intermediária - Contém carbono orgânico processado por microrganismos parcialmente estabilizados em superfícies minerais e/ou protegidos dentro de agregados, com tempos de rotação na faixa de 10 a 100 anos. c) Reserva lenta (reserva refratária ou estável) - COS altamente estabilizada, entra em um período de rotação muito lenta de 100 a 1000 anos. Os níveis do C no solo são controlados por uma série de fatores, como clima, topografia, organismos, biota do solo, textura e estrutura do

solo (SCHOONOVER; CRIM, 2015; WIESMEIER et al., 2019).

As condições climáticas, em especial, a temperatura e a chuva são os principais impulsionadores do armazenamento do COS em nível global, bem como em amplas escalas (sub) regionais, afetando tanto a entrada do carbono no solo como a decomposição do COS. A precipitação determina a produção primária líquida em muitos ambientes terrestres com limitação hídrica e, portanto, a entrada de C no solo. A umidade do solo potencializa o acúmulo de COS, ao interferir no desenvolvimento das plantas, que por sua vez influenciam na quantidade de C adicionada nos solos (ZHOU et al., 2016a), bem como na sua taxa de decomposição (O'BRIEN et al., 2015). A disponibilidade da água e sua distribuição espacial na matriz do solo podem afetar a acessibilidade espacial e a degradabilidade do COS para os decompositores, e consequentemente alterar o processo de decomposição (GOEBEL et al., 2011). A umidade não controla apenas a produção primária líquida e entrada de COS, mas também a atividade microbiana e a saída do COS. Tanto o baixo como o alto teor de água do solo reduzem a atividade microbiana devido a redução da disponibilidade de substrato e do acesso a oxigênio, respectivamente, favorecendo o acúmulo de COS. Assim, a umidade do solo foi identificada como fator decisivo para a distribuição espacial do COS em vários estudos (MEERSMANS et al., 2008; VASQUES et al., 2010; MAYES et al., 2014).

A temperatura afeta em grande parte a decomposição microbiana da matéria orgânica, já que seus atributos moleculares têm alta sensibilidade intrínseca à temperatura (DAVIDSON; JANSSENS; LUO, 2006; CONANT et al., 2011). Vários estudos indicaram uma diminuição do COS com temperaturas crescentes (SMITH et al., 2005; SLEUTEL; NEVE; HOFMAN, 2007; KOVEN et al., 2017). Estudos apontam forte influências combinadas desses fatores, onde os estoques de COS são geralmente mais altos sob condições de clima temperada e diminuem em clima mais quentes e secos tanto na escala global, quanto na sub-escala regional (ROSSEL et al., 2014; DE BROGNIEZ et al., 2014; HOBLEY et al., 2015; GRAY; BISHOP; WILSON, 2015).

As características do relevo desempenham um papel crucial para o estoque do COS, pois elas controlam parte das chuvas que é infiltrada ou escoada, os caminhos do fluxo de água, o acúmulo e a descarga de água em uma bacia hidrográfica, por exemplo, além de contribuir significativamente para os processos de erosão (WIESMEIER et al., 2019). De acordo com esses mesmos autores, locais com baixa declividade e curvaturas côncavas favorecem para o acúmulo de água, enquanto encostas íngremes e curvaturas convexas levam a uma maior descarga de água. Os caminhos de fluxo de água são determinantes para desencadear a erosão e a redistribuir a água no solo, que por sua vez podem ter efeitos profundos no estoque de COS em paisagens dinâmicas (SEIBERT; STENDAHL; SORENSEN,

2007; DOETTERL et al., 2016). A topografia influencia ainda mais o microclima local que, por sua vez, interferem no COS em escalas locais. Embora vários estudos tenham abordado a relação entre COS e topografia, informações quantitativas sobre suas interações ainda são escassas (SENTHILKUMAR; KRAVCHENKO; ROBERTSON, 2009).

2.7 CARBONO DA BIOMASSA MICROBIANA DO SOLO

A população microbiana do solo composta por bactérias, fungos e microfauna é denominada como biomassa microbiana do solo (BMS), sendo intimamente relacionada à reserva de matéria orgânica do solo (MOS) e à fertilidade do solo, e por isso responde rapidamente às práticas que levam ao decréscimo ou acréscimo da MOS. A biomassa microbiana corresponde a componente vivo da matéria orgânica do solo (JENKINSON; LADD, 1981; ANDERSON; DOMSCH, 1989; SMITH; PAUL, 1990).

A biomassa microbiana do solo (BMS), excluindo raízes de plantas e animais maiores que $5 \times 10 \mu\text{m}$, representa, em média, de 2 a 5% do carbono orgânico total do solo (VANCE; BROOKES; JENKINSON, 1987) e de 1 a 5% do N total do solo (SMITH; PAUL, 1990). É essencial nos processos de decomposição de resíduos, pois além de atuar na estabilização de agregados do solo e na formação da MOS humificada, representa a fonte lábil de nutrientes às culturas (DICK et al., 2009). Para Dwivedi e Soni (2011), a biomassa microbiana do solo é um componente vital do solo, atuando como fonte e sumidouro dos nutrientes disponíveis para as plantas, além de catalisar as transformações desses nutrientes no solo.

Estudos recentes apontam para uma redução da biomassa microbiana em ambientes mais estressados ou perturbados, como pastagem e plantio convencional, quando comparados à mata nativa (NUNES et al., 2012; FANG et al., 2014; LEPCHA; DEVI, 2020). Portanto, a quantificação da biomassa microbiana fornece indicações sobre a dinâmica das populações microbianas do solo.

Diversos métodos têm sido utilizados para quantificar o carbono da biomassa microbiana. Dentro desses métodos estão: a) microscopia direta (biovolume); b) ATP=trifosfato de adenosina c) fumigação-incubação (FI), descrito por Jenkinson e Ladd (1981); d) fumigação-extração (FE), descrito por Vance, Brookes e Jenkinson (1987) e; e) respiração induzida por substrato, descrito por Anderson e Domsch (1978). Contudo, os métodos mais utilizados são os de fumigação-incubação (JENKINSON; POWLSON, 1976a; JENKINSON; POWLSON, 1976b) e fumigação-extração (VANCE; BROOKES; JENKINSON, 1987), baseados na esterelização parcial (fumigação) de amostras de solos com

clorofórmio.

No método FI, a determinação do tamanho da biomassa microbiana é feita com base no fluxo de CO_2 liberado das amostras fumigadas e não fumigadas pós um período de incubação de 10 dias. Já, no método FE, essa determinação é feita com base na quantificação do C orgânico das amostras do solo fumigadas e não fumigadas, e são extraídos por uma solução de K_2SO_4 (sulfato de potássio) e quantificados por uma solução de dicromato e H_2SO_4 (VANCE; BROOKES; JENKINSON, 1987)

Oliveira, Mendes e Vivaldi (2001) destacaram que ambos os métodos (FI e FE) possuem limitações, vantagens e desvantagens. A principal vantagem do método FI está na simplicidade analítica e no fato que os valores da taxa de respiração microbiana (liberação de CO_2) também podem ser determinados. As limitações consistem no fato de que o FI não deve ser utilizada em áreas com adições recentes de material orgânico, bem como solos com pH em água inferior a 5 (MARTENS, 1995). No caso do método FE, a principal vantagem é que não há dependência fisiológica da comunidade microbiana do solo. Outra vantagem é que FE utiliza um processo único de extração envolvendo, simultaneamente, todos os grupos de microrganismos, enquanto que os outros métodos envolvem, em geral, a extração de compostos específicos para a determinação de BM de grupos pré definidos de microrganismos (SEGANFREDO, 1999). Já, as desvantagens do FE estão na complexidade da extração do C orgânico, por ser um processo trabalhoso e que envolve utilização de produtos tóxicos, como o dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$).

2.8 RESPIRAÇÃO DO SOLO

O termo respiração do solo representa uma proporção de CO_2 emitido para atmosfera e é o principal caminho para que o CO_2 fixado pelas plantas retorne à atmosfera (HOGBERG; READ, 2006). A respiração do solo libera carbono para a atmosfera na magnitude de 68 a 80 Pg ano^{-1} (RAICH; SCHLESINGER, 1992; RAICH; POTTER; BHAGAWATI, 2002), o que é 10 vezes o da queima de combustíveis fósseis (SCHLESINGER; BERNHARDT, 2020). Portanto, a respiração do solo desempenha um papel importante no ciclo global de carbono, constituindo-se num índice bastante útil para caracterizar a diminuição do estoque de carbono total dos sistemas de produção agrícola (DAVIS; COMPTON; STOLT, 2010). A respiração do solo, também conhecida como o efluxo de CO_2 na interface solo-atmosfera, é decorrente de vários processos biogeoquímicos interrelacionados e que governam a produção de efluxo de CO_2 autotrófico por meio de raízes de plantas e fungos micorrízicos associados, enquanto que o efluxo de CO_2 heterotrófico é governado pela micro e macro biota do

solo (SCHLESINGER; ANDREWS, 2000; RYAN; LAW, 2005; SUBKE; INGLIMA; COTRUFO, 2006; TALMON; STERNBERG; GRUNZWEIG, 2011; MOYANO; MANZONI; CHENU, 2013; MIETTINEN et al., 2017). Estudos relatam que a respiração do solo é responsável por até 80% da respiração terrestre total e é o maior fluxo de CO₂ dos ecossistemas terrestres para a atmosfera (RAICH; SCHLESINGER, 1992; HANSON et al., 2000).

A quantificação da variabilidade espacial e temporal da respiração do solo é necessário para estimar as perdas de carbono nos ecossistemas em escala regional global e mesmo local, além de auxiliar na compreensão dos mecanismos que controlam essas perdas (PHILLIPS et al., 2017). O solo é uma mistura complexa e espacialmente heterogênea de minerais e de elementos orgânicos como serapilheira, raízes e microrganismos. Cada um desses componentes responde diferentemente à variabilidade ambiental (LI; YANG; FANG, 2013) e é unicamente acoplado a outros processos, como a ciclagem de nutrientes (SAYER et al., 2011), gerando um amplo espectro de taxas de emissão de CO₂. Até esse exato momento, um número substancial de estudos foi realizado para identificar os principais fatores determinantes do fluxo de CO₂ do solo (WANG; YANG; ZHANG, 2006; TANG et al., 2015; CHEN et al., 2018; GONZÁLEZ-UBIERNA; LAI, 2019). Variáveis climáticas como a chuva e radiação solar causam uma grande variabilidade temporal na respiração do solo, influenciando a umidade do solo, temperatura, e muitos processos bióticos, tipo de vegetação, microrganismos do solo, dinâmica da serapilheira e a física do solo (RUBIO; DETTO, 2017). Por outro lado, algumas pesquisas revelam que a umidade e a temperatura do solo são os principais motores ecológicos que controlam a decomposição da matéria orgânica, bem como a produção e emissão de CO₂ (GERENYU et al., 2005; GUNTIÑAS et al., 2013).

A umidade do solo é uma das variáveis mais importantes, pois regula a produção e o transporte de CO₂ em ecossistemas terrestres (MOYANO; MANZONI; CHENU, 2013). Ela influencia na biodisponibilidade do carbono orgânico do solo, na dinâmica do acesso ao oxigênio (MOYANO; MANZONI; CHENU, 2013; YAN et al., 2016), na conectividade poro-água e, conseqüentemente, no transporte de massa do carbono orgânico no solo (DAVIDSON et al., 2012). Em ambientes semiáridos, caracterizados por baixas precipitações, a umidade do solo é provavelmente o fator abiótico mais importante para a respiração do solo (XU; BALDOCCHI; TANG, 2004; BORKEN; MATZNER, 2009). O efluxo de CO₂ do solo pode ser restringido ou suprimido tanto por alto quanto por baixo teor de água no solo (LI; XU; ZOU, 2006; SOTTA et al., 2006). O alto teor de água no solo cria uma barreira à difusão de gás na interface solo-atmosfera, limitando a saída de CO₂ e o suprimento de oxigênio (LIPTZIN; SILVER; DETTO, 2010), reduzindo assim a produção e difusão de CO₂ (DAVIDSON et al., 2012). O baixo teor

de água no solo restringe a conectividade poro-água e diminui o transporte de massa de carbono orgânico, reduzindo sua biodisponibilidade (DAVIDSON et al., 2012). Diversas relações não lineares têm sido observadas entre a taxa de respiração do solo e o conteúdo de água no solo (CONTOSTA et al., 2016; MIAO et al., 2017), indicando condições ótimas para a decomposição microbiana e a respiração de raízes em condições de umidade intermediária, ou seja, quando o solo está na capacidade do campo.

Estudos apontam que logo após um evento de chuva ocorre um aumento significativo do fluxo do CO₂, impulsionado pela infiltração e redistribuição da água que força a saída do CO₂ presente nos poros, e após algumas horas, há uma queda brusca no fluxo, que se dá devido a uma camada de proteção que a água faz no solo, evitando assim a emissão do CO₂ para a atmosfera (DAVIDSON; JANSSENS; LUO, 2006; DENG et al., 2017; DARROUZET-NARDI et al., 2018). A emissão do CO₂ vai aumentando à medida que a água vai sendo evaporada, para a atmosfera, e drenada para o lençol freático, fazendo com que os poros fiquem livres para reestabelecer as condições aeróbicas e proporcionar um ambiente favorável às atividades microbianas do solo (FERRENBURG; TUCKER; S.C., 2017; THOMAS et al., 2022).

A temperatura é outro agente abiótico que atinge fortemente a respiração do solo. Muitos pesquisadores consideram que a umidade e a temperatura são as principais fontes controladoras da respiração no solo (JANSSENS et al., 2001; ALMAGRO et al., 2009; CRAINE; GELDERMAN, 2011; GUNTIÑAS et al., 2013; HOU et al., 2021). Esses dois agentes físicos quase que atuam de maneira combinada no processo da respiração no solo, pois não adianta o solo estar úmido se a temperatura está baixa, e assim também a temperatura ideal quase não tem efeito na respiração se o solo não estiver úmido. A temperatura do solo interfere na produção do CO₂ no solo, pois o aumento rápido da temperatura provoca acréscimo nas taxas de respiração das raízes (ATKIN; EDWARDS; LOVEYS, 2000; NYBERG; HOVENDEN, 2020) e na atividade metabólica dos microrganismos, reduzindo assim a eficiência do uso de carbono (SCHINDLBACHER et al., 2011b; SCHINDLBACHER; JANDL; SCHINDLBACHER, 2013). Vários estudos têm mostrado que a temperatura influencia significativamente a respiração do solo, que respondeu positivamente conforme a temperatura aumentou (ZHOU et al., 2016b; CAPEK et al., 2019; LI et al., 2019).

Estudos preveem que a temperatura global da superfície continue aumentando em cerca de 4 °C até o final deste século, o que acelerará particularmente os ciclos de carbono dos ecossistemas terrestres (VUUREN et al., 2009; BOND-LAMBERTY et al., 2018). As respostas do efluxo de CO₂ do solo ao aquecimento global é sensível a pequenas mudanças na relação entre a temperatura do

solo e a respiração do solo (DAVIDSON; JANSSENS; LUO, 2006; HANSEN et al., 2010). A maioria dos modelos de simulação de ciclos de carbono regionais e globais utiliza um coeficiente Q_{10} (definido como o aumento na taxa respiratória por 10 °C de aumento na temperatura) único para expressar a relação entre a respiração do solo e a temperatura (LLOYD; TAYLOR, 1994; KIRSCHBAUM, 2006). No entanto, Q_{10} varia entre ecossistemas e faixa de temperatura (WANG; YANG; ZHANG, 2006).

Segundo Sotta et al. (2006), a temperatura não explicaria a grande variação de fluxo de CO_2 observada, já que essa variável sofre pouca oscilação nos trópicos. Entretanto, quando se leva em consideração o fluxo de CO_2 em diferentes sistemas de produção, onde a mata nativa é substituída por pastagem, a temperatura pode exercer papel significativo na variação do fluxo de CO_2 , devido às áreas de pastagens, principalmente quando degradadas, serem mais expostas às radiações solares, aumentando assim a temperatura do solo. O inverso pode ser observado nos solos cobertos por matas nativas ou solos submetidos ao sistema agroflorestal (SOTTA et al., 2006).

2.9 RESPIRAÇÃO DAS RAÍZES E SUA CONTRIBUIÇÃO NA RESPIRAÇÃO DO SOLO

As plantas respiram alguns dos compostos de carbono que foram gerados durante os processos fotossintéticos (TAIZ et al., 2017). A respiração das plantas acontece não apenas nas folhas, mas também através do sistema radicular, onde o oxigênio (O_2) nos poros do solo se difunde nos pelos radiculares e é transportado para todas as partes das raízes que usam os fotossintatos durante a respiração para suas várias funções, como absorção de nutrientes e manutenção e crescimento de seus tecidos (PREGITZER et al., 2007; BEN-NOAH; FRIEDMAN, 2018). O dióxido de carbono (CO_2) formado é então liberado no solo, difundindo-se pelos poros para a atmosfera.

A respiração das raízes (R_R) é uma interação de três componentes, sendo de manutenção, de crescimento e respiração rizosférica (PREGITZER et al., 2007). A respiração de manutenção é gerada pela energia pela respiração, necessária para manter as raízes vivas. A respiração do crescimento da raiz é a parte usada para fornecer energia para raízes crescentes e novos tecidos. A respiração rizosférica é a respiração de micróbios que vivem na rizosfera (a zona do solo em torno de raízes), onde as raízes influenciam atividades biológicas e químicas. Os micróbios na rizosfera, que usam raiz exsudados por sua respiração, estão envolvidos na ciclagem de nutrientes e mantendo a fertilidade do solo.

A importância de se quantificar a respiração da raiz não pode ser negligenciada, pois contribui para uma média de 50% da respiração total do solo, tornando-a um componente essencial do ciclo

global de carbono (HANSON et al., 2000). De acordo com esses mesmo autores, a contribuição das raízes pode variar de 10 a 90% dependendo dos tipos de plantas dominantes em um ecossistema e das condições sob as quais as plantas estão submetidas. Sendo assim, quantificar a respiração radicular e sua contribuição para a respiração total se faz necessária.

A quantificação da contribuição das raízes (CR) segue uma variedade de abordagens que podem ser subdivididas em três grandes categorias de métodos (HANSON et al., 2000).

a) Integração de componentes

Envolve a separação dos constituintes do solo que contribuem para o efluxo de CO_2 (ECO_2), isto é, raízes, solo e liteira, seguido por medições das taxas específicas do efluxo de CO_2 de cada componente. A taxa de cada componente são então multiplicada pela sua respectiva massa, e somadas para produzir um total integrado de respiração do solo (eq 2.1). Notadamente, a integração de componentes também inclui uma medição in situ do efluxo total de CO_2 do solo para comparação. Se a soma integrada das partes componentes estiver em boa concordância com o ECO_2 total medido, então as estimativas dos componentes a partir dos dados são consideradas válidas. Edwards e Harris (1977) usaram a abordagem modificada e encontraram boa concordância entre o ECO_2 ($1565 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e integração de fluxo de componentes ($984\text{-}1042 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) em uma floresta. A característica distintiva e a limitação potencial da abordagem de integração de componentes é que as taxas respiratórias específicas da raiz são medidas in vitro. As equações abaixo explicam a metodologia da integração de componente para estimar a contribuição das raízes (CR) na respiração total do solo:

$$\text{ECO}_2 = (T_L \cdot m_L) + (T_R \cdot m_R) + (T_s \cdot m_s) \quad (2.1)$$

$$R_R = (T_R \cdot m_R) \quad (2.2)$$

$$\text{CR}(\%) = \left(\frac{R_R}{\text{ECO}_2} \right) \cdot 100 \quad (2.3)$$

sendo, ECO_2 = respiração total, T_L = taxa da liteira, m_L = massa da liteira, T_R = taxa das raízes, m_R = massa das raízes, T_s = taxa do solo, m_s = massa do solo, R_R = respiração das raízes e CR = contribuição das raízes.

A desvantagem da integração de componentes é o impacto da separação física de cada componente do solo. O uso do método de integração de componentes força a pessoa a lidar com taxas

específicas de massa medidas que podem não refletir os níveis in situ. A remoção de serapilheira pode modificar o conteúdo de água na superfície do solo e inadvertidamente impactar a contribuição dos heterótrofos do solo.

b) Exclusão de raízes

É qualquer procedimento que calcule o CR indiretamente, medindo a respiração do solo com e sem a presença de raízes, ou seja, sem medições diretas do tecido radicular exposto. As equações descrevendo a abordagem de medição de exclusão de raízes para estimar CR são as seguintes:

$$R_R = ECO_2(Total) - ECO_2(Het) \quad (2.4)$$

$$CR(\%) = \left(\frac{ECO_2(Total) - ECO_2(Het)}{ECO_2(Total)} \right) \cdot 100 \quad (2.5)$$

sendo, CR(%) a contribuição das raízes em porcentagem; $ECO_2(Total)$ a respiração total e $ECO_2(Het)$ a respiração heterotrófica ou sem a presença de raízes em $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

A desvantagem desse método é que geralmente resulta em uma descarga inicial de CO_2 do solo após a perturbação e, leva tempo para que as taxas de difusão e de produção de CO_2 voltem ao equilíbrio. No entanto, essa técnica "Exclusão de Raízes" é mais amplamente usada para separar os componentes autotróficos e heterotróficos da respiração do solo do que os métodos de marcação isotópica porque é mais direta.

c) Métodos isotópicos

Os métodos isotópicos estimam a contribuição relativa das raízes e da decomposição da matéria orgânica do solo para a respiração total, sendo classificados como: (1) marcação por pulso, (2) marcação por pulso repetido e (3) marcação contínua. Tanto o carbono radioativo-14 (^{14}C) quanto o carbono estável-13 (^{13}C) são utilizados para rastrear as origens da respiração total do solo. Embora esses métodos dependam em graus variáveis do balanço de massa, as três técnicas produzem tipos ligeiramente diferentes de informações sobre a alocação de C da planta e a contribuição da respiração radicular para da respiração total do solo (MEHARG, 1994). Tanto a escolha de um método de isótopo quanto o momento das adições do traçador podem ser críticos para interpretações do papel das raízes em contribuir para o efluxo de CO_2 do solo.

As abordagens isotópicas têm uma vantagem clara sobre outros métodos porque limitam a perturbação do solo e das raízes, mas essa vantagem vem com um aumento substancial no custo e complexidade das análises.

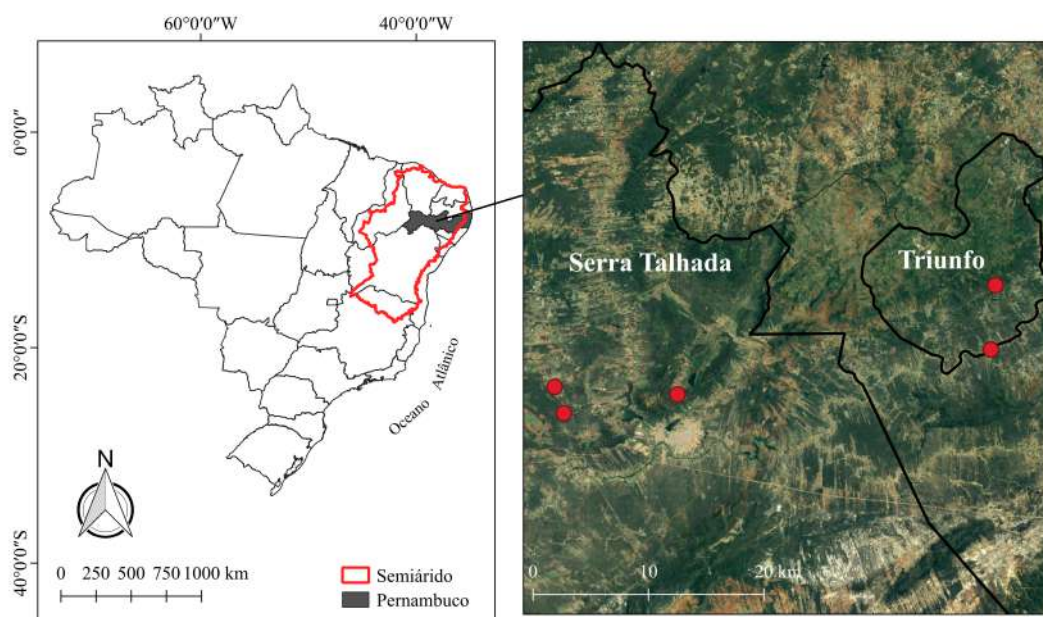
3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS

O trabalho foi conduzido entre Novembro 2018 e Maio 2021 em três diferentes usos do solo: Caatinga densa (CA), Pastagem Degradada (PD) e Sistemas Agroflorestais (SAFs), localizados no município de Serra Talhada e no município limítrofe de Triunfo, Microrregião do Vale do Pajeú, bacia hidrográfica do Rio Pajeú, a qual está inserida, em sua totalidade, no Estado de Pernambuco (Figura 1).

Serra Talhada está localizada na latitude $07^{\circ}59'31''$ Sul, longitude $38^{\circ}17'54''$ Oeste do Meridiano de Greenwich, a uma altitude de 429 metros. O clima local, segundo a classificação de Köppen adaptada para o Brasil, é do tipo Bsw h' (ALVARES et al., 2013), significando semi-árido quente e seco, com precipitação ocorrendo entre dezembro e maio. A precipitação média anual é de 642 mm (SOUZA et al., 2016), e as temperaturas médias mensais do ar variam entre 23,6 e 27,7 °C. Em Triunfo, as duas áreas experimentais estudadas, nomeadas Sitio Souto e Areal, estão situadas na parte baixa do município, a uma altitude de 466 e 446 cada um, respectivamente. Essas áreas têm características edafoclimáticas semelhantes às de Serra Talhada e localizadas nas coordenadas $07^{\circ}52'03''$ Sul - $38^{\circ}02'18,4''$ Oeste e $07^{\circ}55'05''$ Sul - $38^{\circ}02'54,9''$ Oeste.

Figura 1 – Mapa do Brasil com indicação da região semiárida, estado de Pernambuco e as áreas experimentais localizados nos municípios de Serra Talhada e Triunfo.



A CA é uma vegetação nativa, estando sob preservação, ou seja, sem extração de madeiras desde aproximadamente três décadas e possui uma área estimada a 270 ha. Ela está situada nas coordenadas geográficas 7°58'5,20" Sul e 38°23'2,62" Oeste e altitude de 430 m. A vegetação é composta, na sua maioria, por espécies caducifólias como angico (*Anadenanthera colubrina*), baraúna (*Schinopsis brasiliensis*), catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), jurema-preta (*Mimosa tenuiflora*), marmeleiro (*Croton sonderianus*), pau-ferro (*Caesalpinia ferrea*), pereiro (*Aspidosperma pyrifolium*), entre outras (Figura 2). Os solos predominantes da área são classificados como *Luvisolo Crômico* (SANTOS et al., 2018).

Figura 2 – Vegetação nativa da caatinga durante período chuvoso e seco, Fazenda Buenos Aires, Serra Talhada-PE



Fonte: Autor (2022)

A área de PD, situada nas coordenadas 7°56'50,53" Sul e 38°23'29,11" Oeste e altitude de 450 m, foi introduzida em 1995 com capim-buffel e capim-corrente (*Cenchrus ciliaris* L. e *Urochloa mosambicensis* Hack. Dândi, respectivamente). Porém, devido às condições climáticas da região (altas temperaturas e longos períodos de estiagem), manejo inadequado, pressão sobre o pasto pelos animais, processos erosivos sucessivos, a área encontra-se atualmente em estado de degradação, apresentando boa parte do solo exposto à radiação direta do sol e à chuva, além da ocupação por vegetação nativa espontânea (Figura 3). O solo predominante da pastagem é o *Luvisolo Crômico* (SANTOS et al., 2018).

Os SAFs, localizados em Serra Talhada (Sitio Lajinha) e em Triunfo (Sitio Souto e Areal), foram implantados por agricultores familiares e destinam-se à recuperação de áreas previamente desmatadas e abandonadas, e à produção de alimentos orgânicos tanto para o consumo humano próprio quanto para abastecer o mercado agroecológico desses municípios. Além disso, essas áreas são destinadas à produção de forragens para a alimentação animal. Eles são compostos por várias espécies de plantas

Figura 3 – A pastagem degradada durante período chuvoso e seco, Fazenda Lagoinha, localizada no município de Serra Talhada-PE



Fonte: Autor (2022)

como as C4 cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum*) e capim elefante (*Pennisetum purpureum*), as frutíferas como a manga (*Mangifera indica*), acerola (*Malpighia emarginata*), romã (*Punica granatum*), mamão (*Carica papaya*), limão (*Citrus limon*), laranja, goiaba (*Psidium guajava*), etc., algumas famílias de fabaceae como a leucena (*Gliricidia sepium*) e sabiá (*Mimosa caesalpinhiifolia* Benth.), alguns plantas CAM (palma forrageira), hortaliças (alface e coentro), entre outras (Figura 4, Tabela 1).

Figura 4 – Áreas sob sistemas agroflorestais: A) Sítio Lajinha (Serra Talhada); B) Sítio Areal (Triunfo) e C) Sítio Souto (Triunfo)



Fonte: Autor (2022)

Tabela 1 – Descrições das áreas experimentais referentes aos sistemas agroflorestais, localizadas nos municípios de Serra Talhada e Triunfo

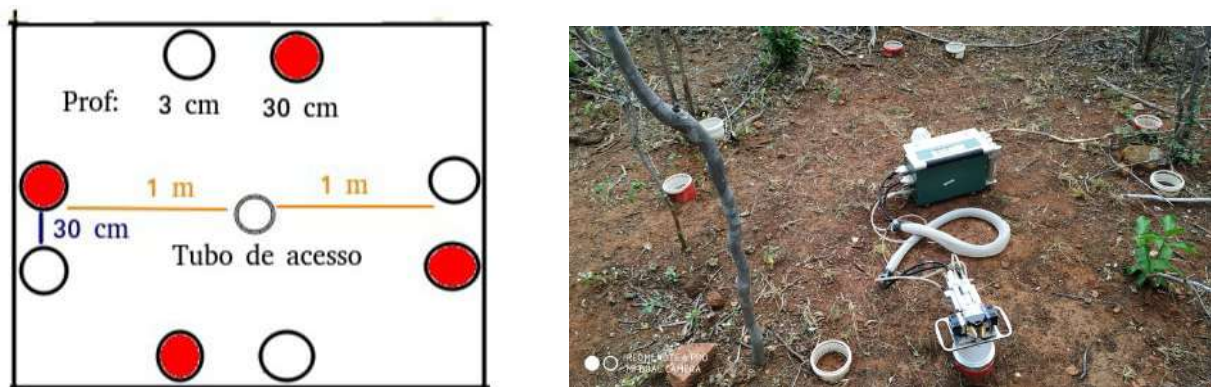
Nome do local	Lajinha	Areal	Souto
Coordenadas geográficas	07°53'49,5"S 38°19'54,4"O	07°52'03"S 38°02'18,4"O	07°55'05"S 38°02'54,9"O
Tempo de implantação	13 anos	11 anos	15 anos
Ordem do solo	Neossolo Flúvico	Neossolo Flúvico	Neossolo Litólico
As culturas	Banana, Caju, Laranja, Milho, Acerola, Pinha, Goiaba, Graviola, Limão, Maracujá, Manga, Coco, Umbu, Cana, Seriguela, Noni, Capim, Palma, Sabiá, Gliricídia, Caraibeira, Angico, Ingazeira, Feijão, Macaxeira, Juazeiro, Urucu, Aroeira, Maniçoba, Mandacaru, Quiabo, Sorgo, Alface e Coentro.	Banana, Caju, Laranja, Acerola, Pinha, Goiaba, Coco, Graviola, Manga, Palma, Angico, Sabiá, Gliricídia, Nim e Macaxeira.	Banana, Caju, Laranja, Milho, Acerola, Pinha, Goiaba, Graviola, Mexerica, Limão, Maracujá, Palma, Jurema Preta e Leucena.

3.2 PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS E COLETA DE DADOS

Em cada área dos sistemas pré-descritos, sítios experimentais foram permanentemente instalados com o objetivo principal de monitorar a respiração, a umidade e a temperatura do solo. Em função de representatividade espacial das áreas encontradas, foram instalados 4 sítios experimentais na CA (270 ha) e PD (18 ha), e apenas 1 sítio em cada de SAF (< 0,5 ha), totalizando 11 sítios. Os sítios foram mantidos equidistantes a 300 e 150 metros nas áreas de CA e PD, respectivamente. Enquanto que nos SAFs os sítios experimentais ficaram no centro. Em cada sítio ($\cong 4 \text{ m}^2$) foram mantidos 8 colares de PVC inseridos no solo para as medidas de respiração, sendo distribuídos nas direções Norte, Sul, Leste e Oeste; além de um tubo de acesso para as medidas de umidade do solo no centro (Figura 5).

Como uma das pretenções do experimento é particionar a respiração total do solo em respirações heterotrófica e das raízes, dois tipos de colares de PVC, ajustáveis à câmara do IRGA, foram instalados, sendo 4 colares de PVC fixados a apenas 3 cm da superfície do solo, para obter a respiração total (R_S), e 4 colares inseridos até 30 cm de profundidade, para a respiração sem raízes, ou seja, a respiração heterotrófica (R_H) (Figura 5). Nas laterais dos colares de PVC mais profundos (30 cm), janelas revestidas com tela de náilon de 0,5 μm permitiram a migração microbiana, bem como a difusão gasosa e hídrica para o seu interior.

Figura 5 – Instalação dos colares de PVC para particionar a respiração. Colares na cor branca (3 cm) são para medir a respiração total (R_S), enquanto aqueles na cor vermelha (30 cm) são para a respiração heterotrófica (R_H), e no centro um tubo de acesso para obter a umidade do solo



Fonte: Autor (2022)

Como a respiração integra os processos físicos, químicos e biológicos do solo, próximo a cada sítio (1,5 m de distância), coletaram-se amostras para a caracterização físico-química e avaliação das propriedades biológicas dos solos. As amostragens para as avaliações biológicas foram realizadas em dois momentos, um no período seco e outro no chuvoso. Para a caracterização das propriedades físico-hídricas do solo, levantou-se informações da sorvidade (S) e da condutividade hidráulica (K_s), descritas com a metodologia Beerkan (SOUZA et al., 2008; LASSABATERE et al., 2006), bem como a resistência mecânica à penetração (RP). Essas medidas acompanharam as coletas para as avaliações biológicas. Paralelamente, foram determinadas a densidade do solo, as umidades iniciais e finais aos testes de infiltração. Para análise desses dados, foi adotado um arranjo fatorial 3×2 , referente a 3 sistemas de uso do solo (CA, PD e SAF) e 2 períodos de avaliação (seco e chuvoso).

3.2.1 Caracterização das propriedades físico-químicas do solo

Inicialmente coletou-se amostras compostas de solos na camada de 0 a 10 cm para avaliar as características físicas e químicas do solo. As amostras do solo foram acondicionadas em sacos plásticos previamente identificados e levadas ao laboratório para análises. Após serem secas ao ar e à sombra, as amostras de solo foram posteriormente peneiradas em malha de 2 mm para as avaliações físico-químicas.

Fisicamente o solo foi caracterizado quanto a sua granulometria para a definição de sua classe textural, bem como a porosidade total (PT), densidade do solo (Ds), densidade das partículas do solo (Dp), macroporosidade (MAP) e microporosidade (MIP). Na determinação da granulometria, foi utilizado o hidróxido de sódio ($\text{NaOH } 0,1 \text{ mol L}^{-1}$) para separação das frações areia ($> 0,05 \text{ mm}$), silte ($0,05 - 0,002 \text{ mm}$) e argila ($< 0,002 \text{ mm}$) como descrito por Donagemma et al. (2011).

Quimicamente o solo foi caracterizado pelo pH (H_2O), cálcio ($\text{Ca}^{2+} \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), magnésio ($\text{Mg}^{2+} \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), potássio ($\text{K}^+ \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), sódio ($\text{Na}^+ \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), alumínio ($\text{Al}^{3+} \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), acidez potencial ($\text{H}+\text{Al} \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), fósforo (P mg dm^{-3}) e matéria orgânica do solo (MOS) disponíveis conforme os procedimentos descritos em Donagemma et al. (2011). Foram determinadas também a soma de base, SB ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), saturação por base, V (%) e a capacidade de troca de cátion, CTC ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), obtidas a partir da análise química do solo (Tabela 2).

Tabela 2 – Propriedades físico-químicas do solo (Média $\pm$ Desvio Padrão) na camada de 0 a 10 cm sob diferentes usos da terra na região do semiárido Pernambucano. Os valores representam uma média dos 4 sítios para CA=Caatinga e PD=Pastagem, e dos 3 sítios de SAFs=Agroflorestas

Atributos				Atributos			
Químicos		Áreas		Físicos		Áreas	
	CA	PD	SAFs		CA	PD	SAFs
pH (H_2O)	7,11 $\pm$ 1, 90	7,30 $\pm$ 1, 21	6,81 $\pm$ 1, 69	Areia (%)	69,30 $\pm$ 6, 4	65,32 $\pm$ 2, 5	59,04 $\pm$ 5, 8
P (mg dm^{-3})	3,95 $\pm$ 1, 88	2,10 $\pm$ 1, 39	3,87 $\pm$ 1, 91	Silte (%)	18,40 $\pm$ 3, 2	18,40 $\pm$ 2, 8	31,60 $\pm$ 4, 3
Ca^{2+} ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	1,40 $\pm$ 0, 31	0,60 $\pm$ 0, 19	1,30 $\pm$ 0, 25	Argila (%)	12,30 $\pm$ 5, 2	16,28 $\pm$ 1, 1	9,36 $\pm$ 1, 27
Mg^{2+} ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	0,15 $\pm$ 0, 06	0,09 $\pm$ 0, 02	0,16 $\pm$ 0, 06	Ds (g cm^{-3})	1,45 $\pm$ 0, 3	1,61 $\pm$ 0, 4	1,32 $\pm$ 0, 7
Na^+ ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	0,09 $\pm$ 0, 02	0,18 $\pm$ 0, 01	0,06 $\pm$ 0, 03	Dp (g cm^{-3})	2,57 $\pm$ 0, 8	2,61 $\pm$ 0, 6	2,47 $\pm$ 0, 9
K^+ ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	0,78 $\pm$ 0, 14	0,32 $\pm$ 0, 11	0,76 $\pm$ 0, 16	MAP (%)	28,6 $\pm$ 2, 5	15,8 $\pm$ 1, 9	26,7 $\pm$ 2, 8
$\text{H}+\text{Al}$ ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	1,00 $\pm$ 0, 00	1,00 $\pm$ 0, 00	1,00 $\pm$ 0, 00	MIP (%)	17,7 $\pm$ 2, 3	22,5 $\pm$ 2, 4	19,8 $\pm$ 2, 5
SB ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	2,42 $\pm$ 0, 82	1,19 $\pm$ 0, 42	2,28 $\pm$ 0, 80	PT (%)	46,3 $\pm$ 2, 0	38,3 $\pm$ 2, 1	46,5 $\pm$ 2, 7
CTC ($\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$)	3,42 $\pm$ 1, 62	2,19 $\pm$ 0, 84	3,29 $\pm$ 1, 19	Classe textural	FAr	FAr	FAr
V (%)	70,7 $\pm$ 2, 03	54,3 $\pm$ 1, 04	69,6 $\pm$ 1, 23				
m (%)	0,0 $\pm$ 0, 00	0,0 $\pm$ 0, 00	0,0 $\pm$ 0, 00				
MOS (%)	3,47 $\pm$ 1, 29	1,40 $\pm$ 0, 71	3,56 $\pm$ 1, 09				

SB: soma de base = $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+$; CTC = SB + ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$); V: saturação por base = $(\frac{\text{SB}}{\text{CTC}}) * 100$; m: saturação por alumínio = $(\frac{\text{Al}^{3+}}{\text{CTC}}) * 100$; Ds = densidade do solo; Dp = densidade das partículas; MAP = macroporosidade; MIP = microporosidade; PT = porosidade total, FAr = Franco-Arenosa

3.2.2 Propriedades físico-hídricas do solo

3.2.2.1 Metodologia Beerkan

A metodologia Beerkan é baseada em ensaios simplificados de infiltração e de informações da textura do solo para determinar os parâmetros que descrevem as curvas de retenção de água no solo $\theta(h)$ proposta por van Genuchten (1980):

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

e de condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ proposta por Brooks e Corey (1964):

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta, \quad \text{sendo } \eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + p, \quad \text{com } \lambda = mn \quad (3.2)$$

sendo θ , o conteúdo volumétrico de água do solo [$L^3 L^{-3}$]; θ_s , o conteúdo de água saturada do solo [$L^3 L^{-3}$]; θ_r , o teor de água residual do solo, assumido como zero; h , o potencial matricial [L]; h_g , um valor crítico de h a partir do qual ocorre a dessaturação, conhecido como potencial de entrada de ar [L]; n e m , os parâmetros de forma da curva de retenção de água, adimensional; K_s , a condutividade hidráulica saturada do solo [$L T^{-1}$]; η , o parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica, adimensional; e p , um parâmetro de tortuosidade, adimensional.

O procedimento BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) foi usado para calcular os parâmetros de normalização (K_s , S e h_g). Existem três diferentes algoritmos BEST para estimar os parâmetros hidrodinâmicos: BEST-Slope (LASSABATERE et al., 2006), BEST-Intercept (YILMAZ et al., 2010) e BEST-Steady (BAGARELLO et al., 2014), sendo diferidos de acordo com o método de ajuste das equações de infiltração aos dados experimentais. O algoritmo BEST-steady que consiste em estimar a condutividade hidráulica saturada ajustando a curva de infiltração em seu estágio estacionário foi aplicado nesta investigação em vez de outros algoritmos disponíveis, i.e., BEST-slope (LASSABATERE et al., 2006) e BEST-intercept (YILMAZ et al., 2010), porque os dois últimos algoritmos contabilizam para dados transitórios, podendo ser perturbados em função de uma deterioração progressiva da estrutura do solo (DI PRIMA et al., 2018a). O

BEST-steady é mais robusto e promove um maior sucesso para os cálculos de sorvidade e condutividade hidráulica do solo, quando comparado com o BEST-slope e o BEST-intercept (BAGARELLO et al., 2014; DI PRIMA et al., 2018b; BAGARELLO; CALTABELLOTTA; IOVINO, 2021).

Os parâmetros de normalização (θ_s , K_s e h_g) dependem da estrutura do solo e são determinados a partir de ensaios de infiltração que consistem em registrar o tempo que volumes fixos de água (100 ml), adicionados em um anel de 15 cm de diâmetro interno, levam para ser infiltrados. Com o primeiro volume de água completamente infiltrado e o tempo anotado, um segundo volume foi imediatamente adicionado ao anel anotando-se o tempo novamente (tempo cumulativo), repetindo-se esse procedimento até atingir o regime permanente (steady-state). Para o regime permanente ser atingido foram necessário aplicar entre 15 a 20 volumes de água durante os ensaios.

Paralelo as medidas de infiltração, amostras de solo foram coletadas para determinar a densidade do solo (D_s), além dos respectivos teores de água no solo inicial (θ_i) e final (θ_s).

Para estimar K_s e S , o BEST-steady usa os dados experimentais obtidos com a metodologia Beerkan, onde faz-se uso do intercepto ($b_{+\infty}^{end}$) e da inclinação (i_s^{exp}) da linha reta ajustada aos dados que descrevem as condições de estado estacionário (BAGARELLO et al., 2014).

$$i_s^{exp} = AS^2 + C \frac{S^2}{b_{+\infty}^{end}} \quad (3.3)$$

onde i_s^{exp} ($L T^{-1}$) é a taxa de infiltração experimental em estado estacionário; $b_{+\infty}^{end}$ é a interceptação; A (L^{-1}) e C são constantes definidas de acordo com Brooks e Corey (1964), sendo descritas pelas equações seguintes:

$$A = \frac{\gamma}{r(\theta_s - \theta_0)} \quad (3.4)$$

$$C = \frac{1}{2 \left[1 + \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] (1 - \beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (3.5)$$

onde β e γ são coeficientes normalmente definidos em 0,6 e 0,75, respectivamente, para $\theta_0 < 0,25$ θ_s (HAVERKAMP et al., 1994; SMETTEM et al., 1994)

Portanto, a sorvidade S pode ser calculado pela seguinte equação:

$$S = \sqrt{\frac{i_s^{exp}}{A + \frac{C}{b_{+\infty}^{end}}}} \quad (3.6)$$

Então, K_s pode ser obtido usando a equação abaixo:

$$K_s = C + \frac{S^2}{b_{+\infty}^{end}} \quad (3.7)$$

Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela seguinte equação (LASSABATERE et al., 2006):

$$h_g = \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] \cdot K_s} \quad (3.8)$$

na qual c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e η dos modelos (LASSABATERE et al., 2006):

$$c_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[\frac{\Gamma \left(m\eta - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(m\eta)} + \frac{\Gamma \left(m\eta + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(m\eta + m)} \right] \quad (3.9)$$

sendo Γ a função gama clássica.

Os parâmetros de forma (m , n e η) dependem principalmente da textura do solo, e para este estudo foram estimados a partir da porcentagem de areia e argila, conforme Minasny e Mcbratney (2007). O parâmetro n foi calculado pelas seguintes equações:

$$n = 2.18 + 0.11[48.087 - 44.954G(x_1) - 1.023G(x_2) - 3.896G(x_3)] \quad (3.10)$$

onde,

$$\begin{aligned} x_1 &= 24.547 - 0.238areia - 0.082argila \\ x_2 &= -3.569 + 0.081areia \\ x_3 &= 0.694 - 0.024areia + 0.048argila \end{aligned} \quad (3.11)$$

Areia e argila representam a fração granulométrica do solo em porcentagem (%) e,

$$G(x) = \frac{1}{1 + \exp(-x)} \quad (3.12)$$

Conhecido o valor de n , obteve-se os parâmetros m (eq 3.1) e η (eq 3.2), conforme as hipóteses de Burdine (1953).

3.2.2.2 Resistência do solo à penetração (RP)

A resistência do solo à penetração (RP) nas diferentes áreas foi determinada, conforme a metodologia de Stolf, Reichardi e Vaz (2005), a partir de um penetrômetro de impacto modelo IA-A/Planalsucar/Stolf, que avalia a capacidade de penetração de uma haste metálica graduada em centímetros quando submetida a impactos de um peso de massa conhecida que cai de uma altura constante em queda livre.

O número de impactos foi transformado em resistência mecânica por meio da equação proposta por Stolf: $RP \text{ (kgf cm}^{-2}\text{)} = 5,6 + 6,8 \cdot N$ (N = número de impactos dm^{-1}) e, para converter a RP em kgf cm^{-2} para megapascal (MPa), multiplicou-se o resultado obtido pela constante 0,098. Cada teste de RP foi realizado até 30 cm de profundidade, próximo aos locais das medidas de respiração do solo e dos testes de infiltração, durante os períodos seco e chuvoso.

3.2.3 Carbono total e variáveis microbiológicas do solo

3.2.3.1 Amostragem do solo

Para determinar o conteúdo de carbono total (COT) e demais variáveis microbiológicas, em cada sítio dos sistemas de manejo, foram realizadas amostragens compostas em quatro pontos distintos nas camadas de 0-5, 5-10 e 10-20 cm. As amostras de solo foram acondicionadas em sacos de polietileno devidamente vedados, armazenadas e mantidas em caixas térmica, para em seguida serem transportadas para o laboratório, onde foram mantidas a uma temperatura de 4 °C até o momento da realização dos ensaios experimentais.

3.2.3.2 Carbono orgânico total (COT)

O COT foi determinado via oxidação úmida por dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 0,167 mol.L^{-1}) com posteriori titulação do dicromato remanescente com sulfato ferroso amoniacal 0,2 mol.L^{-1} , de acordo com o método descrito por Yeomans e Bremner (1988) com adaptações de Mendonça e Matos (2005). As análises foram realizadas em triplicata.

3.2.3.3 *Respiração basal (Respirometria)*

Os níveis de respiração basal do solo (RBS) foram determinados quantificando-se o dióxido de carbono (CO₂) liberado no processo de respiração microbiana usando o método de adsorção alcalina (ANDERSON; DOMSCH, 1993). Alíquotas de 20g foram retiradas das amostras de solo e colocadas em recipientes hermeticamente fechados onde, o CO₂ produzido era capturado usando 0,5M NaOH. Após 1 semana de incubação, a quantidade de CO₂ liberado foi quantificado por titulação com HCl 0,25M e adição de solução de cloreto de bário (0,05M de BaCl₂) à solução de NaOH, usando fenolftaleína diluída em 100mL de álcool etílico (95%v/v) como indicador. As análises foram realizadas em triplicata.

3.2.3.4 *Carbono da biomassa microbiana (Cmic) do solo*

Os teores relativos ao Cmic foram extraídos seguindo as metodologias descritos por Islam e Weil (1998) e Brookes, Powlson e Jenkinson (1982). Foram utilizados 10 g de solo em placa de petri para irradiação em microondas e 10 g de solo para amostras que não foram irradiadas. As amostras foram irradiadas em forno microondas de acordo com o tempo e potência real do aparelho previamente calculados. A potência do aparelho foi calculada pela fórmula:

$$P = \frac{C_p \times K \times \Delta T \times m}{t} \quad (3.13)$$

onde: P = potência real do aparelho em W; C_p = 1 J ml⁻¹ °K⁻¹, capacidade da água de receber calor; K = 4,184, fator de correção de cal ml⁻¹ °K⁻¹ para watts (J. s⁻¹); ΔT = variação de temperatura de 1L de água em 2 minutos de exposição em °C; m = 1000 g, massa de água em gramas; t = 120 s, tempo de exposição da água ao microondas.

O tempo de exposição das amostras de solo à irradiação do microondas foi calculado pela seguinte fórmula:

$$t = \frac{r \times m_t}{P} \quad (3.14)$$

onde: t = tempo de exposição das amostras ao microondas; r = 800 J.g⁻¹ de solo, quantidade de energia necessária para a exposição; m_t = peso total das amostras irradiadas em gramas e P = potência real do aparelho em W.

Em seguida, as amostras irradiadas e não irradiadas foram separadamente transferidas para tubos com fundo cônico, tipo falcon, com capacidade para 50 mL, os quais foram acrescidos 40 mL da solução extratora de sulfato de potássio 0,5 M (K_2SO_4) e mantidas em agitador horizontal por 30 minutos. As amostras foram, então, centrifugadas a 7342 rpm durante 10 minutos e filtradas (filtro de papel de 45 μm de diâmetro do poro). Os teores de Cmic foram quantificados pelo método colorimétrico descrito por Bartlett e Ross (1988a), utilizando permanganato de potássio como agente oxidante. As análises foram realizadas em triplicata.

3.2.3.5 Quociente microbiano ($qMic$) e metabólico (qCO_2) do solo

O $qMic$ foi calculado pela relação $Cmic/COT$, de acordo com Sparling (1992). O qCO_2 foi determinado pela razão entre os teores da respiração basal (RBS) e do carbono da biomassa microbiana ($Cmic$), de acordo com Anderson e Domsch (1993).

3.2.4 Medidas de respiração, umidade e temperatura do solo

As séries de medidas dos fluxos de CO_2 foram realizadas com um analisador de gás por infravermelho (IRGA) modelo LI6400-XT-LI-COR, equipado com uma câmara de retenção de CO_2 (LI-6400-09, LI-COR, Lincoln, NE, EUA) com um volume interno de 991 cm^3 e exposto sobre uma área de 71,6 cm^2 (Figura 6). A câmara é acoplada a um sistema portátil e sua operação é baseada no monitoramento de alterações na concentração de CO_2 dentro da câmara por meio de espectroscopia de absorção óptica na região infravermelha.

Antes de qualquer medida de respiração do solo, como procedimento inicial, o IRGA foi calibrado com o CO_2 ambiente, utilizado como referência e medido próximo à superfície (aproximadamente 1 cm acima do solo) de cada sítio experimental. Durante a calibração do IRGA, também foi considerada a altura da câmara de retenção de CO_2 em relação à superfície do solo (3 cm), bem como o número de ciclos, adotando uma média de 3 leituras por colar de PVC, sendo estes valores introduzidos no sistema como referência para as avaliações. Após calibração, a câmara do IRGA foi inserida no colar de PVC, sendo reduzida a concentração de CO_2 no seu interior até um certo valor, a depender do CO_2 de referência. Após tal redução, o aumento natural de concentração de CO_2 no interior da câmara, devido à emissão do mesmo no solo, foi computado em função do tempo, sendo expressos em $\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$.

Figura 6 – Analisador de gás por infravermelho (IRGA) modelo LI6400-XT-LI-COR, equipado com uma câmara de retenção de CO₂ (LI-6400-09, LI-COR, Lincoln, NE, EUA)



Fontes: Autor (2022) e Google

As medidas de respiração iniciaram-se aproximadamente 15 dias após a instalação dos colares de PVC, realizadas a cada 15 dias durante a estação chuvosa e a cada 30 dias durante a estação seca no ano 2019, depois passou-se a fazer só medidas mensais. A maioria das medidas foram feitas entre 7:00 a.m. e 14:00 p.m. durante as estações secas. Já, durante as estações chuvosas, as medidas foram realizadas entre 9:00 a.m. e 12:00 p.m. e, entre 15:00 e 16:00 p.m.

A respiração das raízes (R_R) foi obtida pela diferença entre a respiração total do solo (R_S) e a respiração heterotrófica (R_H), conforme a seguinte equação:

$$R_R = R_S - R_H \quad (3.15)$$

Em um dia ensolarado específico para cada período (seco e chuvoso), medidas de respiração foram realizadas a cada duas horas para avaliar seu comportamento em escala horária. As leituras iniciaram-se às 7:00 a.m. e terminaram às 17:00 p.m.

A umidade do solo na superfície (0-10 cm) foi monitorada nos de tubos de acesso instalados no centro de cada sítio experimental. As leituras foram feitas por uma sonda FDR (Diviner, 2000), também conhecida como sonda de capacitância, que é baseada em um par de eletrodos ou placas metálicas condutoras dispostas em paralelo e separadas por um material isolante que constitui um capacitor (SOUZA et al., 2013). A temperatura na superfície do solo foi medida por meio de um termômetro infravermelho digital portátil, com variação de temperatura entre -50 e 380 °C. As leituras de umidade e temperatura do solo sempre foram feitas em paralelo com as de respiração do solo.

3.2.5 Modelos matemáticos de respiração do solo

Para descrever a relação entre as respirações (R_S , R_H e R_R) e umidade (θv) para cada uso do solo, i.e., CA, PD e SAFs, modelos lineares, quadráticos e exponenciais foram testados (DAVIDSON; BELK; BOONE, 1998; LAI et al., 2012):

$$\text{Linear} : R_X = a + b\theta v \quad (3.16)$$

$$\text{Quadrático} : R_X = a + b\theta v + c\theta v^2 \quad (3.17)$$

$$\text{Exponencial} : R_X = a.e^{b\theta v} \quad (3.18)$$

onde o subscrito X é substituído por S , H e R para representar a R_S , R_H e R_R ; a , b e c são constantes ajustadas e θv ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) é a umidade do solo na camada de 0-10 cm.

Os modelos exponencial e Q_{10} padrão (Lloyd and Taylor, 1994) foram usados para descrever a relação entre as respirações (R_S , R_H e R_R) e a T_s conforme as seguintes equações.

$$R_X = ae^{bT_s} \quad (3.19)$$

$$Q_{10} = e^{10b} \quad (3.20)$$

onde T_s ($^{\circ}\text{C}$) é temperatura do solo e, a e b são parâmetros ajustados.

3.3 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Os dados foram testados quanto à normalidade e homogeneidade das variâncias usando os testes de Shapiro-Wilk e Levene, respectivamente. Diferenças nas variáveis físico-hídricas, COT e microbiológicas analisadas entre os sistemas de manejos (caatinga, pastagem e agrofloresta) e os períodos de avaliação (seco e chuvoso) foram testadas usando ANOVA e as comparações entre as médias foram realizadas com o teste de Tukey a 5% de probabilidade. Todas as análises estatísticas e gráficos foram performados no programa estatístico R, versão 3.6.3 (R CORE TEAM, 2020).

4 RESULTADOS

4.1 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO

A condutividade hidráulica saturada, K_s (mm s^{-1}), a sorvidade, S ($\text{mm s}^{-\frac{1}{2}}$) e a resistência mecânica do solo à penetração, RP (MPa), são ótimas indicadoras de qualidade física do solo e são bastante utilizadas para avaliar alterações na mudança de uso e manejo do solo, como também, o tipo de cobertura do solo (SOUZA et al., 2007; SOUZA et al., 2008; SOUZA et al., 2014). Os resultados da análise mostraram uma interação significativa entre o uso do solo e o período de avaliação para as variáveis θ e RP (Figura 7).

A superfície do solo sob PD apresentou as maiores médias de RP em ambos os períodos de avaliação, sendo 4,62 e 15,3 MPa durante o período chuvoso e período seco, respectivamente (Figura 7B). Os solos sob CA e SAFs apresentaram os menores valores, sem diferença de RP entre essas áreas. A RP está diretamente relacionada com a umidade do solo.

No período chuvoso, os valores de θ só apresentaram diferenças entre as áreas PD e SAFs, enquanto que no período seco, θ foi maior apenas nos SAFs.

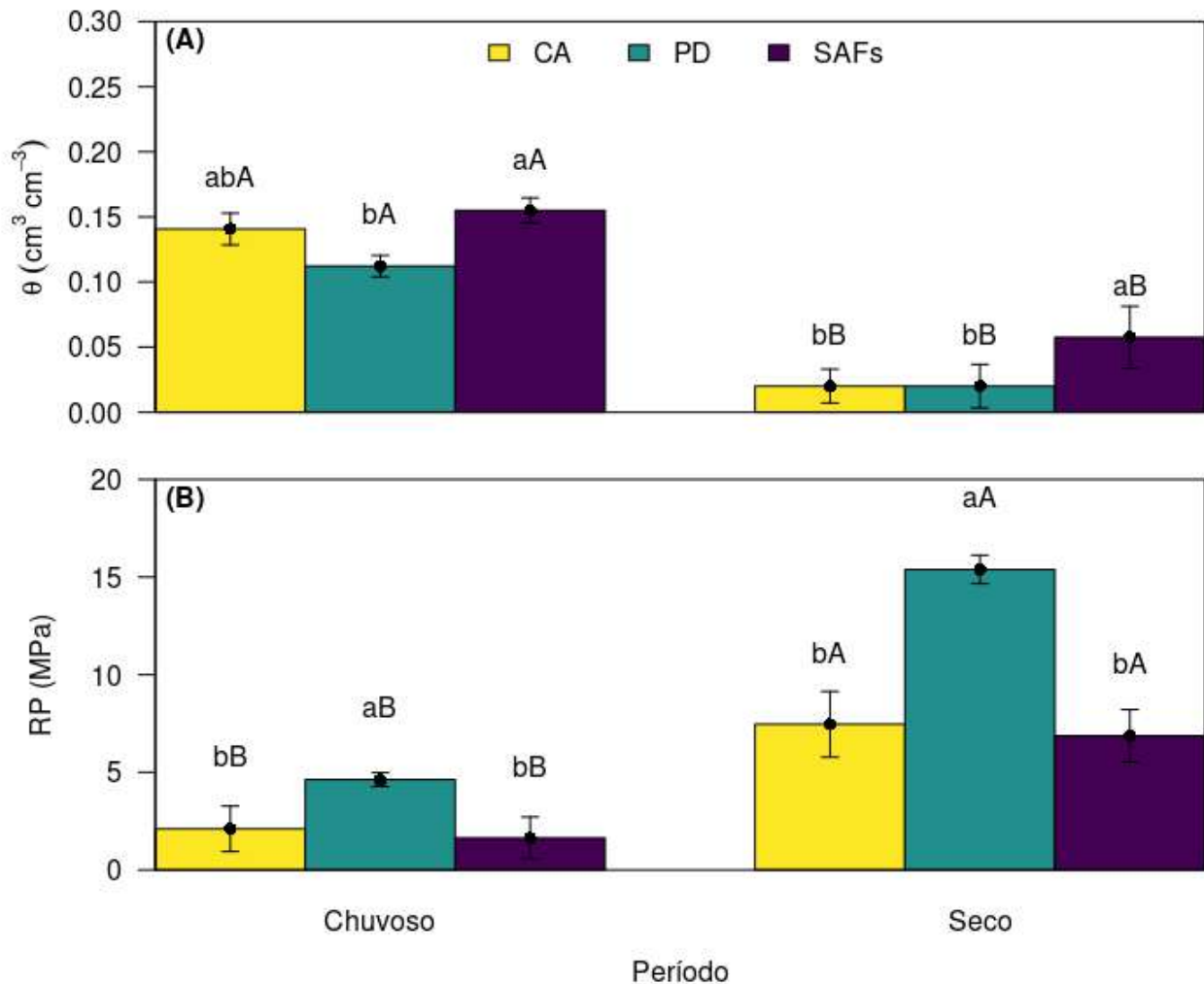
Do período chuvoso para o período seco, os valores médios de θ diminuíram 7,03; 5,60; 2,69 vezes para CA, PD e SAFs, acompanhando aumentos nos valores de RP de 3,57; 3,31 e 3,63 vezes para CA, PD e SAFs, respectivamente. No momento da avaliação, em ambos os períodos, os SAFs apresentaram maior conteúdo de água no solo, sendo seguido por CA e PD nesta ordem.

Os maiores valores da sorvidade (S) foram encontrados no solo sob CA com médias de 1,30 e 2,13 $\text{mm s}^{-\frac{1}{2}}$ para os períodos chuvoso e seco, respectivamente, seguido dos SAFs com médias iguais a 0,88 $\text{mm s}^{-\frac{1}{2}}$ (período chuvoso) e 1,26 $\text{mm s}^{-\frac{1}{2}}$ (período seco). Já, os menores valores de S foram detectados na área sob PD, com valores iguais a 0,62 e 0,54 $\text{mm s}^{-\frac{1}{2}}$ nos períodos chuvoso e seco, respectivamente (Figura 8A).

No período chuvoso, a sorvidade na CA foi maior do que aquelas referentes às áreas de PD e SAFs, que não diferiram entre si. No período seco, a sorvidade continuou se destacando na CA e os valores médios foram diferentes para as três áreas. Entre os períodos chuvoso e seco, a sorvidade na área sob PD não apresentou diferença, aumentando apenas nas áreas de CA e SAFs.

As áreas sob CA e SAFs apresentaram condutividade hidráulica saturada elevada e superior à PD (Figura 8B). Nenhuma diferença estatística foi encontrada entre a CA e os SAFs durante o período seco, com médias iguais a 0,143 e 0,152 mm s^{-1} , respectivamente. No período chuvoso,

Figura 7 – Valores médios ($\pm$) da umidade do solo, θ (Figura 7A) e resistência à penetração, RP (Figura 7B) na camada de 0-10 cm durante o período seco e chuvoso, em três diferentes usos do solo (CA, PD e SAFs) no semiárido Pernambucano. Letras minúsculas entre as áreas do mesmo período e maiúsculas entre os períodos da mesma área não diferem entre si pelo teste tukey a 5% de probabilidade.

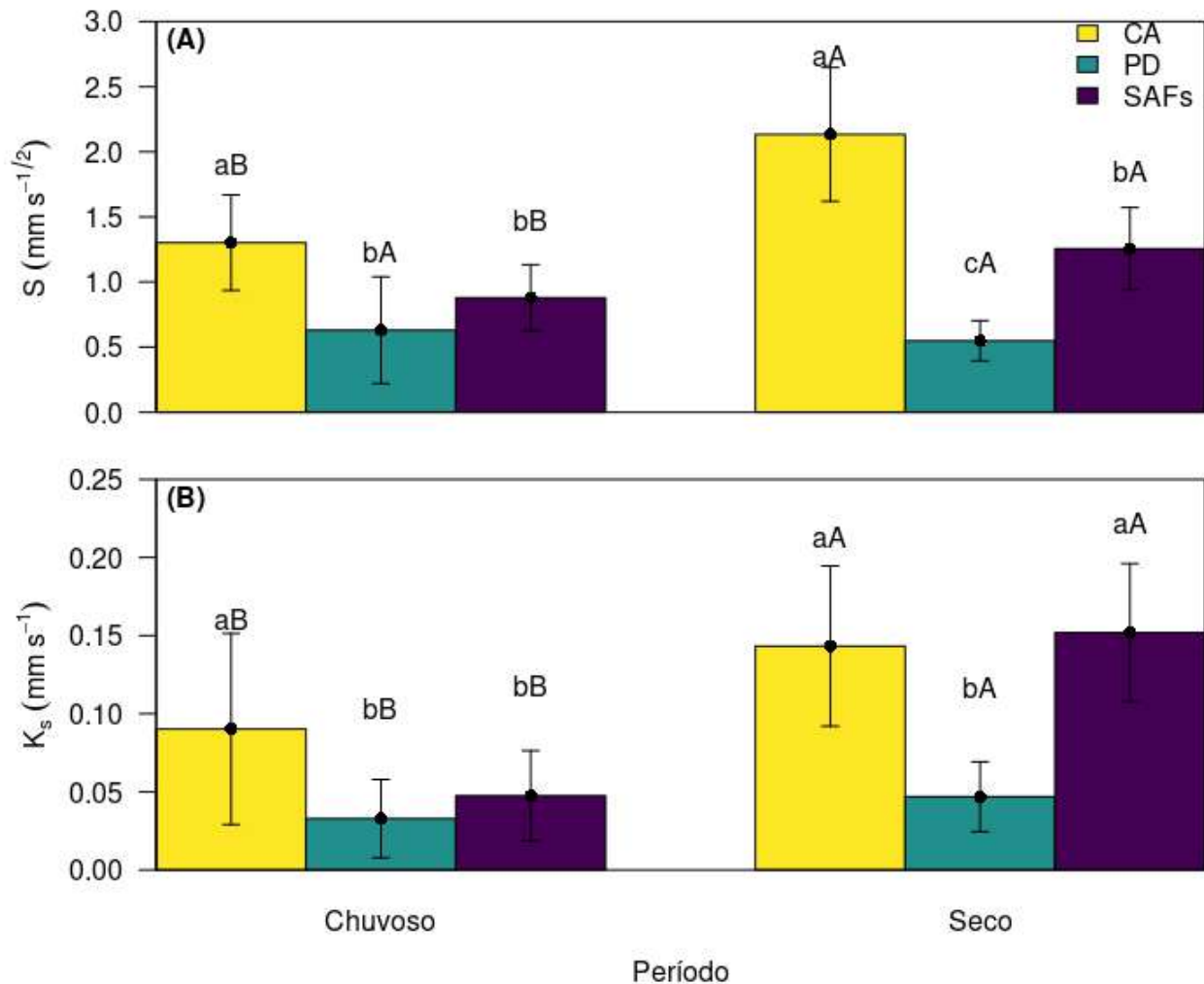


Fonte: Autor (2022)

uma diferença ($p < 0.001$) foi detectada, com o maior valor de K_s encontrado na CA, com médias de $0,09 \text{ mm s}^{-1}$, e nos SAFs com médias de $0,04 \text{ mm s}^{-1}$, respectivamente. A PD apresentou os menores valores de K_s , com médias $0,029$ e $0,047 \text{ mm s}^{-1}$ para os períodos chuvoso e período seco, respectivamente.

Os valores de K_s entre CA, PD e SAFs no período chuvoso apresentaram o mesmo comportamento que a sorvidade, sendo maior em CA. No período seco, os valores de K_s na CA e nos SAFs foram iguais e superiores daqueles detectados nos solos sob PD (Figura 8B). O K_s aumentou do período chuvoso para o seco em todas as três áreas.

Figura 8 – Valores médios ($\pm$) da sorvidade, S (Figura 8A) e condutividade hidráulica saturada, K_s (Figura 8B) durante o período seco e chuvoso, em três diferentes usos (CA, PD e SAFs) do solo no semiárido Pernambuco. Letras minúsculas entre as áreas do mesmo período e maiúsculas entre os períodos da mesma área não diferem entre si pelo teste tukey a 5% de probabilidade



Fonte: Autor (2022)

4.2 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT) E VARIÁVEIS MICROBIOLÓGICAS DO SOLO

Os diferentes sistemas de uso e manejo do solo promoveram alterações no COT do solo, sendo detectado diferença ($p < 0.01$) entre as áreas estudadas, exceto para CA e os SAFs. Fazendo uma média dos dois períodos (seco e úmido), integrando todos os valores da camada de 0-20 cm, percebe-se que os maiores valores foram encontrados nas áreas sob SAFs ($19,35 \pm 3,03 \text{ g kg}^{-1}$), sendo seguidos pela CA ($19,23 \pm 2,68 \text{ g kg}^{-1}$) e, os menores valores detectados na PD ($7,92 \pm 1,93 \text{ g kg}^{-1}$) (Tabela 3). Os valores de COT nos solos sob SAFs e CA foram na ordem de 144,32 e 142,80% maiores,

respectivamente, que os observados no solo da PD. De uma forma geral, o estoque de carbono nos solos sob CA, PD e SAFs nas suas primeiras camadas (0 - 20 cm) foi estimada em 55,77; 25,50 e 51,08 Mg C ha⁻¹, respectivamente.

A atividade microbiana quantificada através da respiração basal do solo (RBS) foi afetada significativamente ($p < 0.01$) pelos sistemas de uso do solo e os períodos de avaliação. Em média, os maiores valores de RBS foram encontrados no solo sob SAFs, variando de $0,44 \pm 0,08$ e $0,56 \pm 0,10$ (mg C-CO₂ kg⁻¹ de solo h⁻¹) em período seco e chuvoso, respectivamente, seguido pela CA com valores médios $0,37 \pm 0,04$ e $0,45 \pm 0,05$ (mg C-CO₂ kg⁻¹ de solo h⁻¹) e os valores mais baixos de RBS, sendo $0,18 \pm 0,02$ e $0,22 \pm 0,03$ (mg C-CO₂ kg⁻¹ de solo h⁻¹), encontrados no solo sob PD durante os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Notadamente, há uma variação na RBS em relação à profundidade do solo, onde os maiores fluxos de C-CO₂ ocorreram na camada de 0 a 5 cm. Em geral, devido a uma maior disponibilidade de substrato (COT), a respiração microbiana nos solos sob CA e SAFs foi superior na ordem de 105 e 150%, respectivamente, quando comparada com a no solo sob PD.

Em relação ao carbono da biomassa microbiana (Cmic), os sistemas apresentaram diferença entre si pelo teste de Tukey ao nível de 5% de probabilidade, com o maior valor absoluto $598 \pm 3,1$ mg C kg⁻¹ encontrado nos solos sob SAFs e o menor valor absoluto $113 \pm 2,6$ mg C kg⁻¹ detectado no solo sob PD (Tabela 3). Os valores de Cmic encontrados na CA variaram entre $410,67 \pm 1,37$ e $510,33 \pm 2,45$ mg C kg⁻¹ durante o período seco e chuvoso, respectivamente, com média de $460,5$ mg C kg⁻¹ e representa 87,4% dos valores observados nos SAFs.

Nota-se que, em todos os sistemas avaliados, os valores de Cmic diminuem com o aumento da profundidade do solo e os maiores valores foram encontrados no período chuvoso. Nos SAFs, os valores médios de Cmic na camada de 0-20 cm variam de $499,673 \pm 1,25$ a $555,333 \pm 2,9$ mg C kg⁻¹ na estação seca e chuvosa, respectivamente, e representam um aumento na proporção de 300,79% (período seco) e 291,98% (período chuvoso), em relação aos valores encontrados na área sob PD. Já, de maneira geral, os valores de Cmic na CA foram, aproximadamente, três vezes e meia (3,5) maiores do que os detectados na PD.

Os valores de qMic apresentaram diferença significativa ($p < 0.05$) em todos os sistemas estudados (Tabela 3). Os maiores valores de qMic foram obtidos em solos sob SAFs, seguido da CA, enquanto os menores valores foram observados em solos sob PD. Os valores qMic nos SAFs variam em média de $2,72 \pm 0,6\%$ na estação seca para $2,75 \pm 2,07\%$ na estação chuvosa, mostrando não haver diferença significativa entre os períodos. Na CA, os valores de qMic variam entre $2,31 \pm 1,83\%$ e $2,50 \pm 0,9\%$ em

ambos os períodos seco e chuvoso, respectivamente. De uma forma geral, os valores médios de q_{Mic} nos SAFs (2,73%) e na CA (2,42%), representam na ordem de 1,59 e 1,42 vezes, respectivamente, os valores encontrados na PD (q_{Mic} médio = 1,71%). Também foi notado que, na maioria das vezes, q_{Mic} aumenta com a profundidade do solo e, os maiores valores foram encontrados na camada de 10-20 cm em todas as áreas estudadas.

Quanto ao qCO_2 , foi constatada variação significativa ($p < 0.01$) em relação aos sistemas de uso do solo. De acordo com os resultados apresentados na Tabela 3, a PD apresentou maiores valores de qCO_2 , sendo em média $1,38 \pm 0,69$ e $1,54 \pm 0,78$ ($mg\ C-CO_2\ g^{-1}\ Cmic\ h^{-1}$) na estação seca e chuvosa, respectivamente, e diferiu estatisticamente ($p < 0,05$) dos demais sistemas, no caso, da CA e dos SAFs. Nenhuma diferença significativa ($p < 0,01$) para as médias dos valores de qCO_2 foi detectada entre a CA ($0,89 \pm 0,29$ e $1,00 \pm 0,49\ mg\ C-CO_2\ g^{-1}\ Cmic\ h^{-1}$) e os SAFs ($0,88 \pm 0,28$ e $1,00 \pm 0,30\ mg\ C-CO_2\ g^{-1}\ Cmic\ h^{-1}$) durante os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Em todos os sistemas estudados, o fator período (seco e chuvoso) exerceu notadamente efeitos significativos nos valores de qCO_2 , visto que houve maiores valores de qCO_2 no período chuvoso em relação ao período seco. Também foi observado que o qCO_2 diminui com a profundidade do solo.

Tabela 3 – Valores médios do carbono orgânico total (COT : g C kg⁻¹ de solo), respiração basal do solo (RBS : mg C-CO₂ kg⁻¹ h⁻¹), carbono da biomassa microbiana (Cmic : mg C kg⁻¹), quociente microbiano (qMic : %), quociente metabólico (qCO₂ : mg C-CO₂ g⁻¹ Cmic h⁻¹) durante dois períodos (seco e chuvoso), sob diferente usos do solo na região semiárida de Pernambuco.

Atributos	Camada (cm)	Período chuvoso			Período seco		
		CA	PD	SAFs	CA	PD	SAFs
COT	00 - 05	23,9±3,19 aA	9,2±2,78 bA	24,1±3,40 aA	20,9±2,51 aB	8,5±2,11 bA	21,4±2,89 aB
	05 - 10	19,8±3,39 aA	8,9±2,20 bA	20,4±3,81 aA	17,7±2,21 aB	7,8±1,69 bB	18,6±2,71 aB
	10 - 20	17,9±2,70 aA	6,3±1,62 bA	16,9±2,61 aA	15,5±2,09 aB	6,8±1,21 bA	14,7±2,80 aB
RBS	00 - 05	0,61±0,04 aA	0,29±0,03 bA	0,67±0,07 aA	0,42±0,04 bB	0,21±0,04 cB	0,52±0,09 aB
	05 - 10	0,48±0,04 aA	0,21±0,01 bA	0,55±0,09 aA	0,37±0,06 aB	0,18±0,02 bB	0,44±0,11 aB
	10 - 20	0,45±0,04 aA	0,16±0,02 bA	0,46±0,08 aA	0,32±0,05 aB	0,14±0,03 bA	0,38±0,10 aB
Cmic	00 - 05	540±2,92 bA	165±2,33 cA	598±3,12 aA	437±1,50 bB	135±3,41 cB	525±1,30 aB
	05 - 10	512±2,58 bA	145±2,12 cA	547±2,89 aA	407±1,22 bB	126±2,51 cB	498±1,10 aB
	10 - 20	479±1,91 bA	115±1,80 cA	521±2,72 aA	388±1,40 bB	113±2,60 cA	476±1,41 aB
qMic	00 - 05	2,25±1,10 bA	1,79±1,81 cA	2,48±2,12 aA	2,12±2,52 bB	1,58±2,90 cB	2,45±0,78 aA
	05 - 10	2,58±0,90 aA	1,86±1,62 cA	2,68±2,22 aA	2,30±1,83 bB	1,61±2,39 cB	2,68±0,41 aA
	10 - 20	2,67±0,72 bA	1,83±0,89 cA	3,08±1,92 aA	2,51±1,23 bB	1,59±1,22 cB	3,03±0,60 aA
qCO ₂	00 - 05	1,13±0,32 bA	1,76±0,72 aA	1,12±0,28 bA	0,96±0,52 bB	1,55±0,79 aB	0,99±0,52 bB
	05 - 10	0,94±0,26 bA	1,45±0,69 aA	1,01±0,34 bA	0,8±0,48 bB	1,35±0,80 aB	0,88±0,47 bB
	10 - 20	0,94±0,29 bA	1,40±0,65 aA	0,88±0,25 bA	0,82±0,47 bB	1,24±0,78 aB	0,79±0,49 bB

Médias seguidas pelas mesmas letras minúsculas entre as áreas e maiúsculas entre os períodos não diferem entre si estatisticamente pelo teste de Tukey (p < 0.05), Médias ± Desvio Padrão. CA = Caatinga; PD = Pastagem Degradada e SAFs = Sistemas Agroflorestais.

4.3 TEMPERATURA, UMIDADE E RESPIRAÇÃO DO SOLO

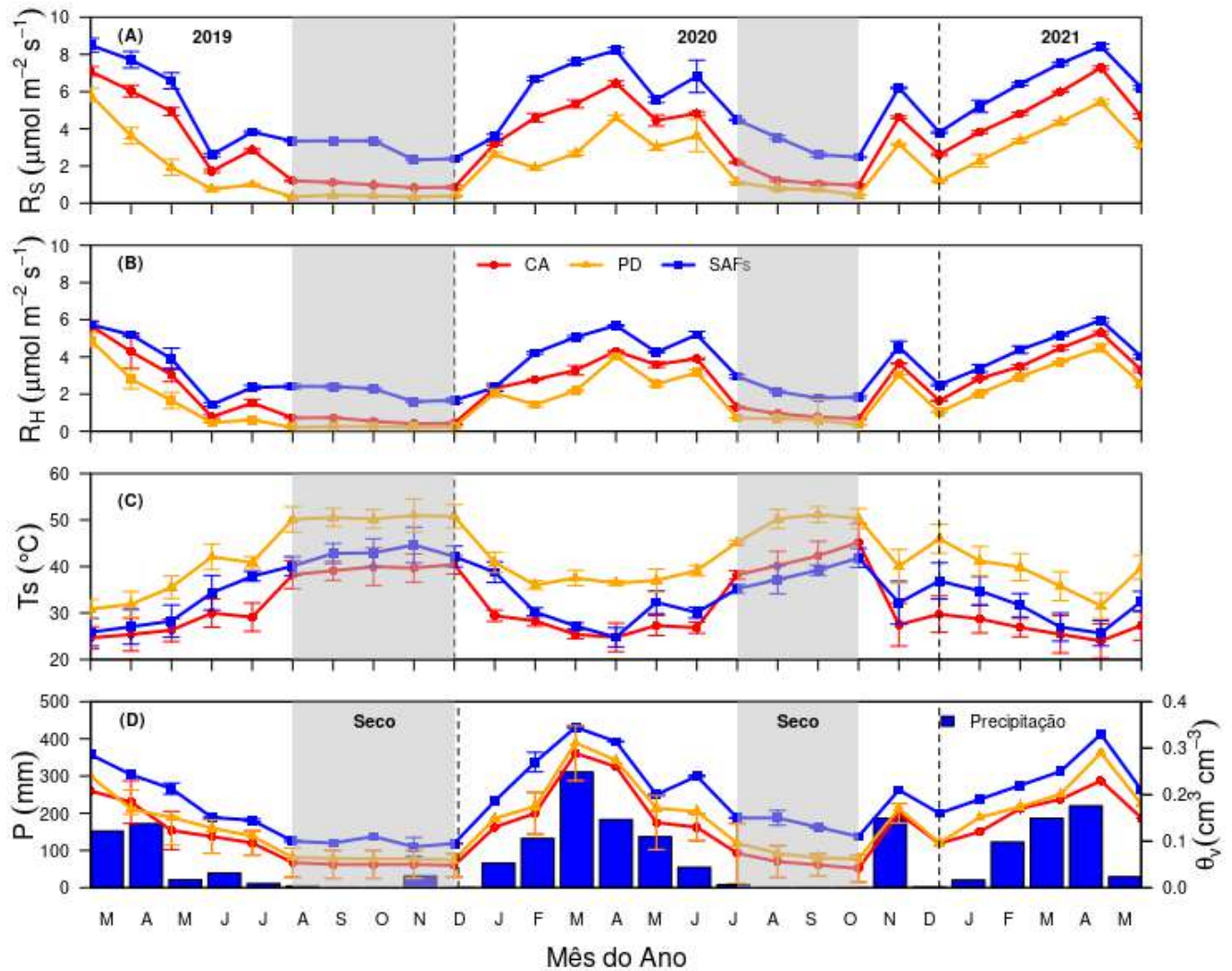
A temperatura na superfície do solo (T_s) foi influenciada pela variação sazonal nos três sistemas estudados (CA, PD e SAFs), com maior valor próximo a 52 °C registrado durante a estação seca (ausência ou menor precipitação) e menor valor 24,0 °C durante estação chuvosa (Figura 9C). Durante todo o período experimental, a PD foi a área em que os maiores valores de T_s foram registrados e variaram de 30,87 a 51,18 °C, com média de 41,93 °C. Já, na CA, os valores de T_s variaram de 24,0 a 45,21 °C, com uma média de 31,50 °C, enquanto os valores de T_s encontrados nos SAFs variaram de 25,66 a 41,87 °C, com média de 34,21 °C.

A umidade do solo (θ_v) obtida na camada 0-10 cm, variou ao longo da condução do experimento em todas as áreas e sofreu influência da sazonalidade da chuva (Figura 9D). Os maiores valores foram detectados nos SAFs e variaram de 0,09 a 0,35 cm³ cm⁻³, com média de 0,19 cm³ cm⁻³, seguido pela PD que apresentou a segunda maior média de 0,145 cm³ cm⁻³, variando entre 0,06 e 0,31 cm³ cm⁻³. Já, os menores valores de umidade foram detectados no solo sob CA, entre 0,048 e 0,289 cm³ cm⁻³, com média de 0,127 cm³ cm⁻³.

A respiração total do solo (R_S) variou ao longo dos períodos experimentais em todos os sistemas estudados, com os maiores valores encontrados no período chuvoso (período de dezembro a maio) e os menores valores ocorrendo no período de completa ausência ou baixa precipitação (período de julho a outubro) (Figura 9A). As taxas mais altas de R_S foram detectadas nos solos sob SAFs e variaram, da estação seca à chuvosa, entre 2,15 e 8,88 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, com média de 5,16 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, sendo seguidos pela CA que apresentou valores entre 0,74 a 7,44 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média geral de 3,55 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Por outro lado, as menores taxas de respiração do solo (R_S) foram encontradas na PD e variaram entre 0,32 a 5,93 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 2,22 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

A respiração heterotrófica (R_H) obtida por exclusão de raízes, seguiu o mesmo comportamento da respiração total do solo (R_S), pois também sofreu influência da variação sazonal durante a condução do experimento (Figura 9B). Os maiores valores de R_H foram observados nos SAFs, variando de 1,44 a 5,74 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 3,50 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Na CA, os valores variaram entre 0,41 e 5,69 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 2,48 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e, os menores valores ocorreram na PD, variando de 0,21 a 4,92 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 1,82 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Figura 9 – Dinâmica da respiração total, R_S (Fig. 9A), respiração heterotrófica, R_H (Fig. 9B), temperatura na superfície do solo, T_s (9C), umidade do solo, θ_v (Fig 9D) na profundidade de 10 cm e precipitação pluvial, P (Fig. 9D) de três diferentes usos do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco.



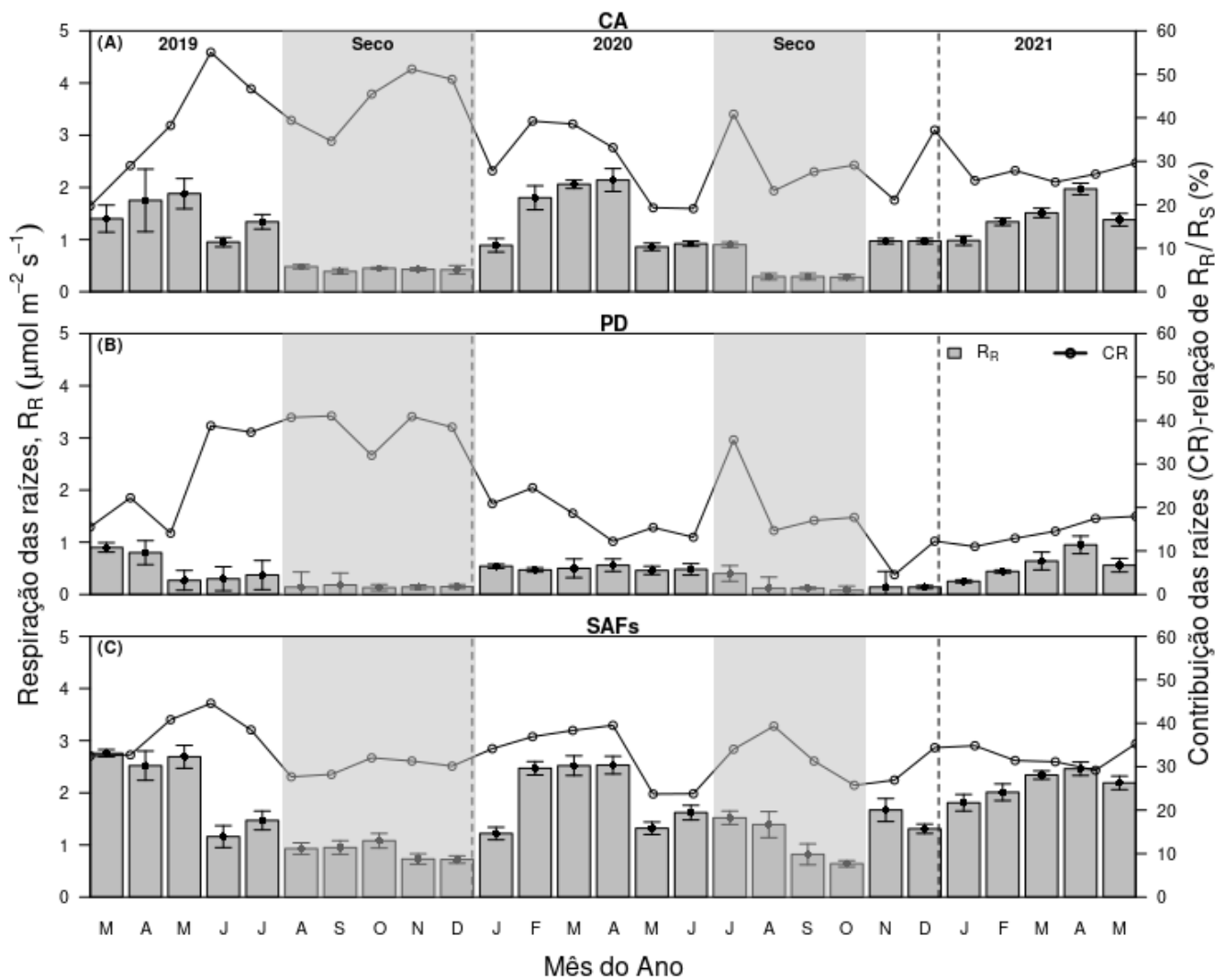
Fonte: Autor (2022)

A respiração das raízes (R_R) apresentou nítida variação sazonal durante todo o período de realização do experimento, com os maiores valores oscilando entre 0,64 e 2,76 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 1,68 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ encontrados nos SAFs (Figura 10C), seguidos pela CA (Figura 10A) variando entre 0,30 e 2,14 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com média de 1,10 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e a PD (Figura 10B) variando entre 0,08 e 0,95 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, e média de 0,4 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Houve maior contribuição das raízes (CR) para a respiração total no solo sob CA onde os valores variaram entre 19,11 e 55,06%, com média estimada a 33,25%. Nos SAFs, a média geral de CR

durante todo o período experimental atingiu os 32,9%, enquanto os menores valores de CR para a respiração total do solo foram observados na área sob PD, variando entre 4,53 e 41,5%, com média avaliada a 22,27%.

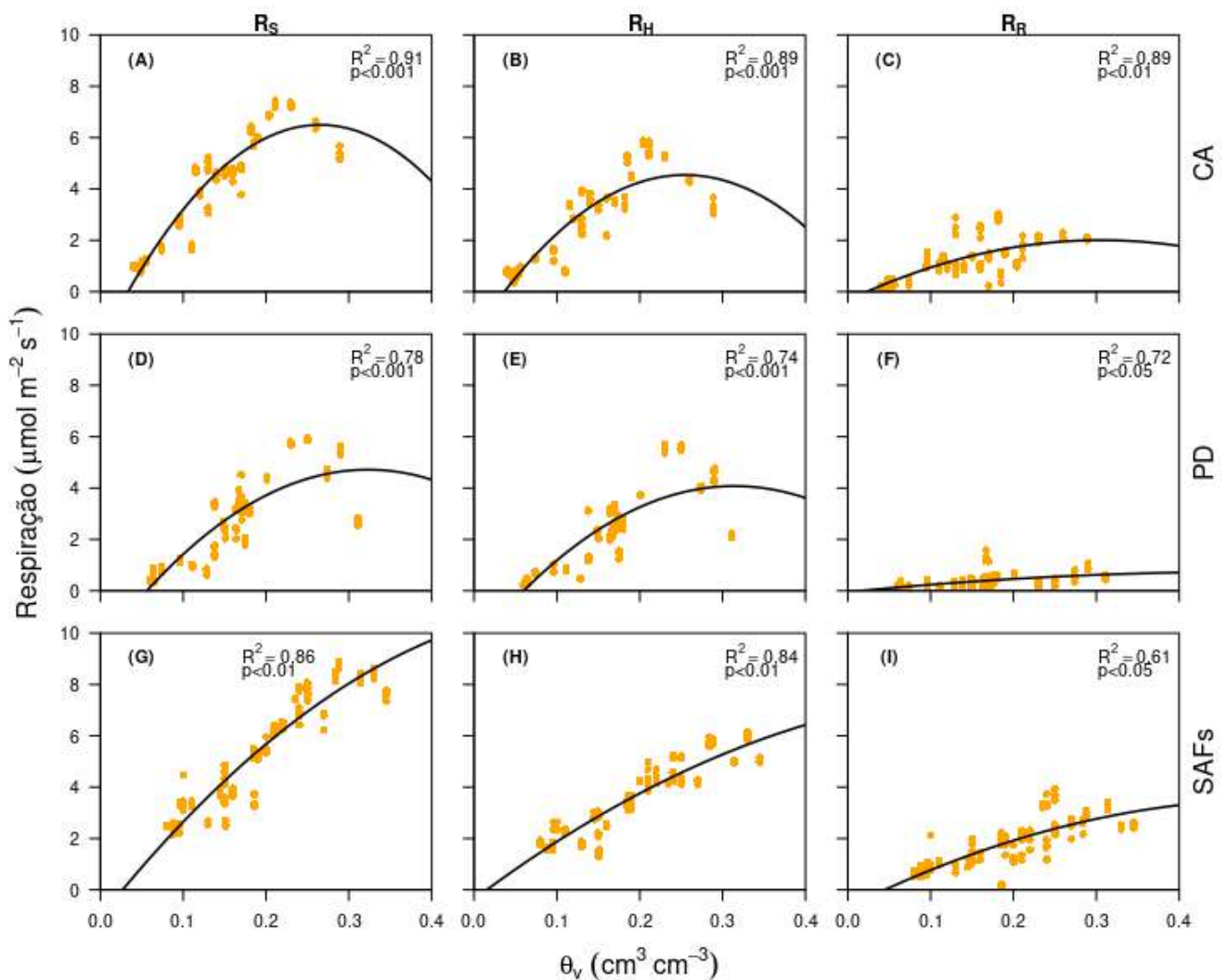
Figura 10 – Taxa mensal de respiração das raízes (R_R) e da contribuição das raízes (CR) dos três diferentes usos do solo, i.e, CA=Caatinga (Figura 10A), PD=Pastagem (Figura 10B) e SAFs=Agroflorestas (Figura 10C) na região semiárida de Pernambuco. Barras $\pm$ desvio padrão representam R_R , enquanto linhas pontilhadas representam CR em relação à porcentagem da respiração total (R_S).



A umidade do solo afeta significativamente ($p < 0,05$) a respiração do solo, apresentando forte correlação positiva (r médio $> 0,80$) entre si (Figura 11, Tabela 4). Observou-se que o aumento da disponibilidade hídrica do solo elevou as taxas de respiração, i.e., R_S , R_H e R_R em todas as áreas e o modelo matemático que melhor demonstrou essa relação foi o quadrático. A CA foi a área que teve melhor ajuste do modelo, sendo apresentados pelos valores do coeficiente de determinação R^2 0,91; 0,89 e 0,89 para R_S , R_H e R_R , respectivamente. O pico dos valores ajustados para as respirações do

solo sob CA ocorreu quando θ_v atingiu os valores 0,265; 0,254 e 0,305 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ para R_S , R_H e R_R , respectivamente (Figura 11A, B e C). Na PD, os modelos apresentaram ótimos ajustes (R^2 acima de 0,70), com picos de R_S , R_H e R_R para umidades de 0,323; 0,314 e 0,49 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, respectivamente, na camada de 0-10 cm (Figura 11D, E e F). Também houve excelente relação entre umidade e respiração do solo sob os SAFs, com coeficiente de determinação (R^2) acima de 0,80; exeto para R_R cujo R^2 foi igual a 0,61 (Figura 11G, H e I). Nos SAFs, há uma tendência de crescimento da curva, o que indica que os picos de respiração nesses sistemas são alcançados para θ_v superior a 0,40 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

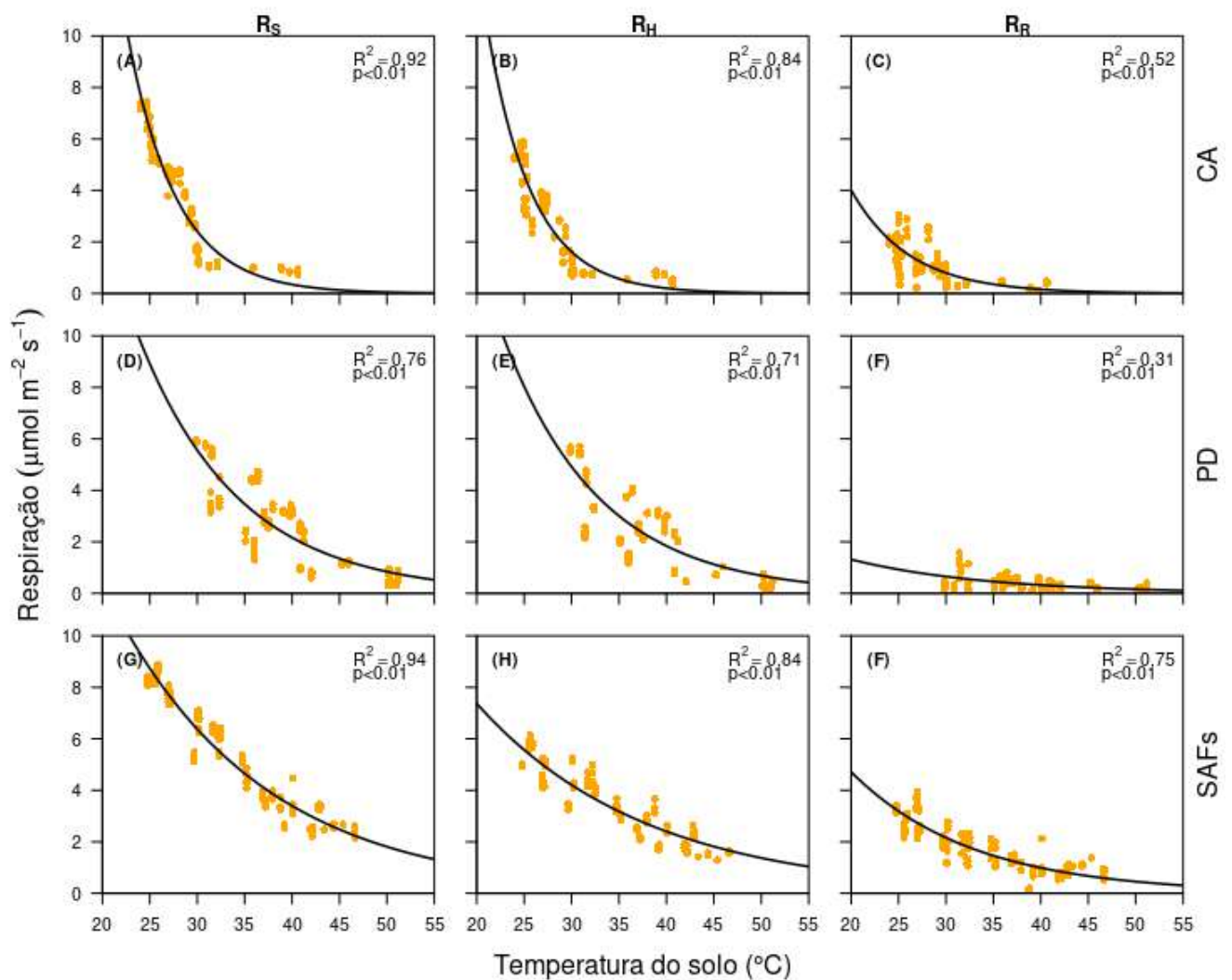
Figura 11 – Relação entre a respiração do solo, i.e., R_S , R_H , R_R e a umidade do solo (θ_v) para as áreas sob CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas, ao longo do período de avaliação na região semiárida de Pernambuco. Figuras na linha representam as áreas (CA, PD e SAFs), enquanto aquelas na coluna representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R).



A temperatura do solo (T_s) teve forte correlação negativa (r médio = -0,89; $p < 0,001$) com

todos os tipos de respiração do solo (R_S , R_H e R_R) em todas as áreas estudadas, i.e, a CA, a PD e os SAFs (Figura 12; Tabela 4), apresentando um comportamento inverso em relação ao efeito da umidade na respiração do solo. O modelo exponencial decrescente teve um ótimo ajuste na avaliação da relação entre temperatura do solo (T_s) e as respirações (R_S , R_H e R_R), ou seja, a respiração do solo diminui com a elevação da temperatura do solo, com maiores R^2 0,94 (R_S), 0,84 (R_H) e 0,75 (R_R) encontrado nos SAFs, sendo seguido por CA com R^2 0,92 (R_S), 0,84 (R_H) e 0,52 (R_R), enquanto os menores valores de R^2 0,76 (R_S), 0,71 (R_H) e 0,32 (R_R) foram observados na área sob PD.

Figura 12 – Relação entre a respiração do solo, i.e, R_S , R_H , R_R e a temperatura do solo (T_s) para as áreas sob CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas, ao longo do período de avaliação na região semiárida de Pernambuco. Figuras na linha representam as áreas (CA, PD e SAFs), enquanto aquelas na coluna representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R).



Fonte: Autor (2022)

Tabela 4 – Correlações de Pearson entre as respirações versus umidade volumétrica do solo (θ_v) e temperatura superficial (T_s) dos solos sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs)

Respiração	CA		PD		SAFs	
	θ_v (cm ³ cm ⁻³)	T_s (°C)	θ_v (cm ³ cm ⁻³)	T_s (°C)	θ_v (cm ³ cm ⁻³)	T_s (°C)
R_S	0.91***	-0.91***	0.87***	-0.87***	0.93***	-0.95***
R_H	0.86***	-0.87***	0.86***	-0.85***	0.91***	-0.91***
R_R	0.89***	-0.86***	0.79***	-0.87***	0.89***	-0.93***

R_S : respiração total do solo, R_H : respiração heterotrófica do solo, R_R : respiração das raízes do solo e ***: significativa a 0.1%

Houve variações nos valores de Q_{10} entre os sistemas avaliados ($p < 0,01$) e os tipos de respiração. Os maiores valores de Q_{10} foram encontrados nos SAFs, sendo 0,53 (R_S), 0,57 (R_H) e 0,46 (R_R). Já, os menores valores de Q_{10} ocorreram na área sob CA. Exeto para os SAFs, nas demais áreas a respiração das raízes (R_R) mostrou-se mais sensível às mudanças na temperatura do solo quando comparada com a respiração heterotrófica (R_H).

Tabela 5 – Parâmetros ajustados das equações exponenciais das respirações anuais do solo (R_S , R_H e R_R , $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e em função da temperatura (T_s , °C) e os valores de Q_{10} para os três diferentes usos do solo na região semiárida de Pernambuco.

Áreas	Equação	R^2	P	Q_{10}
CA	$R_S = 854.85e^{-0.1945T_s}$	0.92	<0.001	0.14
	$R_H = 851.72e^{-0.20892T_s}$	0.86	<0.01	0.12
	$R_R = 101.76e^{-0.16169T_s}$	0.52	<0.01	0.20
PD	$R_S = 94.21e^{-0.09432T_s}$	0.76	<0.001	0.39
	$R_H = 93.68e^{-0.09432T_s}$	0.71	<0.001	0.37
	$R_R = 5.38e^{-0.07032T_s}$	0.31	<0.01	0.49
SAFs	$R_S = 42.22e^{-0.063006T_s}$	0.94	<0.001	0.53
	$R_H = 22.61e^{-0.056047T_s}$	0.84	<0.001	0.57
	$R_R = 22.41e^{-0.077972T_s}$	0.75	<0.001	0.46

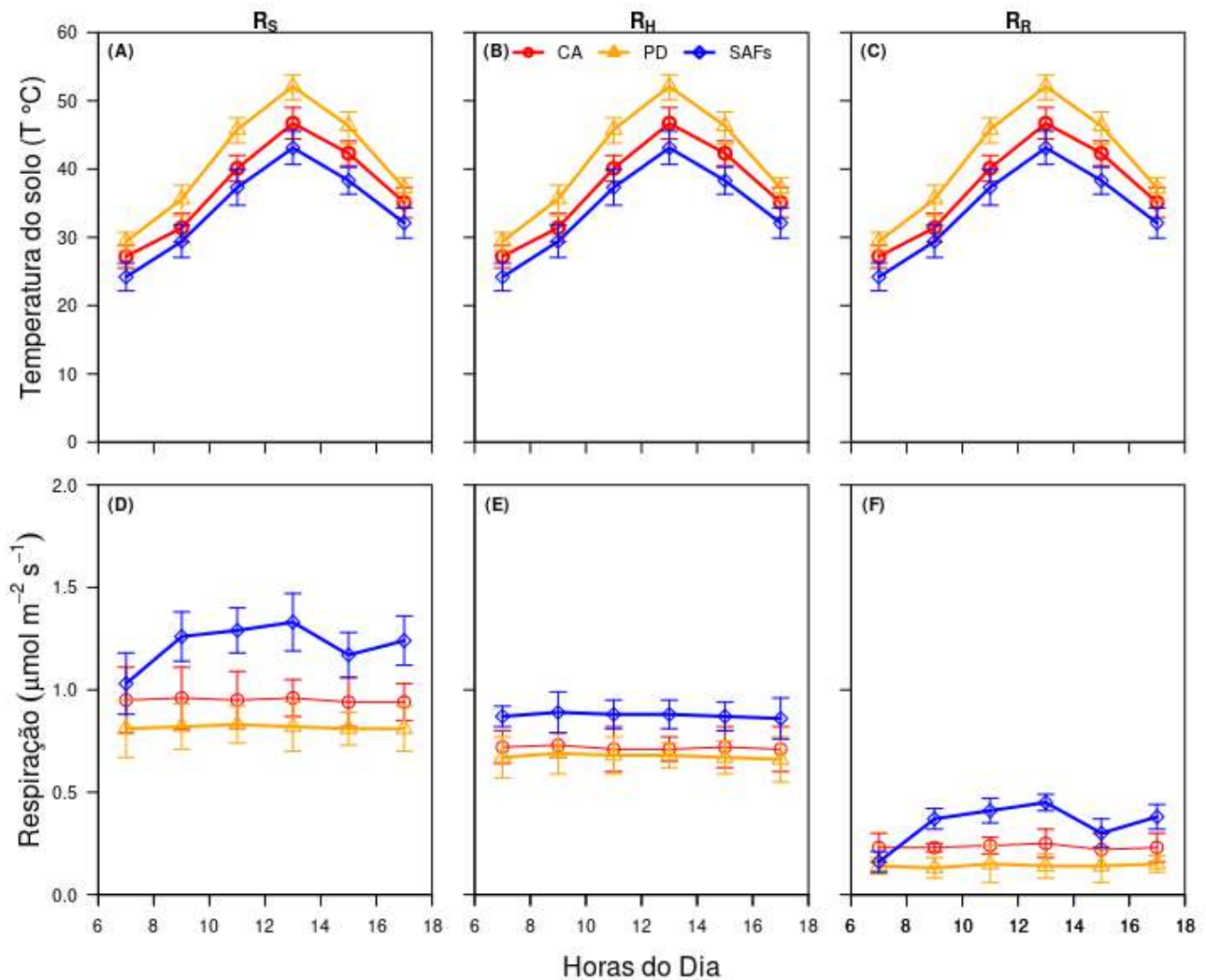
CA: Caatinga densa; PD: Pastagem degradada; SAFs: Sistemas agroflorestais; R_S : respiração total do solo, R_H : respiração heterotrófica do solo, R_R : respiração das raízes do solo.

4.3.1 Avaliação diurna de respiração do solo

Nas Figuras 13 e 14, estão apresentados os valores das respirações do solo, i.e. R_S , R_H e R_R , em escala horária durante a estação seca e chuvosa, respectivamente. Na estação seca, sob reduzido conteúdo de água no solo, a temperatura não exerceu efeito significativo sobre a respiração do solo, ou seja, apesar da variação significativa da temperatura, as respirações do solo permaneceram

praticamente as mesmas ao longo do dia (Figura 13D, E e F). Neste período, a temperatura na superfície do solo na PD atingiu até os 55 °C e notadamente, menor taxa de respiração do solo.

Figura 13 – Variação diurna da respiração ($\pm$ Desvio Padrão) e temperatura superficial do solo ($\pm$ Desvio Padrão) nos três diferentes ambientes de uso do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco durante o período seco. Gráficos nas colunas representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R).

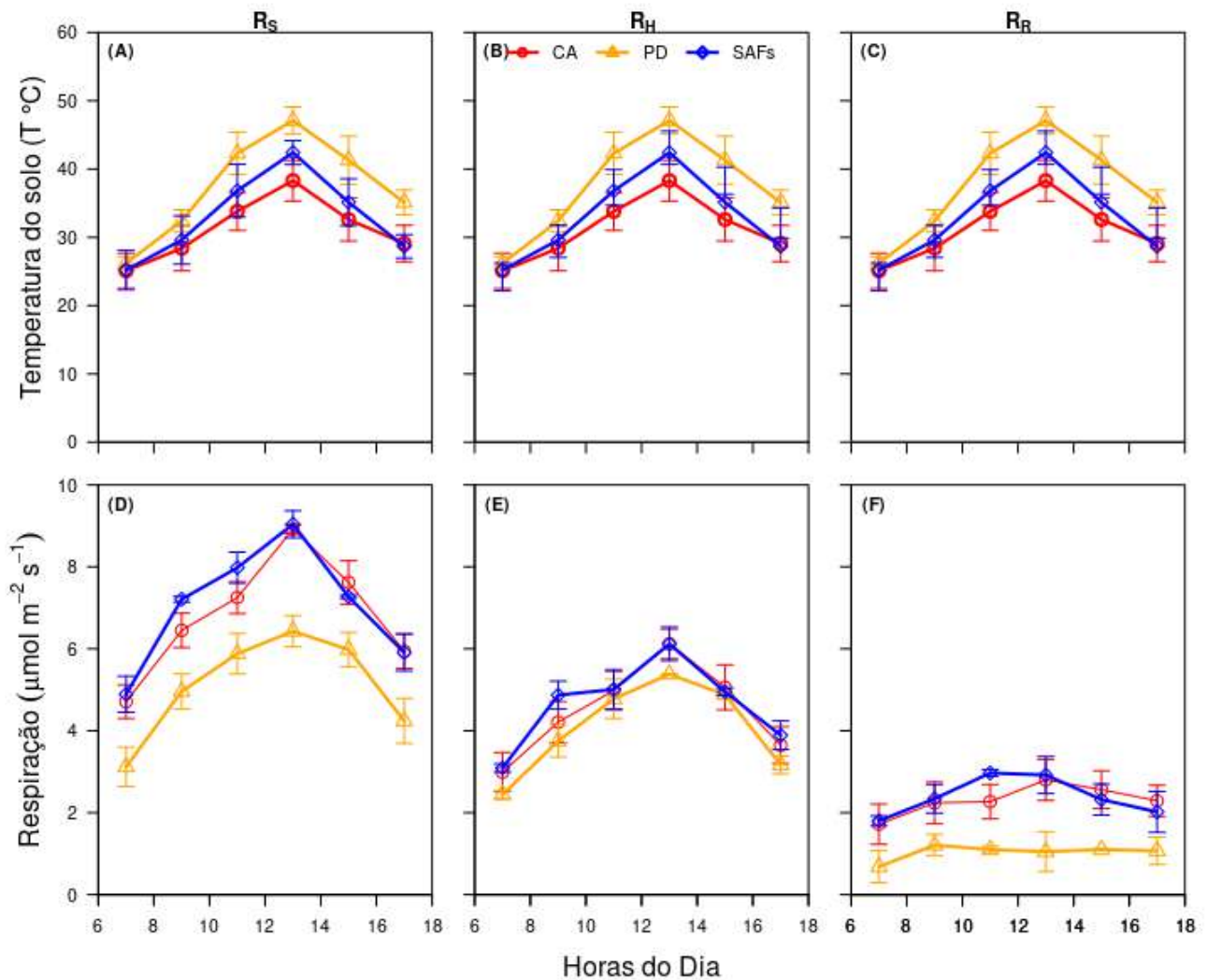


Fonte: Autor (2022)

Por outro lado, durante a estação chuvosa (água disponível no solo), houve em todas as áreas, um aumento concomitante entre a respiração e a temperatura do solo, ou seja, as taxas de respiração do solo aumentaram conforme a elevação da temperatura do solo (Figura 14). Durante este período, há uma grande variação no efluxo de CO_2 do solo ao longo do dia com maiores valores encontrados nos SAFs, seguido pela CA, com pico de temperatura e respiração ocorrendo às 13:00 p.m. Percebe-

se também que, durante a estação chuvosa, a média das respirações do dia está situada entre os valores obtidos das 09:00 às 11:00 a.m. e das 15:00 às 17:00 p.m, em todos os sistemas estudados.

Figura 14 – Variação diurna da respiração ($\pm$ Desvio Padrão) e temperatura superficial do solo ($\pm$ Desvio Padrão) nos três diferentes ambientes de uso do solo (CA=Caatinga, PD=Pastagem e SAFs=Agroflorestas) na região semiárida de Pernambuco durante o período chuvoso. Gráficos nas colunas representam os tipos de respiração (R_S , R_H e R_R).



Fonte: Autor (2022)

5 DISCUSSÃO

5.1 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO

A mudança no uso da terra afetou significativamente as propriedades físico-hídricas do solo em ambas as estações avaliadas. A umidade volumétrica θ_v está diretamente relacionada à precipitação pluviométrica, sendo assim, os valores elevados encontrados para todas as áreas no momento chuvoso eram esperados. No período chuvoso, os SAFs apresentaram maior teor de água no solo, sendo diferente estatisticamente da PD. Como os SAFs possuem um dossel maior, a perda de água do solo por evaporação foi menor. Durante o período seco, o valor de θ_v nos SAFs foi maior que os demais sistemas (CA e PD), por receber um aporte de água por irrigação.

A resistência mecânica do solo à penetração (RP) é um indicador de quanto o solo está compactado e integra os efeitos da densidade (D_s), da umidade (θ) do solo, do teor de matéria orgânica do solo, presença de raízes, entre outros. A RP apresentou comportamento inverso ao observado para umidade do solo, onde os maiores valores aconteceram durante o período seco. A baixa umidade do solo aumenta a coesão entre as partículas minerais, que quanto mais próximas e difíceis de serem separadas, dificultando a penetração das raízes. A dependência da resistência do solo à penetração (RP) em função do conteúdo de água no solo (θ) está amplamente registrada na literatura (OLIVEIRA; SEVERIANO; MELLO, 2007; BLAINSKI et al., 2008; SILVA; BIANCHINI; CUNHA, 2016). Souza et al. (2021) avaliando a dinâmica da resistência do solo à penetração em ambientes controlados por água, detectaram uma forte correlação negativa entre θ e RP, ou seja, os valores mais elevados de RP foram encontrados quando o solo apresentava baixo teor de água.

Em ambos os períodos (seco e úmido), a PD apresentou os maiores valores de RP, com uma expressividade no período seco de 2,04 e 2,22 vezes superior que a CA e os SAFs, respectivamente. Esse fato é devido ao solo sob PD estar mais exposta aos impactos das gotas de chuva e ao pisoteio dos animais que lá pastejam, além do menor teor de MOS entre as partículas minerais promove um aumento das forças de coesão, aumentando assim a RP. Os menores valores de RP encontrados na CA e nos SAFs podem estar relacionados à maior diversidade de plantas contribuindo para um maior quantidade de resíduos orgânicos depositados sobre a superfície do solo e consequentemente maior teor de MOS no solo (visto tabela 2). O acúmulo de biomassa sobre o solo reduz o impacto direto da gota de chuva, minimizando o efeito da compactação desses solos, já as plantas formam bioporos através de suas raízes, reduzindo assim RP (COSTA et al., 2012; AREVALO-HERNANDEZ et al.,

2016). Vários trabalhos têm demonstrado esse comportamento, onde a RP é mais elevada em área sob pastagem quando comparado com sistema agroflorestal e floresta nativa (AREVALO-HERNANDEZ et al., 2016; FURQUIM et al., 2020; ANTONELI et al., 2020).

Canarache (1990) sugere que valores de RP a partir de 2,6 MPa podem promover limitações ao crescimento das raízes, e acima de 10,1 MPa comprometem severamente o crescimento radicular das plantas. Assim, o valor médio de RP acima de 15 MPa na camada de 0-10 cm encontrados na PD indica que esse sistema oferece resistência elevada ao crescimento de raízes, o que é bastante evidente já que a área está em estado avançado de degradação, com pouca presença de cobertura vegetal e manchas de solos completamente expostos.

A sorvidade S , $\text{mm s}^{-1/2}$ traduz a capacidade do solo em absorver água por capilaridade e depende essencialmente da variação do teor volumétrico de água inicial e final da infiltração " $\Delta\theta = \theta_s - \theta_i$ " (JUNIOR et al., 2014). É governada pelas propriedades físicas da superfície do solo como a textura, o grau de agregação e a estabilidade do agregado. Na PD o valor médio de S diminuiu na ordem de 69,23 e 48,62% quando comparado com os solos sob CA e SAFs, respectivamente (Figura 8A). O maior valor de S encontrado na CA é decorrente da maior porosidade total, menor compactação, maior teor de matéria orgânica que favorece a retenção de água, contribuindo assim para uma maior variação de θ durante a infiltração ($\Delta\theta$). Estudos têm demonstrado uma correlação linear positivo entre a sorvidade, a porosidade total, macroagregados e acúmulo de resíduos vegetais na superfície do solo, e correlação negativa entre a sorvidade e a densidade do solo (SHAVER et al., 2013; ACHMAD; RATRI; ARIEF, 2017)

A variação temporal da condutividade hidráulica saturada do solo, K_s (mm s^{-1}) (Figura 8B) é impulsionada pela mudança de uso da terra. Os maiores valores de K_s encontrados na CA e nos SAFs, no período seco, é devido a uma série de fatores como a maior cobertura vegetal, maior diversidade e densidade de espécies com seus diferentes sistemas radiculares, maior teor de MOS e maior macroporosidade. Esse conjunto de fatores proporcionam a conectividade hidráulica entre os poros em decorrência da boa condição estrutural do solo, mas principalmente pelos caminhos preferenciais produzidos pelas raízes remanescentes e decompostas no período seco. Demonstrando que a capacidade dos solos dos SAFs conduzirem água se igualam aos da CA e são enormemente superiores aos da PD, dentro de, em média, 13 anos de recuperações desses solos. Os valores médios de K_s encontrados na CA durante o período chuvoso foram maiores que PD aproximadamente 3,10 vezes durante o período seco e 3,04 vezes durante o período chuvoso. Os menores valores de K_s na PD ocorreram em função da elevada compactação do seu solo expressa em D_s (g cm^{-3})

e RP (MPa), além da reduzida cobertura vegetal, menor atividade microbiana e maiores microporos presentes nessa área. Estudos realizados no semiárido pernambucano detectaram uma maior condutividade hidráulica (K_s) em região de mata nativa (CA) quando comparado com a pastagem degradada (JUNIOR et al., 2014; LIMA et al., 2020; RAVELLYS et al., 2021). Durante o período seco, K_s não apresentou diferença significativa para CA e SAFs, o que leva a crer que os solos dessas duas áreas possuem qualidade física semelhante. Zhang et al. (2019) observaram uma redução no escoamento superficial decorrente da elevada condutividade hidráulica de uma área reflorestada, quando comparada com uma área sob pastagem degradada. Leite et al. (2017) detectaram que em paisagens de Caatinga são necessários mais de 35 anos para a recuperação das propriedades hidráulicas do solo após o abandono da terra. No entanto, nossos resultados sugerem que, quando se adota sistemas agroflorestais, em média 13 anos são suficientes para que as propriedades hidráulicas do solo sejam recuperadas.

Os valores de K_s (mm s^{-1}) e S ($\text{mm s}^{-1/2}$) encontrados neste estudo estão de acordo com os observados por Souza et al. (2008) que, ao estimarem a sorvidade e a condutividade hidráulica com o programa BEST em três amostras de um Latossolo Amarelo e três amostras de um Neossolo Flúvico, verificaram variação entre 0,49 e 2,48 $\text{mm s}^{-1/2}$ para a sorvidade e entre 0,01 e 0,19 mm s^{-1} para a condutividade hidráulica saturada.

5.2 CARBONO TOTAL (COT) E VARIÁVEIS MICROBIOLÓGICAS DO SOLO

Os maiores teores de COT encontrados nos solos sob SAFs e CA, provavelmente estão associados a maior entrada de C via o processo fotossintético e maior quantidade de resíduos vegetais produzidos pelas espécies das plantas. Nessas áreas, como a adição e o acúmulo de resíduos vegetais como folhas, galhos e raízes na superfície do solo são maiores, a decomposição e ciclagem dos nutrientes desses materiais por meio da atividade microbiana são mais eficientes, preferencialmente nas estações chuvosas. O alto teor de COT nos sistemas SAFs e CA é explicada também pela grande diversidade de espécies vegetais nessas áreas. Além disso, os SAFs possui muitas gramíneas (cana-de-açúcar, capim-elefante, etc.) conhecidas principalmente como plantas com metabolismo C4, que, devido a sua fisiologia, contribuem para uma maior entrada de C ao solo. Por outro lado, o menor teor de COT na área sob PD está associado ao manejo inadequado, ou seja, ausência de manutenção e adubação do pasto, o superpastoreio que intensifica a compactação do solo e a remoção da cobertura vegetal, resultando em uma pastagem degradada (SCHULZ et al., 2016; LOPES et al., 2020). Esse fato

demonstra que a remoção da vegetação nativa e sua substituição por lavouras, no caso as pastagens, promovem perdas consideráveis de matéria orgânica do solo (GIONGO et al., 2011; MENEZES et al., 2021) e, portanto, o aporte de carbono orgânico ao solo, porém, o inverso pode ser observada ao adotar um sistema agroflorestal (KIILL L. H. P.; PORTO, 2019)

O efeito das estações foi observado em todas as áreas estudadas, com o COT maior no período chuvoso. Isso porque a umidade do solo favorece a atividade microbiana do solo, aumentando as taxas de decomposição da serapilheira depositada durante o período seco e posterior incorporação de COT ao solo. O maior valor de COT na superfície dos solos (0-5 cm) das áreas e seu decréscimo com a profundidade é decorrente da deposição ou acúmulo de serapilheira, no primeiro momento da decomposição. Em seguida, após ser mineralizada por microrganismos, é incorporada ao solo. Vários estudos relatam a redução no carbono orgânico com o aumento da profundidade do solo (KUTSCH et al., 2010; LAWRENCE et al., 2015; JIN et al., 2017; LI et al., 2018; GROSS; HARRISON, 2019)

Os maiores valores de respiração basal do solo (RBS) nos solos sob SAFs e CA também foram promovidos pela maior disponibilidade de substratos (COT) presentes nessas áreas, além da maior diversidade e densidade de microrganismos que atuam na decomposição desses substratos.

Os maiores valores de C_{mic} encontrados nos SAFs e CA em comparação a PD eram esperados. A cobertura de solo de uma vegetação nativa ou floresta proporciona o acúmulo de matéria orgânica, aumentando a disponibilidade de nutrientes para o desenvolvimento da microbiota (ALVES et al., 2011). A microbiota é favorecida pelo fornecimento contínuo de matéria orgânica proveniente da vegetação, com diferentes graus de suscetibilidade à decomposição (CUNHA et al., 2012). Nunes et al. (2018) avaliaram 4 sistemas de manejo e detectaram maior valor de C_{mic} na vegetação nativa e menor valor na área sob pastagem degradada. A tendência de valores mais elevados de C_{mic} em ecossistemas naturais de uso da terra do que em ambientes alterados pelo homem também foi encontrada por Silva et al. (2018).

Obtido pela relação C_{mic}/COT , o q_{mic} tem sido considerado um bom indicador de alterações nos processos do solo por expressar quanto do C orgânico do solo está imobilizado na biomassa microbiana. Os valores mais altos de q_{mic} encontrados nos SAFs e CA indicam que esses sistemas favorecem o metabolismo energético e o estabelecimento de muitos microrganismos, ou seja, significa melhor qualidade do solo e maior eficiência das comunidades microbianas no uso de C e matéria orgânica do solo (PLAZA; PAOLINI; CANTERO-GUEVARA, 2019). Já, os menores valores de q_{mic} na PD indicam uma redução na capacidade da biomassa microbiana de converter C orgânico dentro dos seus tecidos microbianos quando a área está sob estresse ou perturbação, resultando em valores

reduzidos de q_{Mic} (ANDERSON; DOMSCH, 1989; CAO et al., 2021).

Segundo Jenkinson e Ladd (1981) os valores de q_{MIC} variam de 1 a 4%, e nossos resultados estão de acordo com os observados por esses autores, sendo o maior valor absoluto 2,68% e menor valor absoluto 1,58% encontrados nos SAFs e PD, respectivamente. Pezarico et al. (2013) avaliaram diferentes sistemas de uso do solo e não detectaram diferenças significativa entre os sistemas agroflorestais e a vegetação nativa. Segundo esses autores, a estabilidade desses sistemas favorece o aumento da matéria orgânica em quantidade e qualidade, beneficiando o desenvolvimento da comunidade microbiana do solo. Os maiores valores de q_{Mic} entre 10 e 20 cm, em todos os sistemas avaliados, indicam indicar uma melhor qualidade da MOS e uma ação mais eficiente dos microrganismos no uso de compostos orgânicos do solo nessa profundidade (JUNIOR et al., 2021).

O valor elevado de q_{CO_2} na PD confirma o estado de estresse ou perturbação do solo em decorrência do manejo inadequado que esses sistema foi submetido ao longo do tempo. Na PD, a temperatura do solo oscila mais devido a menor densidade de cobertura vegetal. No período chuvoso, a matéria orgânica que resta é rapidamente decomposta pelos microrganismos do solo. O superpasteoreio também contribui para elevar o quociente metabólico do solo, uma vez que, ao pastar, os animais destroem os agregados do solo e expõem a matéria orgânica, acelerando a mineralização e posterior liberação do carbono na forma de CO_2 . Os resultados retratam que a CA e os SAFs reduzem as emissões de CO_2 de forma mais eficiente ao longo do tempo, pois são mais estáveis à comunidade microbiana do solo, quando comparados com a PD. Em geral, o baixo q_{CO_2} indica economia na utilização de energia e, supostamente, reflete um ambiente mais estável ou mais próximo do seu estado de equilíbrio, por outro lado, valores elevados de q_{CO_2} são indicativos de ecossistemas submetidos a alguma condição de estresse ou de distúrbio (ANDERSON; DOMSCH, 1989).

5.3 TEMPERATURA, UMIDADE E RESPIRAÇÃO DO SOLO

A temperatura superficial do solo (T_s) foi maior no período seco, em todas as áreas estudadas, em função da radiação solar que atinge a superfície do solo ser mais intensa neste período, corroborando com o observado por Marques et al. (2020) em condições similares. O aumento da temperatura na superfície do solo da PD também é decorrente do manejo inadequado e sobrepasteiro, que ao promoverem a remoção do dossel, expõe o solo à radiação solar direta (LIMA et al., 2020). Algumas pesquisas analisando as mudanças na cobertura do solo e dos padrões sazonais na região semiárida do Brasil, constataram maiores valores de temperatura do solo na pastagem quando comparada à

área de caatinga (RIBEIRO et al., 2016; SILVA et al., 2017; LIMA et al., 2020)

A umidade do solo (θ_v) ao longo do período experimental foi maior nos SAFs pois nesses sistemas há uma reposição de água tanto no período chuvoso quanto no período seco para manter o sistema funcional, favorecendo a manutenção do dossel durante quase todo o ano e consequentemente a diminuição da evaporação da água no solo. Já, na PD, o solo apresentou um conteúdo de água ligeiramente superior em relação ao solo sob CA, visto que nessa área (PD) a ausência da cobertura vegetal diminui a interceptação da chuva pelo dossel resultando em um contato direto da mesma com o solo. De acordo com Lima et al. (2020), a menor umidade volumétrica do solo na CA é resultante da maior captação de água pelo sistema radicular profundo. Os valores de umidade do solo para a CA e PD encontrados neste estudo estão de acordo com os observados por Silva et al. (2017) que detectaram maior teor de umidade do solo na área sob pastagem quando comparado com a caatinga.

A respiração do solo (R_S e R_H) foi claramente influenciada por mudanças na umidade (θ_v), temperatura da superfície do solo ($^{\circ}\text{C}$), matéria orgânica do solo (MOS), em decorrência das chuvas e do uso da terra. A elevada taxa de respiração dos solos detectada nas áreas dos SAFs e da CA, nesta ordem, está relacionada com a maior disponibilidade de substrato (COT) (Tabela 3) que é essencial para a atividade microbiana do solo nesses ambientes e menor temperatura do solo, além de possuir melhor estrutura física como maior porosidade total, menor densidade e resistência mecânica à penetração, quando comparados com a PD. A respiração total do solo nos SAFs se manteve acima de $2 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mesmo durante os períodos de estiagem, pois esses sistemas foram irrigados sempre que possível, com o intuito de mantê-los produtivos já que são destinados também à produção de alimento para a sobrevivência das famílias. Apesar do solo sob PD ter tido, ao longo do período experimental, um conteúdo de água ligeiramente maior do que a CA, sua taxa de respiração foi menor. Isso leva a crer que a disponibilidade de substrato no solo é um dos fatores chave para a respiração do solo, já que na PD os valores de COT, RBS e C_{mic} foram inferiores aos demais sistemas.

Notadamente, todas as áreas avaliadas apresentaram maiores valores de respiração do solo durante a estação chuvosa. Isso mostra o quanto a umidade potencializa a atividade dos microrganismos presentes no solo que atuam na decomposição e mineralização da matéria orgânica. A microbiologia do solo das áreas expressa em RBS e C_{mic} (Tabela 3), confirma uma maior atividade dos microrganismos durante o período chuvoso, que consequentemente contribuiu para elevar as taxas de respiração do solo. Na estação seca, as menores taxas de respiração foram condicionadas ao reduzido

conteúdo de água (θ_v) e a elevada temperatura (T_s) do solo (LIMA et al., 2020). Tang et al., (2003) evidenciaram que a interação entre alta temperatura e baixa umidade do solo provoca uma redução na respiração do solo, visto que baixa umidade do solo, decorrente da falta de precipitação pluvial e do aumento da temperatura, inibe a atividade microbiana, restringe a conectividade poro-água e diminui a solubilidade e transporte de massa de carbono orgânico, que constitui uma fonte de energia para os microrganismos heterotróficos (DAVIDSON et al., 2012).

De um modo geral, os valores da respiração dos solos da CA ($13,43 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) e dos SAFs ($19,32 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) representam um aumento na ordem de 59,8 e 130%, respectivamente, quando comparados com os sob PD ($8,40 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$), respectivamente. Vale salientar, apesar dos solos sob CA e SAFs emitirem mais C através da respiração, esses sistemas captam mais carbono da atmosfera, além dos seus solos oferecerem maior disponibilidade de substrato do que o solo sob PD. Fazendo uma relação entre o COT e o estoque do C da respiração, percebe-se que as perdas anuais do C na CA representam 24,08%, na PD 32,94% e nos SAFs 37,83%. Isso demonstra que o solo da PD perde mais carbono que o da CA, e os SAFs por serem sistemas novos ou em transição, as perdas de carbono são maiores. Entretanto, essas perdas do C nos SAFs tendem a reduzir e se aproximar dos valores encontrados na CA com o tempo.

A respiração das raízes (R_R) foi maior na CA e nos SAFs, devido a maior diversidade de espécies vegetais com maior dossel e diferentes sistemas radiculares presentes nesses ambientes. A R_R está diretamente relacionada com o processo fotossintético durante os estágios fenológicos das plantas (BRONSON; GOWER, 2010; ITO, 2020). Assim, os maiores valores de R_R detectados na CA e nos SAFs estão relacionados a alta atividade fisiológica associada ao crescimento das raízes das plantas. No período chuvoso, o maior valor de R_R na CA foi $2.14 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, e diminuiu significativamente para $0.30 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no período seco, devido a redução nas atividades fisiológicas das plantas. Em ambiente semiárido, nas estações secas, as plantas entram em senescência onde cessam suas atividades fisiológicas por meio de queda de folhas para evitar perda de água (LIMA et al., 2018).

A CR é uma variável importante, pois permite saber quanto da respiração total do solo é advindo das raízes. Zhou, Wan e Luo (2007) estimaram que as raízes em uma floresta contribuíram entre 28,3 e 40% para a R_S anual. Os valores de CR durante todo o período de avaliação, para as áreas CA e SAFs, foram na ordem 33,25 % e 32,9%, respectivamente, estão de acordo aos valores observados por esses autores. A menor CR (22,7%) na PD já era esperado devido a elevada compactação do solo expressa em sua densidade e resistência à penetração, que impediu o crescimento de raízes nesse

sistema. Feng et al. (2018) detectaram que a respiração heterotrófica em ecossistemas de pastagem contribuiu com 72,8% da respiração anual, sendo 2,7 vezes a respiração das raízes, e essa observação está de acordo com o resultados encontrados para PD neste trabalho. De uma maneira geral, dos 13,43; 8,40 e 19,32 ton C ha⁻¹ ano⁻¹ respirados pelos solos sob CA, PD e SAFs, respectivamente, 4,49; 1,91 e 6,36 ton C ha⁻¹ ano⁻¹, na mesma ordem, são advindos da respiração das raízes.

Os modelos matemáticos descritos para avaliar o efeito de θ_v e T_s sobre a respiração do solo mostraram uma correlação positiva entre a umidade do solo θ_v e R_S , R_H e R_R , por outro lado, houve uma correlação negativa ao avaliar o efeito da (T_s) sobre a R_S , R_H e R_R em todos os sistemas estudados, i.e, a CA, a PD e os SAFs.

A respiração do solo responde a variação da umidade do solo de maneira quadrática, ou seja, a R_S , R_H e R_R aumentam com a umidade de solo até em média 0,275 cm³ cm⁻³ na CA e 0,375 cm³ cm⁻³ na PD, e cai em seguida, mesmo com o contínuo aumento de θ_v . Estudos evidenciaram que em ambas as condições, i.e., o alto e o baixo teor de água no solo, a respiração diminui, uma vez que o baixo conteúdo de água no solo prejudica o processo fotossintético das plantas e a atividade da microbiota do solo. Por outro lado, o alto conteúdo de água do solo interfere em sua respiração, tanto pela redução da atividade respiratória aeróbica, que é a principal responsável pela emissão de CO₂ quanto pelo efeito físico de real impedimento à passagem do CO₂ até atingir a interface solo-atmosfera (BARTLETT; ROSS, 1988b; LIPTZIN; SILVER; DETTO, 2010; DAVIDSON et al., 2012; DARROUZET-NARDI et al., 2018). A atividade microbiana e respiração das raízes eficientes são mantidos quando os solos estão na sua capacidade de campo, ou seja, quando os macroporos estão livres de água e os microporos ocupados com água (CONTOSTA et al., 2016; MIAO et al., 2017). Meena et al. (2020) estudaram a respiração do solo sob diferentes sistemas de uso da terra em um ecossistema semiárido de Delhi na Índia, e evidenciaram que a umidade do solo é o principal fator controlador da respiração do solo. Em uma floresta temperada na China, Yanchun et al. (2017) observaram uma correlação positiva entre a umidade e a respiração do solo, mesmo a umidade não sendo um fator limitante nesse ambiente.

Um número substancial de trabalhos tem demonstrado uma relação positiva entre a temperatura e a respiração do solo (LLOYD; TAYLOR, 1994; CARTWRIGHT; HUI, 2014; CHEN et al., 2017; CHEN et al., 2018; AZIZI-RAD et al., 2021; HOU et al., 2021; GUAN et al., 2022), no entanto, esses trabalhos foram desenvolvidos em ambientes de clima temperado, onde a disponibilidade de água não é um fator limitante. Porém, nas áreas de CA, PD e SAFs, constatou-se uma correlação negativa entre T_s e R_S , R_H e R_R , ou seja, o aumento da temperatura promoveu um decréscimo na taxa da respiração

do solo, em todos os sistemas avaliados. O aumento da temperatura do solo, decorrente da elevada radiação solar durante a estação seca, atenua os processos fisiológicos das plantas e inibe a atividade dos microrganismos, reduzindo seu ataque ao substrato disponível, o que acarreta em uma redução na respiração do solo. Trabalhos conduzidos em ambientes semiáridos detectaram uma correlação negativa entre a temperatura e respiração do solo, corroborando com os resultados encontrados neste estudo (RIBEIRO et al., 2016; FERREIRA et al., 2018; NIU et al., 2019; LIMA et al., 2020).

Em todos os sistemas, os valores de Q_{10} ficaram abaixo de 1, provavelmente devido a menor amplitude anual de temperatura na região. Vários trabalhos demonstraram que os valores de Q_{10} são maiores em ambientes de clima temperado, com Q_{10} superior a 1, devido as suas amplas variações de temperatura que passam, muitas vezes, de valores negativos para positivos (MEYER; WELP; AMELUNG, 2018; YANG et al., 2021). Wang et al. (2010) salientaram que o Q_{10} tende a ser maior nos ambientes de clima temperada, já o inverso pode acontecer para ambiente semiárido ou árido. Feng et al. (2018) detectaram um decréscimo no valor Q_{10} devido o aumento da temperatura do solo, reforçando a ideia que Q_{10} tende a ser mais elevado nas regiões mais frias.

Exceto para os SAFs, os valores de Q_{10} são mais altos para R_R do que R_H . Isso pode resultar não apenas da maior sensibilidade da respiração específica da raiz à temperatura do solo, mas também da variação sazonal na biomassa da raiz, que geralmente é alta quando a temperatura é alta. Resultados semelhantes, em que a respiração das raízes respondeu mais fortemente ao aumento da temperatura, foram relatados por outros estudos (BOONE et al., 1998; ZHOU; WAN; LUO, 2007).

Notadamente, os maiores valores de Q_{10} foram observados nos SAFs, indicando que esses sistemas são mais sensíveis às mudanças na temperatura do solo, o que é confirmada pela maior taxa de R_R ($1,68 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) quando comparados com os demais sistemas, no caso, a CA ($1,10 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e PD ($0,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Zhou, Wan e Luo (2007) salientaram que, o ecossistema em que há maior respiração de raízes deve ser mais sensível ao aquecimento.

5.3.1 Avaliação diurna de respiração do solo

Analisando um dia isolado de período seco, percebe-se que a T_s exerce pouca influência sobre R_S , R_H e R_R ao longo do dia (Figura 13). Pesquisadores alertam sobre a redução considerável da respiração do solo em decorrência da interação da baixa umidade e elevada temperatura do solo. Vários estudos apontam a umidade do solo como um dos principais fatores que controlam a respiração do solo, principalmente em ambientes semiárido, onde a água é um fator limitante

(FERREIRA et al., 2018; LIMA et al., 2020). Durante o período seco, não importa o horário do dia, os microrganismos param suas atividades e entram em dormência, bem como as plantas reduzem suas atividades fisiológicas, resultando em uma diminuição da respiração do solo.

No período chuvoso (Figura 14), os padrões diurnos de R_S , R_H e R_R foram geralmente associados à variação da T_s para todos os três sistemas (CA, PD e SAFs). Estudos demonstram que, sob condição ideal de umidade, as variações de temperatura favorecem à atividade dos microrganismos do solo que atuam na degradação dos compostos orgânicos (MOS), contribuindo assim para elevar o efluxo de CO_2 . Tang et al. (2018) sugerem que a temperatura do solo exerce função de catalisador das atividades enzimáticas para a decomposição dos compostos orgânicos pela comunidade microbiana do solo. Igualmente, a temperatura pode influenciar a respiração do solo, impactando principalmente as atividades das raízes, a decomposição da serapilheira, da matéria orgânica do solo e a produção de biomassa vegetal, levando a mudanças na disponibilidade do substrato C para as raízes das plantas e micróbios do solo (CHEN et al., 2010; JI; CHEN, 2014; JI et al., 2012; HOU et al., 2021).

Analisando a média dos valores de respiração (R_S , R_H e R_R) para CA, PD e SAFs, nas diferentes escalas horárias, percebe-se que, durante o período chuvoso, os valores coincidiram com aqueles obtidos entre 09:00 e 11:00 a.m. e, entre 15:00 e 17:00 p.m. Isso sugere que, para se fazer medidas de respiração do solo no semiárido brasileiro durante o período chuvoso e para evitar que os valores sejam superestimados ou subestimados, deve-se atentar aos horários das leituras, sendo que estas devem ser realizadas entre 9:00 e 11:00 a.m. ou entre 15:00 e 17:00 p.m. No entanto, durante o período seco, as leituras de respiração do solo podem ser realizadas em qualquer horário do dia.

6 CONCLUSÕES

A mudança de uso da terra provocou alterações na umidade e temperatura do solo, no COT, na atividade microbiana e nas propriedades físico-hídricas do solo.

CA e SAFs demonstraram-se ter melhores estruturas físicas do que a PD, uma vez que seus solos favorecem maior S e K_s , menor RP , menor densidade e maior porosidade total.

O solo sob PD estoca menos carbono que aqueles sob CA e SAFs. Houve maior atividade microbiana nos solos sob CA e SAFs, expressa em RBS e $Cmic$.

A respiração do solo foi fortemente afetada pela sazonalidade da chuva em todas as áreas avaliadas, sendo os maiores valores encontrados nos momentos de maior precipitação pluvial.

As R_S , R_H e R_R foram maiores nos solos sob SAFs e CA, nessa ordem, quando comparadas à PD. Apesar da respiração ter sido menor no solo sob PD, foi observado a partir da relação COT/R_S que esse sistema perde mais carbono quando comparado com a CA. Adicionalmente, os valores de qCO_2 sugerem que o solo da PD está sob perturbação.

A R_R foi maior nas áreas sob CA e SAFs, e sua contribuição em relação à R_S foi estimada em 33,25 e 32,9 para CA e SAFs, respectivamente. Já na área sob PD, as raízes contribuíram com apenas 22,27 para a R_S .

Houve forte correlação positiva entre a respiração e a umidade do solo e, forte correlação negativa entre a temperatura e a respiração do solo. Através dos valores Q_{10} , percebeu-se que as raízes respondem mais ao aquecimento e os SAFs mostraram-se ser mais sensíveis à mudança na temperatura anual do solo.

Os padrões diurnos de respiração mostraram que, durante o período seco, a temperatura exerce pouca influência na respiração do solo e, durante período chuvoso, há um efeito combinado entre a temperatura e a respiração do solo. Isso sugere que, na região semiárida, onde a água é um fator limitante, a umidade do solo é o principal fator que governa a respiração do solo. Sendo assim, os melhores horários para se fazer medidas de respiração do solo fica entre 09:00 e 11:00 a.m. ou entre 15:00 e 17:00 p.m., durante as estações chuvosas.

A agrofloresta é uma opção viável de uso da terra na região do semiárido brasileiro por apresentar as características químicas, físico-hídricas e biológicas semelhantes à área sob vegetação nativa e, uma vez adotada, em média 13 anos são suficientes para que as condições do solo precedentes à degradação ou abandonado após desmatamento sejam reestabelecidas.

REFERÊNCIAS

- ABBAS, F.; HAMMAD, H. M.; FAHAD, S.; CERDÀ, A.; RIZWAN, M.; FARHAD, W.; EHSAN, S.; BAKHAT, H. F. Agroforestry: a sustainable environmental practice for carbon sequestration under the climate change scenarios—a review. *Environmental Science and Pollution Research*, Springer, v. 24, n. 12, p. 11177–11191, 2017.
- ACHMAD, R.; RATRI, A.; ARIEF, B. Sorptivity of an inceptisol under conventional and reduced tillage practices. *Indonesian Agency for Agricultural Research and Development*, v. 22, p. 149–154, 03 2017.
- ALMAGRO, M.; LÓPEZ, J.; QUEREJETA, J.; MARTÍNEZ-MENA, M. Temperature dependence of soil co₂ efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a mediterranean ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 41, p. 594–605, 03 2009.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONCALVES, J. L. de M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 22, n. 6, p. 711–728, 12 2013.
- ALVES, T. d. S.; CAMPOS, L. L.; NETO, N. E.; MATSUOKA, M.; LOUREIRO, M. F. Biomassa e atividade microbiana de solo sob vegetação nativa e diferentes sistemas de manejos. *Acta Scientiarum. Agronomy*, v. 33, p. 341–347, 2011.
- ANDERSON, J.; DOMSCH, K. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 10, n. 3, p. 215–221, 1978. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038071778900998>>.
- ANDERSON, T.-H.; DOMSCH, K. Ratios of microbial biomass carbon to total organic carbon in arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 21, n. 4, p. 471–479, 1989. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003807178990117X>>.
- ANDERSON, T.-H.; DOMSCH, K. The metabolic quotient for co₂ (qco₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as ph, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 25, n. 3, p. 393 – 395, 1993. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038071793901407>>.
- ANTONELI, V.; PULIDO-FERNÁNDEZ, M.; OLIVEIRA, T.; LOZANO-PARRA, J.; BEDNARZ, J.; VRAHNAKIS, M.; GARCÍA-MARÍN, R. Partial grazing exclusion as strategy to reduce land degradation in the traditional brazilian faxinal system: Field data and farmers' perceptions. *Sustainability*, v. 12, p. 1–13, 09 2020.
- ANTONGIOVANNI, M.; VENTICINQUE, E. M.; FONSECA, C. R. Fragmentation patterns of the caatinga drylands. *Landscape Ecology*, v. 33, p. 1353–1367, 2018.
- AREVALO-HERNANDEZ, C.; PAIVA, A.; MIZUKI, T.; ALMEIDA, A.; UZEDA, M.; MATOS, E. Aspectos físicos da qualidade do solo sob sistemas agroflorestais e pastagem no sul da bahia. *Agrotropica*, v. 28, p. 55–64, 05 2016.
- ASIO, V.; JAHN, R.; NAVARRETE, I.; ABIT, S. A review of soil degradation in the philippines. *Annals of Tropical Research*, v. 32, p. 69–94, 11 2009.

- ATKIN, O.; EDWARDS, E.; LOVEYS, B. Response of root respiration to changes in temperature and its relevance to global warming. *New Phytologist*, v. 147, p. 141 – 154, 07 2000.
- AZIZI-RAD, M.; GUGGENBERGER, G.; MA, Y.; SIERRA, C. A. Sensitivity of soil respiration rate with respect to temperature, moisture and oxygen under freezing and thawing. *Soil Biology and Biochemistry*, p. 108488, 2021. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003807172100362X>>.
- BAGARELLO, V.; CALTABELLOTTA, G.; IOVINO, M. Water transmission properties of a sandy-loam soil estimated with beerkan runs differing by the infiltration time criterion. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, v. 69, n. 2, p. 151–160, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.2478/johh-2021-0010>>.
- BAGARELLO, V.; Di Prima, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M. A test of the beerkan estimation of soil transfer parameters (best) procedure. *Geoderma*, v. 221-222, p. 20–27, 2014. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706114000421>>.
- BARBOSA, H.; KUMAR, T. Influence of rainfall variability on the vegetation dynamics over northeastern brazil. *Journal of Arid Environments*, v. 124, p. 377–387, 01 2016.
- BARBOSA, H.; KUMAR, T. L.; SILVA, L. Recent trends in vegetation dynamics in the south america and their relationship to rainfall. *Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards*, v. 77, n. 2, p. 883–899, 2015.
- BARTLETT, R.; ROSS, D. Colorimetric determination of oxidizable carbon in acid soil solutions. *Soil Science Society of America Journal - SSSAJ*, v. 52, 07 1988.
- BARTLETT, R. J.; ROSS, D. S. Colorimetric determination of oxidizable carbon in acid soil solutions. *Soil Science Society of America Journal*, v. 52, p. 1191 – 1192, 1988.
- BEN-NOAH, I.; FRIEDMAN, S. P. Review and evaluation of root respiration and of natural and agricultural processes of soil aeration. *Vadose Zone Journal*, Wiley, v. 17, n. 1, p. 170119, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.2136/vzj2017.06.0119>>.
- BLAINSKI, ; TORMENA, C.; FIDALSKI, J.; GUIMARÃES, R. Quantificação da degradação física do solo por meio da curva de resistência do solo à penetração. *Revista Brasileira De Ciencia Do Solo - REV BRAS CIENC SOLO*, v. 32, 06 2008.
- BLINN, C. E.; BROWDER, J. O.; PEDLOWSKI, M. A.; WYNNE, R. H. Rebuilding the brazilian rainforest: Agroforestry strategies for secondary forest succession. *Applied Geography*, v. 43, p. 171–181, 2013. ISSN 0143-6228. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0143622813001471>>.
- BOND-LAMBERTY, B.; BAILEY, V.; CHEN, M.; GOUGH, C.; VARGAS, R. Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades. *Nature*, v. 560, 08 2018.
- BOONE, R.; NADELHOFFER, K.; CANARY, J.; KAYE, J. Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature*, v. 396, p. 570–572, 12 1998.
- BORKEN, W.; MATZNER, E. Reappraisal of drying and wetting effects on c and n mineralization and fluxes in soils. *Global Change Biology*, v. 15, p. 808–824, 04 2009.

- BRADY, N.; WEIL, R. *The Nature and Properties of Soil*. [S.l.: s.n.], 1996. 311-354 p.
- BRONSON, D. R.; GOWER, S. T. Ecosystem warming does not affect photosynthesis or aboveground autotrophic respiration for boreal black spruce. *Tree Physiology*, v. 30, n. 4, p. 441–449, 02 2010. ISSN 0829-318X. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/treephys/tpq001>>.
- BROOKES, P.; POWLSON, D.; JENKINSON, D. Measurement of microbial biomass phosphorus in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 14, n. 4, p. 319–329, 1982. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038071782900013>>.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper*, v. 3, p. 27, 1964.
- BURDINE, N. Relative Permeability Calculations From Pore Size Distribution Data. *Journal of Petroleum Technology*, v. 5, n. 03, p. 71–78, 03 1953. ISSN 0149-2136. Disponível em: <<https://doi.org/10.2118/225-G>>.
- CANARACHE, A. Penetr—a generalized semi-empirical model estimating soil resistance to penetration. *Soil and Tillage Research*, v. 16, p. 51–70, 1990.
- CAO, R.; YANG, W.; CHANG, C.; WANG, Z.; WANG, Q.; JIANG, Y.; LI, H.; TAN, B. Soil microbial biomass carbon and freeze-thaw cycles drive seasonal changes in soil microbial quotient along a steep altitudinal gradient. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 126, n. 9, p. e2021JG006325, 2021. E2021JG006325 2021JG006325. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021JG006325>>.
- CAPEK, P.; STARKE, R.; HOFMOCKEL, K.; BOND-LAMBERTY, B.; HESS, N. Apparent temperature sensitivity of soil respiration can result from temperature driven changes in microbial biomass. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 135, p. 286–293, 05 2019.
- CARDINAEL, R.; CADISCH, G.; GOSME, M.; OELBERMANN, M.; van Noordwijk, M. Climate change mitigation and adaptation in agriculture: Why agroforestry should be part of the solution. *Agriculture, Ecosystems Environment*, v. 319, p. 107555, 2021. ISSN 0167-8809. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167880921002590>>.
- CARTWRIGHT, J. M.; HUI, D. Soil respiration patterns and controls in limestone cedar glades. *Plant and Soil*, v. 389, p. 157–169, 2014.
- CHAHAL, I.; Van EERD, L. L. Cover crop and crop residue removal effects on temporal dynamics of soil carbon and nitrogen in a temperate, humid climate. *PloS one*, v. 15, p. e0235665, 12 2020.
- CHAMIZO, S.; RODRÍGUEZ-CABALLERO, E.; SÁNCHEZ-CAÑETE, E. P.; DOMINGO, F.; CANTÓN, Y. Temporal dynamics of dryland soil CO₂ efflux using high-frequency measurements: Patterns and dominant drivers among biocrust types, vegetation and bare soil. *Geoderma*, v. 405, p. 115404, 2022. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706121004845>>.
- CHEN, H.; ZOU, J.; CUI, J.; NIE, M.; FANG, C. Wetland drying increases the temperature sensitivity of soil respiration. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 120, p. 24–27, 05 2018.
- CHEN, Q.; WANG, Q.; HAN, X.; WAN, S.; LI, L. Temporal and spatial variability and controls of soil respiration in a temperate steppe in northern China. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 24, n. 2, p. GB2010, jun. 2010.

- CHEN, Z.; XU, Y.; FAN, J.; YU, H.; DING, W. Soil autotrophic and heterotrophic respiration in response to different n fertilization and environmental conditions from a cropland in northeast china. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 110, p. 103–115, 2017. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038071716306861>>.
- CONANT, R.; RYAN, M.; ÅGREN, G.; BIRGÉ, H.; DAVIDSON, E.; ELIASSON, P.; EVANS, S.; FREY, S.; GIARDINA, C.; HOPKINS, F.; HYVÖNEN, R.; KIRSCHBAUM, M.; LAVALLEE, J.; LEIFELD, J.; PARTON, W.; STEINWEG, J. M.; WALLENSTEIN, M.; WETTERSTEDT, M.; BRADFORD, M. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology*, v. 17, p. 3392 – 3404, 11 2011.
- CONTOSTA, A. R.; BURAKOWSKI, E. A.; VARNER, R. K.; FREY, S. D. Winter soil respiration in a humid temperate forest: The roles of moisture, temperature, and snowpack. *Journal of Geophysical Research (Biogeosciences)*, v. 121, n. 12, p. 3072–3088, dez. 2016.
- COSTA, T. M. A.; T, C. A.; B, S. M.; F, J.; G, W.; M, F. Resistência do solo à penetração e produção de raízes e de forragem em diferentes níveis de intensificação do pastejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 36, p. 993–1004, 2012. ISSN 0100-0683. Disponível em: <<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180222945029>>.
- CRAINE, J.; GELDERMAN, T. Soil moisture controls on temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition for a mesic grassland. *Soil Biology Biochemistry - SOIL BIOL BIOCHEM*, v. 43, p. 455–457, 02 2011.
- CUNHA, E. d. Q.; STONE, L. F.; FERREIRA, E. P. d. B.; DIDONET, A. D.; MOREIRA, J. A. A. Atributos físicos, químicos e biológicos de solo sob produção orgânica impactados por sistemas de cultivo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 16, p. 56–63, 01 2012.
- DAGAR, J.; TEWARI, J. Agroforestry research developments: Anecdotal to modern science. In: _____. [S.l.: s.n.], 2016. p. 1–45. ISBN 9781634850469.
- DARROUZET-NARDI, A.; REED, S.; GROTE, E.; BELNAP, J. Patterns of longer-term climate change effects on co₂ efflux from biocrusted soils differ from those observed in the short-term. *Biogeosciences Discussions*, p. 1–25, 01 2018.
- DAVIDSON, E.; JANSSENS, I.; LUO, Y. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: Moving beyond q₁₀. *Global Change Biology*, v. 12, p. 154 – 164, 02 2006.
- DAVIDSON, E. A.; BELK, E. L.; BOONE, R. D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, v. 4, p. 217–227, 1998.
- DAVIDSON, E. A.; SAMANTA, S.; CARAMORI, S. S.; SAVAGE, K. The dual arrhenius and michaelis–menten kinetics model for decomposition of soil organic matter at hourly to seasonal time scales. *Global Change Biology*, v. 18, n. 1, p. 371–384, 2012.
- DAVIS, A. A.; COMPTON, J. E.; STOLT, M. H. Soil respiration and ecosystem carbon stocks in new england forests with varying soil drainage. *Northeastern Naturalist*, Eagle Hill Institute, v. 17, n. 3, p. 437–454, 2010. ISSN 10926194, 19385307.

DE BROGNIEZ, D.; BALLABIO, C.; STEVENS, A.; JONES, R.; MONTANARELLA, L.; WESEMAEL, B. A map of the topsoil organic carbon content of europe generated by a generalized additive model. *European Journal of Soil Science*, v. 66, p. n/a–n/a, 10 2014.

DENEF, K. Clay mineralogy determines the importance of biological versus abiotic processes for macroaggregate formation and stabilization. *European Journal of Soil Science - EUR J SOIL SCI*, v. 56, p. 469–479, 08 2005.

DENG, Q.; HUI, D.; CHU, G.; HAN, X.; ZHANG, Q. Rain-induced changes in soil co2 flux and microbial community composition in a tropical forest of china. *Scientific Reports*, v. 7, 12 2017.

DETWILER, R. P.; HALL, C. A. S. Tropical forests and the global carbon cycle. *Science*, v. 239, n. 4835, p. 42–47, 1988. Disponível em: <<https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.239.4835.42>>.

DI PRIMA, S.; CONCIALDI, P.; LASSABATERE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; PIRASTRU, M.; CERDÀ, A.; KEESSTRA, S. Laboratory testing of beerkan infiltration experiments for assessing the role of soil sealing on water infiltration. *CATENA*, v. 167, p. 373–384, 2018. ISSN 0341-8162. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816218301796>>.

DI PRIMA, S.; RODRIGO-COMINO, J.; NOVARA, A.; IOVINO, M.; PIRASTRU, M.; KEESSTRA, S.; CERDÀ, A. Soil physical quality of citrus orchards under tillage, herbicide, and organic managements. *Pedosphere*, v. 28, n. 3, p. 463–477, 2018. ISSN 1002-0160. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1002016018600256>>.

DICK, D.; NOVOTNY, E.; DIECKOW, J.; BAYER, C. *Química da matéria orgânica do solo*. [S.l.]: In: MELO, V.F.; ALLEONI, R.F. (Ed.). Química e mineralogia do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, pt. 2: Aplicações, cap. 11., 2009.

DOETTERL, S.; BERHE, A. A.; NADEU, E.; WANG, Z.; SOMMER, M.; FIENER, P. Erosion, deposition and soil carbon: A review of process-level controls, experimental tools and models to address c cycling in dynamic landscapes. *Earth-Science Reviews*, v. 154, p. 102–122, 2016. ISSN 0012-8252. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825215300817>>.

DONAGEMMA, G.; CAMPOS, D.; CALDERANO, S.; TEIXEIRA W.G., V. J. *Manual de métodos de análise do solo*. [S.l.]: 2. ed. rev. Rio de Janeiro. Embrapa Solos, 2011.

DUAN, L.; LIU, T.; MA, L.; LEI, H.; SINGH, V. P. Analysis of soil respiration and influencing factors in a semiarid dune-meadow cascade ecosystem. *Science of The Total Environment*, v. 796, p. 148993, 2021. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969721040651>>.

DUPIN, M. G. V.; ESPÍRITO-SANTO, M. M.; LEITE, M. E.; SILVA, J. O.; ROCHA, A. M.; BARBOSA, R. S.; ANAYA, F. C. Land use policies and deforestation in brazilian tropical dry forests between 2000 and 2015. *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, v. 13, n. 3, p. 035008, mar 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaadea>>.

DUVAL, M.; GALANTINI, J.; MARTÍNEZ, J. M.; LIMBOZZI, F. Labile soil organic carbon for assessing soil quality: influence of management practices and edaphic conditions. *CATENA*, v. 171, 10 2018.

- DWIVEDI, V.; SONI, P. A review on the role of soil microbial biomass in eco-restoration of degraded ecosystem with special reference to mining areas. *Journal of Applied and Natural Science*, v. 3, p. 151–158, 06 2011.
- EBRAHIMI, M.; SARIKHANI, M. R.; SINEGANI, A. A. S.; AHMADI, A.; KEESSTRA, S. Estimating the soil respiration under different land uses using artificial neural network and linear regression models. *CATENA*, v. 174, p. 371 – 382, 2019. ISSN 0341-8162.
- EDWARDS, N. T.; HARRIS, W. F. Carbon cycling in a mixed deciduous forest floor. *Ecology*, v. 58, p. 431–437, 1977.
- FALKOWSKI, T.; CHANKIN, A.; DIEMONT, S.; PEDIAN, R. More than just corn and calories: A comprehensive assessment of the yield and nutritional content of a traditional lacandon maya milpa. *Food Security*, v. 10, p. 389–404, 2019.
- FAN, L.; HAN, W. Soil respiration after forest conversion to tea gardens: A chronosequence study. *CATENA*, v. 190, p. 104532, 2020. ISSN 0341-8162. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816220300825>>.
- FANG, X.-M.; WANG, Q.; ZHOU, W.-m.; ZHAO, W.; WEI, Y.; NIU, L.; DAI, L. Land use effects on soil organic carbon, microbial biomass and microbial activity in changbai mountains of northeast china. *Chinese Geographical Science*, v. 24, p. 297–306, 06 2014.
- FAO; ITPS. *Status of the World's Soil Resources*. [S.l.]: Global soil status, processes and trends, 2015. 131 p.
- FENG, J.; WANG, J.; SONG, Y.; ZHU, B. Patterns and controls of soil respiration and its temperature sensitivity in grassland ecosystems across china. *Biogeosciences Discussions*, p. 1–27, 03 2018.
- FERREIRA, C.; ANTONINO, A.; SAMPAIO, E.; CORREIA, K.; LIMA, J.; SOARES, W.; MENEZES, R. Soil co₂ efflux measurements by alkali absorption and infrared gas analyzer in the brazilian semiarid region. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 42, 01 2018.
- FERRENBURG, S.; TUCKER, C.; S.C., R. Biological soil crusts: diminutive communities of potential global importance. *Front Ecol Environ*, v. 15, p. 160–167, 03 2017.
- FURQUIM, L. C.; SOUZA, E. José de; SILVA, N. Furtado da; NUÑEZ, D. N. C.; CABRAL, J. S. R.; SANTINI, J. M. K.; LEÃO, B. Caetano da S.; STONE, L. F. Infiltração de Água e resistência do solo à penetração em sistemas de cultivos integrados e em Área de pastagem degradada. *Colloquium Agrariae*. ISSN: 1809-8215, v. 16, n. 5, p. 82–95, out. 2020. Disponível em: <<https://revistas.unoeste.br/index.php/ca/article/view/3449>>.
- GERENYU, V. lopes de; KURGANOVA, I.; ROZANOVA, L.; KUDEYAROV, V. Effect of soil temperature and moisture on co₂ evolution rate of cultivated phaeozem: Analysis of a long-term field experiment. *Plant, Soil and Environment*, v. 51, 05 2005.
- GHIMIRE, B.; GHIMIRE, R.; VANLEEUEWEN, D.; MESBAH, A. Cover crop residue amount and quality effects on soil organic carbon mineralization. *Sustainability*, v. 9, 12 2017.
- GIONGO, V.; GALVÃO, S. R. d. S.; MENDES, A. M. S.; GAVA, C. A. T.; CUNHA, T. J. F. Soil organic carbon in the brazilian semi-arid tropics. *Dynamic Soil, Dynamic Plan*, v. 5, n. 1, p. 12–20, 2011. Disponível em: <<http://www.globalsciencebooks.info/Jo..>>

- GOEBEL, M.-O.; BACHMANN, J.; REICHSTEIN, M.; JANSSENS, I.; GUGGENBERGER, G. Soil water repellency and its implications for organic matter decomposition - is there a link to extreme climatic events? *Global Change Biology*, v. 17, p. 2640 – 2656, 03 2011.
- GOMES, L.; BIANCHI, F.; CARDOSO, I.; FERNANDES, R.; FILHO, E. F.; SCHULTE, R. Agroforestry systems can mitigate the impacts of climate change on coffee production: A spatially explicit assessment in brazil. *Agriculture, Ecosystems Environment*, v. 294, p. 106858, 2020. ISSN 0167-8809. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167880920300438>>.
- GONSAMO, A.; CHEN, J.; PRICE, D.; KURZ, W.; WU, C. Land surface phenology from optical satellite measurement and co2 eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 117, 09 2012.
- GONSAMO, A.; CHEN, J. M.; D'ODORICO, P. Deriving land surface phenology indicators from co2 eddy covariance measurements. *Ecological Indicators*, v. 29, p. 203–207, 2013. ISSN 1470-160X. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1470160X13000046>>.
- GONZÁLEZ-UBIERNA, S.; LAI, R. Modelling the effects of climate factors on soil respiration across mediterranean ecosystems. *Journal of Arid Environments*, v. 165, p. 46 – 54, 2019. ISSN 0140-1963.
- GONÇALVES, C. d. B. Q.; SCHLINDWEIN, M. M.; MARTINELLI, G. d. C. Agroforestry systems: A systematic review focusing on traditional indigenous practices, food and nutrition security, economic viability, and the role of women. *Sustainability*, v. 13, n. 20, 2021. ISSN 2071-1050. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2071-1050/13/20/11397>>.
- GOVIND, A.; KUMARI, J. Understanding the terrestrial carbon cycle: An ecohydrological perspective. *International Journal of Ecology*, v. 2014, p. 1–18, 03 2014.
- GRAY, J.; BISHOP, T.; WILSON, B. Factors controlling soil organic carbon stocks with depth in eastern australia. *Soil Science Society of America Journal*, v. 79, p. 1741, 12 2015.
- GREGORY, A. S.; RITZ, K.; MCGRATH, S. P.; QUINTON J. N.; GOULDING, K. W. T.; JONES, R. J. A.; HARRI, J. A.; BOL, R.; WALLACE P. AND PILGRIM, E. S.; WHITMORE, A. P. A review of the impacts of degradation threats on soil properties in the uk. *Soil Use and Management*, v. 31, p. 1–15, 03 2015.
- GROSS, C. D.; HARRISON, R. B. The case for digging deeper: Soil organic carbon storage, dynamics, and controls in our changing world. *Soil Systems*, v. 28, n. 3, p. 4–24, 2019.
- GUAN, C.; CHEN, N.; QIAO, L.; ZHAO, C. Photosynthesis regulates the diel hysteresis pattern between soil respiration and soil temperature in a steppe grassland. *Geoderma*, v. 408, p. 115561, 2022. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706121006418>>.
- GUNTIÑAS, M. E.; GIL-SOTRES, F.; LEIRÃ, M. C.; TRASAR-CEPEDA, C. Sensitivity of soil respiration to moisture and temperature. *Journal of soil science and plant nutrition*, scielocl, v. 13, p. 445 – 461, 06 2013. ISSN 0718-9516.

- GUPTA, S.; DAGAR, J.; TEKETAY, D. Agroforestry for rehabilitation of degraded landscapes: Achieving livelihood and environmental security. In: _____. [S.l.: s.n.], 2020. p. 23–68. ISBN 978-981-15-4135-3.
- HAGHNAZARI, F.; SHAHGHOLI, H.; FEIZI, M. Factors affecting the infiltration of agricultural soils. *International Journal of Agronomy and Agricultural Research*, v. 6, n. sup1, p. 21–35, 5 2015.
- HANSEN, J.; RUEDY, R.; SATO, M.; LO, K. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, v. 48, p. RG4004–, 12 2010.
- HANSON, P.; EDWARDS, N.; GARTEN, C.; ANDREWS, J. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochemistry*, v. 48, p. 115–146, 01 2000.
- HATTENSCHWILER, S.; BRETSCHER, D. Isopod effects on decomposition of litter produced under elevated CO_2 , N deposition and different soil types. *Global Change Biology*, v. 7, p. 565 – 579, 10 2008.
- HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2. physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, v. 30, p. 2931–2935, 11 1994.
- HILLBRAND, A.; BORELLI, S.; CONIGLIARO, M.; OLIVIER, E. Agroforestry for landscape restoration: exploring the potential of agroforestry to enhance the sustainability and resilience of degraded landscapes. FAO, 2017.
- HOBLEY, E.; WILSON, B.; WILKIE, A.; GRAY, J.; KOEN, T. Drivers of soil organic carbon storage and vertical distribution in eastern australia. *Plant and Soil*, v. 390, p. 1–17, 05 2015.
- HOGBERG, P.; READ, D. Towards a more plant physiological perspective on soil ecology. *Trends in ecology evolution*, v. 21, p. 548–554, 11 2006.
- HOU, T.; WANG, Y.; GUO, F.; JIA, Q.; WU, X.; WANG, E.; HONG, J. Soil respiration characteristics and influencing factors for apple orchards in different regions on the loess plateau of shaanxi province. *Sustainability*, v. 13, n. 9, 2021. ISSN 2071-1050. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2071-1050/13/9/4780>>.
- HUSEIN, H.; MOUSA, M.; SAHWAN, W.; BAUMLER, R.; LUCKE, B. Spatial distribution of soil organic matter and soil organic carbon stocks in semi-arid area of northeastern syria. *Natural Resources*, v. 10, p. 415–432, 2019.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Censo demográfico. Rio de Janeiro. 2017. Disponível em: <<<http://www.ibge.gov.br>>>.
- IPCC. *Summary for Policymakers. Global Warming of 1.5 °C. An IPCC special report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. [S.l.]: MASSON-DELMOTTE, V.; ZHAI, P.; PÖRTNER, H. O.; ROBERTS, D., et al., Eds., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2018. 32 p.

ISLAM, K.; WEIL, R. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. *Biology and fertility of soils*, v. 27, n. 4, p. 408—416, 1998. ISSN 0178-2762. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s003740050451>>.

ITO, A. Constraining size-dependence of vegetation respiration rates. *Scientific Reports*, v. 10, 03 2020.

JANSSENS, I.; LANKREIJER, H.; MATTEUCCI, G.; KOWALSKI, A.; BUCHMANN, N.; EPRON, D.; PILEGAARD, K.; KUTSCH, W. L.; BERNARD, L.; GRÜNWALD, T.; MONTAGNANI, L.; DORE, S.; REBMANN, C.; MOORS, E.; GRELLÉ, A.; RANNIK, ; MORGENSTERN, K.; OLCHEV, A.; CLEMENT, R.; VALENTINI, R. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across european forests. *Global Change Biology*, v. 7, p. 269 – 278, 11 2001.

JENKINSON, D.; POWLSON, D. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil—i. fumigation with chloroform. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 8, n. 3, p. 167–177, 1976. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038071776900018>>.

JENKINSON, D.; POWLSON, D. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil—v: A method for measuring soil biomass. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 8, n. 3, p. 209–213, 1976. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038071776900055>>.

JENKINSON, D. S.; LADD, J. N. Microbial biomass in soil: measurement and turnover. in: PAUL, E. A. and LADD, J. N. (ed.). *Soil biochemistry*, v. 5. New York Marcel Dekker, p. 415–471, 1981.

JI, L.; CHEN, Y. Comparison of soil respiration among three different subalpine ecosystems on eastern tibetan plateau, china. *Soil Science and Plant Nutrition*, v. 60, p. 231–241, 04 2014.

JI, L.; CHEN, Y.; SHI, P.; SHE, J.; ZHOU, P. Temporal-spatial variation and controls of soil respiration in different primary succession stages on glacier forehead in gongga mountain, china. *PloS one*, v. 7, p. e42354, 08 2012.

JIN, W.; YANG, J.; YAO, R.; YU, S.; LIU, M.; XIE, W. Effects of rice-wheat rotation and afforestation on microbial biomass carbon in coastal salt-affected soils of eastern china. *Pedosphere*, v. 27, p. 938–948, 2017.

JUMA, N. G. *The pedosphere and its dynamics: a systems approach to soil science*. [S.l.]: Volume 1. Edmonton, Canada, Quality Color Press Inc., 1998. 35 p.

JUNIOR, J.; SOUZA, E.; CORRÊA, M.; LIMA, J.; LIMA, S.; SOUZA, R.; ANÍBAL, L.; DA, A.; FILHO, S. Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um neossolo regolítico sob pastagem e caatinga. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 18, p. 631–639, 06 2014.

JUNIOR, J. L. M.; PISCOYA, V. C.; FILHO, M. C.; FERNANDES, M. M.; PEDROTTI, A.; PISCOYA, T. O. F.; FILHO, R. R. G.; CAMPOS, F. S.; HOLANDA, F. S. R.; CASTRO, J. Brito de; RONCA, J. L. P.; FILHO, R. Neponuceno de A. Soil microbiological activity under different vegetation coverages in the cerrado biome of tocantins state. *Ciência Florestal (01039954)*, v. 31, p. 1494–1511, 2021.

KANE, D. Carbon sequestration potential on agricultural lands: A review of current science and available practices. *Soil Science Society of American Journal*, v. 79, p. 81–88, 2015.

KELLING, K.; HERO, D.; DOLL, J. Evaluation of an alternative fertility program. *proc. wis. Forage Council Symposium*, v. 19, p. 31–41, 1995.

KHATOON, H.; SOLANKI, P.; NARAYAN, M.; TEWARI, L.; RAI, J. Role of microbes in organic carbon decomposition and maintenance of soil ecosystem. v. 5, p. 1648–1656, 12 2017.

KIILL L. H. P.; PORTO, D. D. Bioma caatinga: oportunidades e desafios de pesquisa para o desenvolvimento sustentável. *Embrapa*, p. 65–81, 2019.

KIRSCHBAUM, M. Kirschbaum muf.. the temperature dependence of organic-matter decomposition-still a topic of debate. *soil biol biochem* 38: 2510-2518. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 38, p. 2510–2518, 09 2006.

KNAPP, A. K.; FAY, P. A.; BLAIR, J. M.; COLLINS, S. L.; SMITH, M. D.; CARLISLE, J. D.; HARPER, C. W.; DANNER, B. T.; LETT, M. S.; MCCARRON, J. K. Rainfall variability, carbon cycling, and plant species diversity in a mesic grassland. *Science*, v. 298, n. 5601, p. 2202–2205, 2002. Disponível em: <<https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1076347>>.

KOVEN, C. D.; HUGELIUS, G.; LAWRENCE, D. M.; WIEDER, W. R. Higher climatological temperature sensitivity of soil carbon in cold than warm climates. *Nature Climate Change*, v. 7, p. 817–822, 2017.

KRASILNIKOV, P.; MAKAROV, O.; ALYABINA, I.; NACHTERGAELE, F. Assessing soil degradation in northern eurasia. *Geoderma Regional*, v. 7, p. 1–10, 03 2016.

KUTSCH, W. L.; PERSSON, T.; SCHRUMPF, M.; MOYANO, F.; MUND, M.; ANDERSSON, S.; DETLEF, S. E. Heterotrophic soil respiration and soil carbon dynamics in the deciduous hainich forest obtained by three approaches. *Biogeochemistry*, v. 100, p. 167–183, 09 2010.

LAI, L.; ZHAO, X.; JIANG, L.; WANG, Y.; LUO, L.; ZHENG, Y. Soil respiration in different agricultural and natural ecosystems in an arid region. *PLoS ONE*, v. 10, p. e48011, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0048011>>.

LAL, R. *Soil quality and sustainability*. [S.l.]: In: LAL R, BLUM, W. E. H (eds) *Methods for Assessment of Soil Degradation*. *Advances in Soil Science*. CRC Press, Boca Raton., 1998. 17-30 p.

LAL, R. Restoring soil quality to mitigate soil degradation. *Sustainability*, v. 7, n. 5, p. 5875–5895, 2015. ISSN 2071-1050. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2071-1050/7/5/5875>>.

LAPIG: IMAGE PROCESSING GEOPROCESSING AND LABORATORY. Digital Atlas of Brazilian Pastures. Goiás: Federal University of Goiás, 2018. Disponível em: <<https://www.lapig.iesa.ufg.br/lapig/index.php/produtos/atlas-digital-das-pastagens-brasileiras>>.

LASSABATERE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; UGALDE, J. M. S.; CUENCA, I. B. R.; HAVERKAMP, R. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—best. *Soil Science Society of America Journal*, v. 70, p. 521–532, 03 2006.

LAWRENCE, C. R.; HARDEN, J. W.; XU, X.; SCHULZ, M. S.; TRUMBORE, S. E. Long-term controls on soil organic carbon with depth and time: A case study from the cowlitz river chronosequence, wa usa. *Geoderma*, v. 247-248, p. 73–87, 2015. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706115000452>>.

- LEAL, O. dos A.; CASTILHOS, R. M. V.; PAULETTO, E. A.; PINTO, L. F. S.; PILLON, C. N.; PENNING, L. H.; SANTOS, D. C. dos. Organic matter fractions and quality of the surface layer of a constructed and vegetated soil after coal mining. ii - physical compartments and carbon management index. *Revista Brasileira De Ciencia Do Solo*, v. 39, p. 895–902, 2015.
- LEITE, P.; SOUZA, E.; SANTOS, E.; GOMES, R.; CANTALICE, J.; WILCOX, B. The influence of forest regrowth on soil hydraulic properties and erosion in a semiarid region of brazil. *Ecohydrology*, v. 11, 09 2017.
- LEPCHA, N.; DEVI, N. Effect of land use, season, and soil depth on soil microbial biomass carbon of eastern himalayas. *Ecological Processes*, v. 9, 11 2020.
- LI, J.; Yang, W.; LI, Q.; Pu, L.; Xu, Y.; Zhang, Z.; Liu, L. Effect of reclamation on soil organic carbon pools in coastal areas of eastern China. *Frontiers of Earth Science*, v. 12, n. 2, p. 339–348, jun. 2018.
- LI, P.; YANG, Y.; FANG, J. Variations of root and heterotrophic respiration along environmental gradients in china's forests. *Journal of Plant Ecology*, v. 6, p. 358–367, 09 2013.
- LI, Y.; WANG, Y.; WANG, Y.; WANG, B. Effects of simulated acid rain on soil respiration and its component in a mixed coniferous-broadleaved forest of the three gorges reservoir area in southwest china. *For. Ecosyst.*, v. 6, n. 32, 7 2019.
- LI, Y.; XU, M.; ZOU, X. Heterotrophic soil respiration in relation to environmental factors and microbial biomass in two wet tropical forests. *Plant and Soil*, v. 281, p. 193–201, 01 2006.
- LIMA, C.; BRUNO, R.; ANDRADE, A.; PACHECO, M.; QUIRINO, Z.; SILVA, K.; BELARMINO, K. Fenologia de poincianella pyramidalis (tul.) l. p. queiroz e sua relação com a distribuição temporal da precipitação pluvial no semiárido brasileiro. *Ciência Florestal*, v. 28, p. 1035, 10 2018.
- LIMA, J. R. d. S.; SOUZA, R.; SILVA, E. da; SOUZA, E.; EMANUELLA, J.; OLIVEIRA, S.; MEDEIROS, E.; PESSOA, L. G.; ANTONINO, A. C. D.; HAMMECKER, C. Impacts of land-use changes on soil respiration in the semi-arid region of brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 44, 12 2020.
- LIPTZIN, D.; SILVER, W.; DETTO, M. Temporal dynamics in soil oxygen and greenhouse gases in two humid tropical forests. *Ecosystems*, v. 14, p. 171–182, 03 2010.
- LLOYD, J.; TAYLOR, J. A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, [British Ecological Society, Wiley], v. 8, n. 3, p. 315–323, 1994. ISSN 02698463, 13652435. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/2389824>>.
- LOPES, V. S.; CARDOSO, I. M.; FERNANDES, O. R.; ROCHA, G. C.; SIMAS, F. N. B.; de Melo Moura, W.; SANTANA, F. C.; VELOSO, G. V.; da Luz, J. M. R. The establishment of a secondary forest in a degraded pasture to improve hydraulic properties of the soil. *Soil and Tillage Research*, v. 198, p. 104538, 2020. ISSN 0167-1987. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167198719312516>>.
- MARENGO, J. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semiárido do brasil. *Parc. Estrat.*, v. 27, n. 13, p. 149–176, 2008.

- MARENGO, J.; TORRES, R. R.; ALVES, L. Drought in northeast brazil-past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 129, 08 2017.
- MARIANO, D. A.; SANTOS, C. A. dos; WARDLOW, B. D.; ANDERSON, M. C.; SCHILTMAYER, A. V.; TADESSE, T.; SVOBODA, M. D. Use of remote sensing indicators to assess effects of drought and human-induced land degradation on ecosystem health in northeastern brazil. *Remote Sensing of Environment*, v. 213, p. 129–143, 2018. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425718302050>>.
- MARQUES, T.; MENDES, K.; MUTTI, P.; MEDEIROS, S.; SILVA, L.; PEREZ-MARIN, A.; CAMPOS, S.; LUCIO, P.; LIMA, K.; REIS, J.; RAMOS, T.; SILVA, D.; OLIVEIRA, C. Prestrelo de; COSTA, G. B.; ANTONINO, A.; MENEZES, R.; SILVA, C. Santos e; BEZERRA, B. Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from seasonally dry tropical forests (caatinga) in the brazilian semiarid. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 287, p. 1–15, 03 2020.
- MARTENS, R. Current methods for measuring microbial biomass c in soil: Potentials and limitations. *Biology and Fertility of Soils*, v. 19, n. 2, p. 87–99, 02 1995. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/BF00336142>>.
- MARTINELLI, G. do C.; SCHLINDWEIN, M. M.; PADOVAN, M. P.; GIMENES, R. M. T. Decreasing uncertainties and reversing paradigms on the economic performance of agroforestry systems in brazil. *Land Use Policy*, v. 80, p. 274–286, 2019. ISSN 0264-8377. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S026483771830423X>>.
- MAYES, M.; MARIN-SPIOTTA, E.; SZYMANSKI, L.; ERDOĞAN, M. A.; OZDOGAN, M.; CLAYTON, M. Soil type mediates effects of land use on soil carbon and nitrogen in the konya basin, turkey. *Geoderma*, s 232–234, p. 517–527, 11 2014.
- MEENA, A.; HANIEF, M.; DINAKARAN, J.; RAO, K. S. Soil moisture controls the spatio-temporal pattern of soil respiration under different land use systems in a semi-arid ecosystem of delhi, india. *Ecological Processes*, v. 9, n. 15, 2020. ISSN 2192-1709. Disponível em: <<https://doi.org/10.1186/s13717-020-0218-0>>.
- MEERSMANS, J.; RIDDER, F. D.; CANTERS, F.; BAETS, S.; MOLLE, M. V. A multiple regression approach to assess the spatial distribution of soil organic carbon (soc) at the regional scale (flanders, belgium). *Geoderma*, v. 143, p. 1–13, 01 2008.
- MEHARG, A. A. A critical review of labelling techniques used to quantify rhizosphere carbon-flow. *Plant and Soil*, Springer, v. 166, n. 1, p. 55–62, 1994. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/42939824>>.
- MELILLO, J. M.; ABER, J. D.; LINKINS, A. E.; RICCA, A.; FRY, B.; NADELHOFFER, K. J. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter. *Plant Soil*, v. 115, p. 189–198, 1989.
- MENDONÇA, E.; MATOS, E. *Matéria orgânica do solo: métodos de análises*. [S.l.]: Viçosa: UFV. 107p., 2005.
- MENEZES, R. S. C.; SALES, A. T.; PRIMO, D. C.; ALBUQUERQUE, E. R. G. M. de; JESUS, K. N. de; PAREYN, F. G. C.; SANTANA, M. da S.; SANTOS, U. J. dos; MARTINS, J. C. R.; ALTHOFF, T. D.; NASCIMENTO, D. M. do; GOUVEIA, R. F.; FERNANDES,

M. M.; LOUREIRO, D. C.; Araújo Filho, J. C. de; GIONGO, V.; DUDA, G. P.; ALVES, B. J. R.; IVO, W. M. P. de M.; ANDRADE, E. M. de; PINTO, A. de S.; SAMPAIO, E. V. de S. B. Soil and vegetation carbon stocks after land-use changes in a seasonally dry tropical forest. *Geoderma*, v. 390, p. 114943, 2021. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706121000173>>.

MEYER, N.; WELP, G.; AMELUNG, W. The temperature sensitivity (q_{10}) of soil respiration: Controlling factors and spatial prediction at regional scale based on environmental soil classes. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 32, 02 2018.

MIAO, Y.; HAN, H.; DU, Y.; ZHANG, Q.; JIANG, L.; HUI, D.; WAN, S. Nonlinear responses of soil respiration to precipitation changes in a semiarid temperate steppe. *Scientific Reports*, v. 7, p. 45782, 03 2017.

MIDDLETON, N.; THOMAS, D. World atlas of desertification. Edward Arnold :, London ;. 1992, p. ix, 69 p. :, 1992. "Nicholas Middleton...in collaboration with David Thomas ...produced the text for the Atlas and contributed to the final design and layout". Disponível em: <<http://digitallibrary.un.org/record/246740>>.

MIETTINEN, J.; HOOIJER, A.; VERNIMMEN, R.; LIEW, S. C.; PAGE, S. From carbon sink to carbon source: Extensive peat oxidation in insular southeast asia since 1990. *Environmental Research Letters*, v. 12, p. 024014, 02 2017.

MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. Estimating the water retention shape parameter from sand and clay content. *Soil Science Society of America Journal*, v. 71, p. 1105–1110, 07 2007.

MOYANO, F.; MANZONI, S.; CHENU, C. Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability: An exploration of processes and models. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 59, p. 72–85, 04 2013.

MULLER, C.; STEHFEST, E.; MINNEN, J. van; STRENGERS, B.; BLOH, W. V.; BEUSEN, A.; SCHAPHOFF, S.; KRAM, T.; LUCHT, W. Drivers and patterns of land biosphere carbon balance reversal. *Environmental Research Letters*, v. 11, p. 044002, 04 2016.

MUÑOZ-ROJAS, M.; LEWANDROWSKI, W.; ERICKSON, T. E.; DIXON, K. W.; MERRITT, D. J. Soil respiration dynamics in fire affected semi-arid ecosystems: Effects of vegetation type and environmental factors. *Science of The Total Environment*, Elsevier BV, v. 572, p. 1385–1394, 2016.

NAIR, P.; GORDON, A.; MOSQUERA-LOSADA, M. R. Agroforestry. In: _____. [S.l.: s.n.], 2008. v. 1, p. 101–110. ISBN 9780080454054.

NAIR, P. K. R. *An introduction to agroforestry*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1993.

NENOVA, S.; BEHREND, H. Chapter 1.3 - (em)powering people: Reconciling energy security and land-use management in the sudano-sahelian region. In: CHABAY, I.; FRICK, M.; HELGESON, J. (Ed.). *Land Restoration*. Boston: Academic Press, 2016. p. 27–66. ISBN 978-0-12-801231-4. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128012314000057>>.

NIU, F.; CHEN, J.; XIONG, P.; WANG, Z.; ZHANG, H.; XU, B. Responses of soil respiration to rainfall pulses in a natural grassland community on the semi-arid loess plateau of china. *CATENA*, v. 178, p. 199–208, 2019. ISSN 0341-8162. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816219301079>>.

- NUNES, J.; ARAUJO, A.; NUNES, L.; LIMA, L.; CARNEIRO, R.; SALVIANO, A.; TSAI, S. Impact of land degradation on soil microbial biomass and activity in northeast brazil. *Pedosphere*, v. 22, p. 88–95, 02 2012.
- NUNES, L. A. P. L.; PESSOA, M. C. M.; SILVA, F. R.; ARAÚJO, A. S. F.; FILHO, C. H. A. M.; SANTOS, V. B. Microbiological attributes of yellow oxissol under different monocultures in the savanna region of piauí state. *Bioscience Journal*, v. 34, n. 5, Oct. 2018. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/biosciencejournal/article/view/39463>>.
- NYBERG, M.; HOVENDEN, M. J. Warming increases soil respiration in a carbon-rich soil without changing microbial respiratory potential. *Biogeosciences*, v. 17, n. 17, p. 4405–4420, 2020. Disponível em: <<https://bg.copernicus.org/articles/17/4405/2020/>>.
- O'BRIEN, S.; JASTROW, J.; GRIMLEY, D.; GONZÁLEZ-MELER, M. Edaphic controls on soil organic carbon stocks in restored grasslands. *Geoderma*, v. 251, 08 2015.
- OLDEMAN, L. *The Global Extent of Soil Degradation*. [S.l.]: In: GREENLAND, D.J.; SZABOLCS, I., Eds., Soil Resilience and Sustainable Land use. CAB International, Wallingford, 1994. 99-119 p.
- OLIVEIRA, G.; SEVERIANO, E.; MELLO, C. de. Dinâmica da resistência à penetração de um latossolo vermelho da microrregião de goiânia, go. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 11, 06 2007.
- OLIVEIRA, J.; MENDES, I.; VIVALDI, L. Carbono da biomassa microbiana em solos de cerrado sob vegetação nativa e sob cultivo: avaliação dos métodos fumigação-incubação e fumigação-extração. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 25, p. 863–871, 12 2001.
- ONDRASEK, G.; Bakic Begic, H.; ZOVKO, M.; FILIPOVIC, L.; MERINO-GERGICHEVICH, C.; SAVIC, R.; RENGEL, Z. Biogeochemistry of soil organic matter in agroecosystems environmental implications. *Science of The Total Environment*, v. 658, p. 1559–1573, 2019. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969718351131>>.
- ONTL, T.; SCHULTE, L. Soil carbon storage. *Nature Education Knowledge*, v. 3, 01 2012.
- O'ROURKE, S.; ANGERS, D.; HOLDEN, N.; MCBRATNEY, A. Soil organic carbon across scales. *Global change biology*, v. 21, 04 2015.
- PANIKOV, N. Kinetics of microbial processes. In: _____. [S.l.]: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, 2016. ISBN 9780124095489.
- PARENTE, H. N.; PARENTE, M. O. M. Impacto do pastejo no ecossistema caatinga. v. 13, n. 2, p. 115–120, 2010.
- PEZARICO, C. R.; VITORINO, A. C.; MERCANTE, F. M.; DANIEL, O. Indicadores de qualidade do solo em sistemas agroflorestais. *Revista de Ciências Agrárias*, v. 56, n. 1, p. 40–47, 10 2013.
- PHILLIPS, C. L.; BOND-LAMBERTY, B.; DESAI, A. R.; LAVOIE, M.; RISK, D.; TANG, J.; TODD-BROWN, K.; VARGAS, R. The value of soil respiration measurements for interpreting and modeling terrestrial carbon cycling. *Plant and Soil*, v. 413, n. 1, p. 1–25, Apr 2017. ISSN 1573-5036.

PLAZA, Y. P.; PAOLINI, J.; CANTERO-GUEVARA, M. Biomasa microbiana y respiración basal del suelo bajo sistemas agroforestales con cultivos de café. *Revista U.D.C.A Actualidad Divulgación Científica*, v. 22, 06 2019.

PRASAD, S.; BAISHYA, R. Interactive effects of soil moisture and temperature on soil respiration under native and non-native tree species in semi-arid forest of delhi, india. *Tropical Ecology*, v. 60, n. 2, p. 252–260, Jun 2019. ISSN 2661-8982.

PREGITZER, K. S.; ZAK, D. R.; LOYA, W. M.; KARBERG, N. J.; KING, J. S.; BURTON, A. J. Chapter 7 - the contribution of root – rhizosphere interactions to biogeochemical cycles in a changing world. In: CARDON, Z. G.; WHITBECK, J. L. (Ed.). *The Rhizosphere*. Burlington: Academic Press, 2007. p. 155–178. ISBN 978-0-12-088775-0. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780120887750500094>>.

PRENTICE, I.; FARQUHAR, G.; FASHAM, M.; GOULDEN, M.; HEIMANN, M.; JARAMILLO, V.; KHESHGI, H.; QUÉRÉ, C. L.; SCHOLLES, R.; WALLACE, D. *The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. in Climate Change: The Scientific Basis*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2001. 183-237 p.

R CORE TEAM. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria, 2020. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>.

RAICH, J. W.; POTTER, C. S.; BHAGAWATI, D. Interannual variability in global soil respiration, 1980–94. *Global Change Biology*, v. 8, p. 800–812, 08 2002.

RAICH, J. W.; SCHLESINGER, W. H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, Taylor Francis, v. 44, n. 2, p. 81–99, 1992.

RAVELLYS, L.; COUTINHO, A.; NETO, S. dos S.; RABELO, A. E.; ANTONINO, A. Computational modeling of the hydrological processes in caatinga and pasture areas in the brazilian semi-arid. *Water*, v. 13, p. 1877, 07 2021.

RIBEIRO, K.; SOUSA-NETO, E. R. de; CARVALHO, J. A. de; Sousa Lima, J. R. de; MENEZES, R. S. C.; DUARTE-NETO, P. J.; da Silva Guerra, G.; OMETTO, J. P. H. B. Land cover changes and greenhouse gas emissions in two different soil covers in the brazilian caatinga. *Science of The Total Environment*, v. 571, p. 1048–1057, 2016. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969716315418>>.

ROBIGLIO, V.; REYES, M. Restoration through formalization? assessing the potential of peru's agroforestry concessions scheme to contribute to restoration in agricultural frontiers in the amazon region. *World Development Perspectives*, v. 3, p. 42–46, 2016. ISSN 2452-2929. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2452292916301400>>.

ROCKSTROM, J.; BERINGER, T.; HOLE, D.; GRISCOM, B.; MASCIA, M. B.; FOLKE, C.; CREUTZIG, F. Opinion: We need biosphere stewardship that protects carbon sinks and builds resilience. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Academy of Sciences, v. 118, n. 38, 2021. ISSN 0027-8424. Disponível em: <<https://www.pnas.org/content/118/38/e2115218118>>.

- ROSSATO, L.; RCDS, A.; MARENGO, J.; ZERI, M.; CUNHA, A. P.; PIRES, L.; BARBOSA, H. Impact of soil moisture on crop yields over brazilian semiarid. *Frontiers in Environmental Science*, v. 5, 11 2017.
- ROSSEL, R. A. V.; WEBSTER, R.; BUI, E. N.; BALDOCK, J. A. Baseline map of organic carbon in australian soil to support national carbon accounting and monitoring under climate change. *Global Change Biology*, v. 20, p. 2953 – 2970, 2014.
- RUBIO, V. E.; DETTO, M. Spatiotemporal variability of soil respiration in a seasonal tropical forest. *Ecology and evolution*, v. 7, p. 7104–7116, 2017.
- RYAN, M.; LAW, B. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. *Biogeochemistry*, v. 73, p. 3–27, 03 2005.
- SALIFOU, T.; OUATTARA, K.; ILSTEDT, U.; SCHMIDT, M.; THIOMBIANO, A.; MALMER, A.; NYBERG, G. Effect of land degradation on carbon and nitrogen pools in two soil types of a semi-arid landscape in west africa. *Geoderma*, v. 241-242, p. 330–338, 03 2015.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; FILHO, J. C. A.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. Sistema brasileiro de classificação de solos. 5.ed.rev.ampl. Brasília, DF. *Embrapa*, 2018.
- SANTOS, J. C.; LEAL, I. R.; ALMEIDA-CORTEZ, J. S.; FERNANDES, G. W.; TABARELLI, M. Caatinga: The scientific negligence experienced by a dry tropical forest. *Tropical Conservation Science*, v. 4, n. 3, p. 276–286, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1177/194008291100400306>>.
- SAUSEN, T.; DE, G.; SCHAEFER, P.; TOMAZI, M.; SCHEUNEMANN, L.; SANTOS, D.; BAYER, C.; MAURO, L.; ROSA, L. M. Clay content drives carbon stocks in soils under a plantation of eucalyptus saligna labill. in southern brazil. *Acta Botanica Brasilica*, v. 28, p. 266–273, 11 2013.
- SAYER, E. J.; HEARD, M. S.; GRANT, H. K.; MARTHEWS, T. R.; TANNER, E. V. J. Soil carbon release enhanced by increased tropical forest litterfall. *Nature Climate Change*, v. 1, n. 6, p. 304–307, set. 2011.
- SCHIMEL, J. Ecosystem consequences of microbial diversity and community structure. *Ecological Studies*, v. 113, p. 239–254, 1995.
- SCHIMEL, J.; SCHAEFFER, S. Microbial control over carbon cycling in soil. *Frontiers in Microbiology*, v. 3, p. 348, 2012. ISSN 1664-302X. Disponível em: <<https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fmicb.2012.00348>>.
- SCHINDLBACHER, A.; JANDL, R.; SCHINDLBACHER, S. Natural variations in snow cover do not affect the annual soil CO₂ efflux from a mid-elevation temperate forest. *Global change biology*, v. 20, 08 2013.
- SCHINDLBACHER, A.; RODLER, A. S.; KUFFNER, M.; KITZLER, B.; SESSITSCH, A.; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S. Experimental warming effects on the microbial community of a temperate mountain forest soil. *Soil biology biochemistry*, v. 43, p. 1417–1425, 07 2011.
- SCHINDLBACHER, A.; RODLER, A. S.; KUFFNER, M.; KITZLER, B.; SESSITSCH, A.; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S. Experimental warming effects on the microbial community of a temperate mountain forest soil. *Soil biology biochemistry*, v. 43, p. 1417–1425, 07 2011.

SCHLESINGER, W.; ANDREWS, J. Soil respiration and global carbon cycle. *Biogeochemistry*, v. 48, p. 7–20, 01 2000.

SCHLESINGER, W.; BERNHARDT, E. *An Analysis of Global Change*. Biogeochemistry, Academic Press, San Diego, CA, 4th Edition, 2020. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128146088099916>>.

SCHOONOVER, J.; CRIM, J. An introduction to soil concepts and the role of soils in watershed management. *Journal of Contemporary Water Research Education*, v. 154, 04 2015.

SCHOWALTER, T. D. Decomposition and pedogenesis. In: SCHOWALTER, T. D. (Ed.). *Insect Ecology (Fourth Edition)*. Fourth edition. Academic Press, 2016. p. 477–510. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128030332000145>>.

SCHULZ, K.; VOIGT, K.; BEUSCH, C.; ALMEIDA-CORTEZ, J. S.; KOWARIK, I.; WALZ, A.; CIERJACKS, A. Grazing deteriorates the soil carbon stocks of caatinga forest ecosystems in brazil. *Forest Ecology and Management*, v. 367, p. 62–70, 2016.

SEGANFREDO, M. A. Métodos para determinação de biomassa microbiana do solo: Fundamentos, aplicabilidade e perspectivas futuras. *Pesquisa Agropecuária Gaúcha*, v. 5, n. 2, p. 363–373, dez. 1999. Disponível em: <<http://revistapag.agricultura.rs.gov.br/ojs/index.php/revistapag/article/view/410>>.

SEIBERT, J.; STENDAHL, J.; SORENSEN, R. Topographical influences on soil properties in boreal forests. *Geoderma*, v. 141, n. 1, p. 139–148, 2007. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706107001656>>.

SENTHILKUMAR, S.; KRAVCHENKO, A.; ROBERTSON, G. P. Topography influences management system effects on total soil carbon and nitrogen. *Soil Science Society of America Journal - SSSAJ*, v. 73, 11 2009.

SHAVER, T.; PETERSON, G.; AHUJA, L.; WESTFALL, D. Soil sorptivity enhancement with crop residue accumulation in semiarid dryland no-till agroecosystems. *Geoderma*, v. 192, p. 254–258, 2013. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706112003096>>.

SILVA, P. F. da; LIMA, J. R. de S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, R.; SOUZA, E. S. de; SILVA, J. R. I.; ALVES, E. M. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the caatinga and grassland in the semi-arid region of brazil. *Journal of Arid Environments*, v. 147, p. 71–82, 2017. ISSN 0140-1963. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0140196317301672>>.

SILVA, W.; BIANCHINI, A.; CUNHA, C. Modeling and correction of soil penetration resistance for variations in soil moisture and soil bulk density. *Engenharia Agrícola*, v. 36, p. 449–459, 06 2016.

SLEUTEL, S.; NEVE, S. D.; HOFMAN, G. Assessing causes of recent organic carbon losses from cropland soils by means of regional-scaled input balances for the case of flanders (belgium). *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, v. 78, p. 265–278, 01 2007.

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

SMITH, J.; SMITH, P.; WATTENBACH, M.; ZAEHLE, S.; HIEDERER, R.; JONES, R.; MONTANARELLA, L.; ROUNSEVELL, M.; REGINSTER, I.; EWERT, F. Projected changes in mineral soil carbon of european croplands and grasslands, 1990–2080. *Global Change Biology*, v. 11, p. 2141 – 2152, 12 2005.

SMITH, J. L.; PAUL, E. A. *The significance of soil microbial biomass estimations*. [S.l.]: Soil biochemistry. Volume 6. pp.357-396 ref.151, 1990.

SOARES, M.; CAMPOS, C.; CARNEIRO, P.; BARROSO, H.; MARINS, R.; TEIXEIRA, C.; MENEZES, M.; PINHEIRO, L.; VIANA, M.; FEITOSA, C.; SÁNCHEZ-BOTERO, J.; BEZERRA, L.; ROCHA-BARREIRA, C.; MATTHEWS-CASCON, H.; MATOS, F.; GORAYEB, A.; CAVALCANTE, M.; MORO, M.; ROSSI, S.; BELMONTE, G.; MELO, V.; ROSADO, A.; RAMIRES, G.; TAVARES, T.; GARCIA, T. Challenges and perspectives for the brazilian semi-arid coast under global environmental changes. *Perspectives in Ecology and Conservation*, v. 19, n. 3, p. 267–278, 2021. ISSN 2530-0644. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2530064421000523>>.

SOTTA, E.; VELDKAMP, E.; GUIMARÃES, B.; PAIXÃO, R.; RUIVO, M.; ALMEIDA, S. Landscape and climatic controls on spatial and temporal variation in soil co₂ efflux in an eastern amazonian rainforest, caxiuan??, brazil. *Forest Ecology and Management*, v. 237, p. 57–64, 12 2006.

SOUZA, C.; PIRES, R.; MIRANDA, D.; VARALLO, A. Calibração de sonda fdr e tdr para a estimativa da umidade em dois tipos de solo. *IRRIGA*, v. 18, p. 597, 12 2013.

SOUZA, E.; ANTONINO, A.; ANGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. Caracterização hidrodinâmica de solos: aplicação do método beerkan. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 12, 04 2008.

SOUZA, E.; ANTONINO, A.; HECK, R.; MONTENEGRO, S.; LIMA, J.; SAMPAIO, E.; ANGULO-JARAMILLO, R.; VAUCLIN, M. Effect of crusting on the physical and hydraulic properties of a soil cropped with Castor beans (*Ricinus communis* L.) in the northeastern region of Brazil. *Soil and Tillage Research*, Elsevier, v. 141, p. 55–61, 2014. Disponível em: <<https://hal-sde.archives-ouvertes.fr/hal-01113145>>.

SOUZA, E.; ANTONINO, A.; LIMA, J.; NETO, G.; SILVA, I.; SILVA, J. Efeito do encrostamento superficial nas propriedades hidráulicas de um solo cultivado. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v. 2, p. 69–74, 03 2007.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ANGULO-JARAMILLO R.AND MACIEL NETTO, A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; BORGES, E. Variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos de duas parcelas agrícolas no estado da paraíba. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 5, p. 1795–1804, 10 2008.

SOUZA, R.; FENG, X.; ANTONINO, A.; MONTENEGRO, S.; SOUZA, E.; PORPORATO, A. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 20, p. 3583–3595, 2016.

SOUZA, R.; HARTZELL, S.; Freire Ferraz, A. P.; de Almeida, A. Q.; de Sousa Lima, J. R.; Dantas Antonino, A. C.; de Souza, E. S. Dynamics of soil penetration resistance in water-controlled environments. *Soil and Tillage Research*, v. 205, p. 104768, 2021. ISSN 0167-1987. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016719872030550X>>.

SPARLING, G. Ratio of microbial biomass carbon to soil organic carbon as a sensitive indicator of changes in soil organic matter. *Australian Journal of Soil Research - AUST J SOIL RES*, v. 30, 01 1992.

STEINER, K. G.; WILLIAMS, R. *Causes of soil degradation and development approaches to sustainable soil management*. [S.l.]: Margraf Verlag Reiskinchen, 1996.

STOLF, R.; REICHARDI, K.; VAZ, C. Response to comments on 'simultaneous measurement of soil penetration resistance and water content with a combined penetrometer-tdr moisture probe' and 'a dynamic cone penetrometer for measuring soil penetration resistance'. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 69, p. 927–929, 2005.

SUBKE, J.; INGLIMA, I.; COTRUFO, M. F. Trends and methodological impacts in soil CO₂ efflux partitioning: A metaanalytical review. *Global Change Biology*, v. 12, p. 921–943, 06 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01117.x>>.

SÁ, I.; CUNHA, T.; HERIBERTO, A.; TEIXEIRA, D.; ANTONIO, M. Desertificação no semiárido brasileiro. Conferência Internacional: clima, sustentabilidade e desenvolvimento em regiões semiáridas - ICID+18. Fortaleza. Anais., 2010.

SÁ, I. B.; FORTIUS, G. A.; RICHÉ, G. R. *Degradação ambiental e reabilitação natural no trópico semiárido*. [S.l.]: In: Anais Conferência Nacional e Semiárido Latino-Americano da desertificação, CONSLAD. Fundação Esquel Brasil, Fortaleza, CE., 1994.

TAIZ, L.; ZEIGER, E.; MOLLER, I.; MURPHY, A. *Fisiologia e desenvolvimento vegetal*. 6.ed. Porto Alegre: Artmed., [S.l.]: 6.ed. Porto Alegre: Artmed., 2017. 888 p.

TALMON, Y.; STERNBERG, M.; GRUNZWEIG, J. M. Impact of rainfall manipulations and biotic controls on soil respiration in Mediterranean and desert ecosystems along an aridity gradient. *Global Change Biology*, v. 17, n. 2, p. 1108–1118, fev. 2011.

TANG, X.; FAN, S.; QI, L.; GUAN, F.; CAI, C.; DU, M. Soil respiration and carbon balance in a Moso bamboo (*Phyllostachys heterocycla* (Carr.) Mitford cv. Pubescens) forest in subtropical China. *iForest - Biogeosciences and Forestry*, n. 5, p. 606–614, 2015. Disponível em: <<https://iforest.sisef.org/contents/?id=ifor1360-007>>.

TANG, Z.; SUN, X.; LUO, Z.; HE, N.; SUN, O. Effects of temperature, soil substrate, and microbial community on carbon mineralization across three climatically contrasting forest sites. *Ecology and Evolution*, v. 8, p. 879–891, 01 2018.

THIES, J.; GROSSMAN, J. The soil habitat and soil ecology. In: _____. [S.l.: s.n.], 2006. p. 59–78. ISBN 978-1-57444-583-1.

THOMAS, A. D.; ELLIOTT, D. R.; HARDCASTLE, D.; STRONG, C. L.; BULLARD, J.; WEBSTER, R.; LAN, S. Soil biocrusts affect metabolic response to hydration on dunes in west queensland, australia. *Geoderma*, v. 405, p. 115464, 2022. ISSN 0016-7061. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706121005449>>.

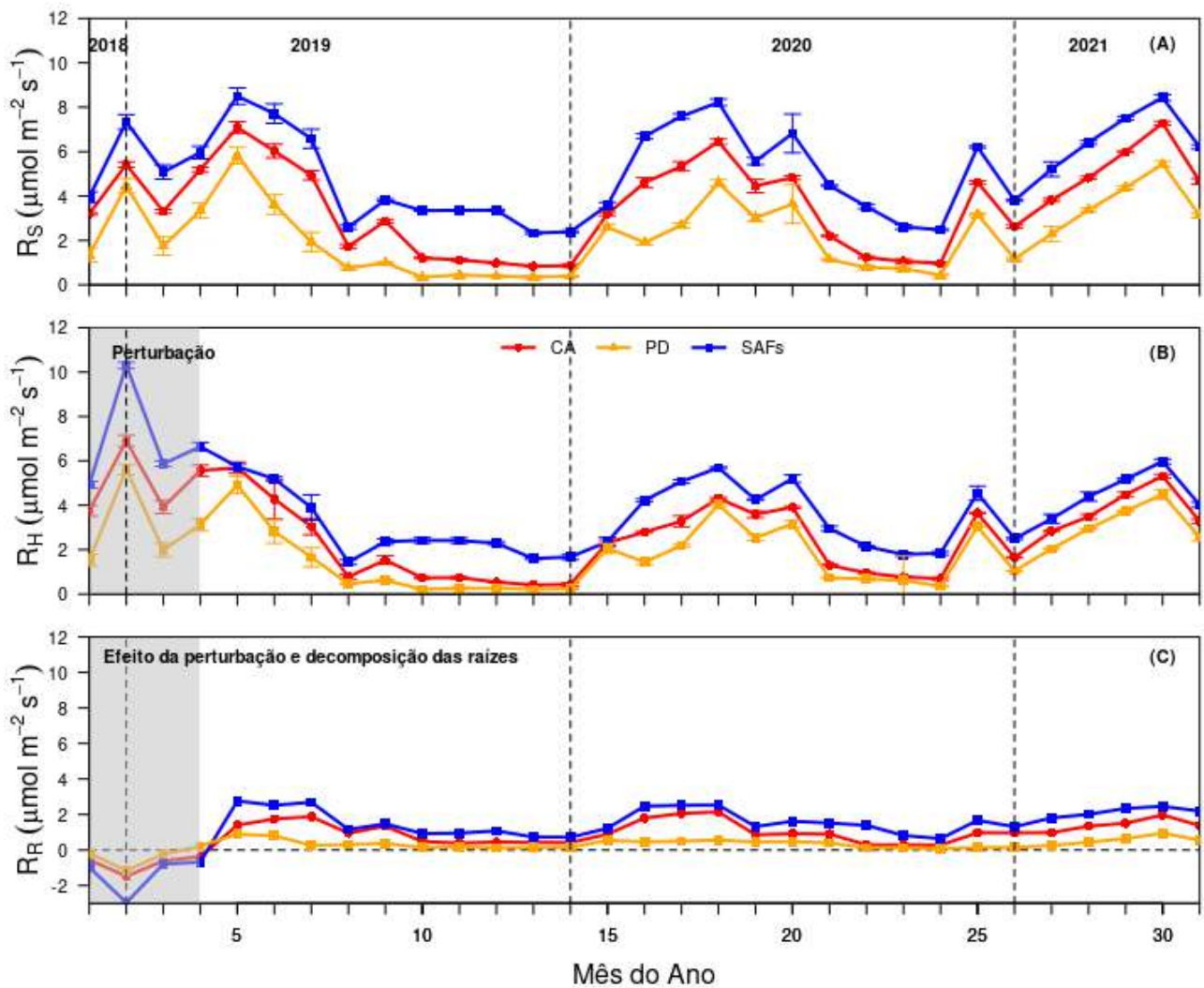
THOMPSON, A.; GOYNE, K. W. Introduction to the sorption of chemical constituents in soils. *Nature Education Knowledge*, v. 4, p. 7, 2012.

- TIRUVAIMOZHI, Y. V.; SANKARAN, M. Soil respiration in a tropical montane grassland ecosystem is largely heterotroph-driven and increases under simulated warming. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier BV, v. 276-277, p. 107619, 2019. ISSN 0168-1923.
- URRUTH, L. M.; BASSI, J. B.; CHEMELLO, D. Policies to encourage agroforestry in the southern atlantic forest. *Land Use Policy*, v. 112, p. 105802, 2022. ISSN 0264-8377. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264837721005251>>.
- van Genuchten, M. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils¹. *Soil Science Society of America Journal*, v. 44, p. 892–898, 09 1980.
- VANCE, E.; BROOKES, P.; JENKINSON, D. An extraction method for measuring soil microbial biomass c. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 19, p. 703–707, 01 1987.
- VASQUES, G.; GRUNWALD, S.; COMERFORD, N.; SICKMAN, J. Regional modelling of soil carbon at multiple depths within a subtropical watershed. *Geoderma*, v. 156, p. 326–336, 05 2010.
- VUUREN, D.; MEINSHAUSEN, M.; PLATTNER, G.-K.; JOOS, F.; STRASSMAN, K.; SMITH, S.; WIGLEY, T.; RAPER, S.; RIAHI, K.; CHESNAYE, P.; ELZEN, M.; FUJINO, J.; JIANG, K.; NAKICENOVIC, N.; PALTSEV, S.; REILLY, J. Temperature increase of 21st century mitigation scenarios. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, v. 6, p. 492012, 02 2009.
- WALSH, E.; MCDONNELL, K. P. The influence of added organic matter on soil physical, chemical, and biological properties: a small-scale and short-time experiment using straw. *Archives of Agronomy and Soil Science*, Taylor Francis, v. 58, n. sup1, p. S201–S205, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/03650340.2012.697999>>.
- WANG, C.; YANG, J.; ZHANG, Q. Soil respiration in six temperate forests in china. *Global Change Biology*, v. 12, p. 2103 – 2114, 08 2006.
- WANG, X.; PIAO, S.; CIAIS, P.; JANSSENS, I. A.; REICHSTEIN, M.; PENG, S.; WANG, T. Are ecological gradients in seasonal q₁₀ of soil respiration explained by climate or by vegetation seasonality? *Soil Biology and Biochemistry*, v. 42, n. 10, p. 1728–1734, 2010. ISSN 0038-0717. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038071710002178>>.
- WIESMEIER, M.; URBANSKI, L.; HOBLEY, E.; LANG, B.; LÜTZOW, M.; MARIN-SPIOTTA, E.; WESEMAEL, B.; RABOT, E.; LIEB, M.; GARCIA-FRANCO, N.; WOLLSCHLÄGER, U.; VOGEL, H.-J.; KÖGEL-KNABNER, I. Soil organic carbon storage as a key function of soils - a review of drivers and indicators at various scales. *Geoderma*, v. 333, p. 149–162, 01 2019.
- WMO: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. Reactive gases bulletin: Highlights from the global atmosphere. watch programme, no. 2. 2018. Disponível em: <https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5244>.
- XU, L.; BALDOCCHI, D.; TANG, J. How soil moisture, rain pulses and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 18, p. DOI 10.1029/2004GB002281, 12 2004.
- YAN, J.; FENG, Y.; LI, J.; LI, H.; DING, G. Response of soil respiration and q₁₀ to temperature and moisture in naturally regenerated and bare lands based on an 11-year observation period. *CATENA*, v. 208, p. 105711, 2022. ISSN 0341-8162. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816221005695>>.

- YAN, T.; SONG, H.; WANG, Z.; TERAMOTO, M.; WANG, J.; LIANG, N.; MA, C.; SUN, Z.; XI, Y.; LI, L.; PENG, S. Temperature sensitivity of soil respiration across multiple time scales in a temperate plantation forest. *Science of The Total Environment*, v. 688, p. 479 – 485, 2019. ISSN 0048-9697.
- YAN, Z.; BOND-LAMBERTY, B.; TODD-BROWN, K.; BAILEY, V.; LI, S.-L.; LIU, C.; LIU, C. A moisture function of soil heterotrophic respiration that incorporates microscale processes. *Nature Communications*, v. 9, 07 2018.
- YAN, Z.; LIU, C.; TODD-BROWN, K. E.; LIU, Y.; BOND-LAMBERTY, B.; BAILEY, V. L. Pore-scale investigation on the response of heterotrophic respiration to moisture conditions in heterogeneous soils. *Biogeochemistry*, v. 131, p. 121–134, 11 2016. ISSN 0168-2563.
- YANCHUN, L.; QING, S.; ZHONGWEI, W.; KESHENG, Z.; CANCAN, Z. Spatial heterogeneity of soil respiration response to precipitation pulse in a temperate mixed forest in central china. *Journal of Plant and Animal Ecology*, v. 1, n. 1, p. 1 – 13, 2017. ISSN 2637-6075. Disponível em: <<https://openaccesspub.org/jpae/article/652>>.
- YANG, L.; ZHANG, Q.; MA, Z.; JIN, H.; CHANG, X.; MARCHENKO, S.; SPEKTOR, V. Seasonal variations in temperature sensitivity of soil respiration in a larch forest in the northern daxing'an mountains in northeast china. *Journal of Forestry Research*, 05 2021.
- YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, Taylor Francis, v. 19, n. 13, p. 1467–1476, 1988. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/00103628809368027>>.
- YILMAZ, D.; LASSABATERE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; DENELEE, D.; LEGRET, M. Hydrodynamic characterization of basic oxygen furnace slag through an adapted best method. *Vadose Zone Journal*, v. 09, p. 107–116, 01 2010.
- ZHANG, J.; BRUIJNZEEL, L.; MEERVELD, I. van; ASIO, V. Soil physical characteristics of a degraded tropical grassland and a 'reforest': Implications for runoff generation. *Geoderma*, v. 333, p. 163–177, 01 2019.
- ZHOU, W.; LU, H.; SHA, L.-Q.; ZHANG, Y.; SCHAEFER, D.; SONG, Q.; DENG, Y.; DENG, X.-B. Hydrologically transported dissolved organic carbon influences soil respiration in a tropical rainforest. *Biogeosciences*, v. 13, p. 5487–5497, 10 2016.
- ZHOU, W.; LU, H.; SHA, L.-Q.; ZHANG, Y.; SCHAEFER, D.; SONG, Q.; DENG, Y.; DENG, X.-B. Hydrologically transported dissolved organic carbon influences soil respiration in a tropical rainforest. *Biogeosciences*, v. 13, p. 5487–5497, 10 2016.
- ZHOU, X.; WAN, S.; LUO, Y. Source components and interannual variability of soil co₂ efflux under experimental warming and clipping in a grassland ecosystem. *Global Change Biology*, v. 13, p. 761 – 775, 04 2007.

APÊNDICE A – RESULTADOS ADICIONAIS

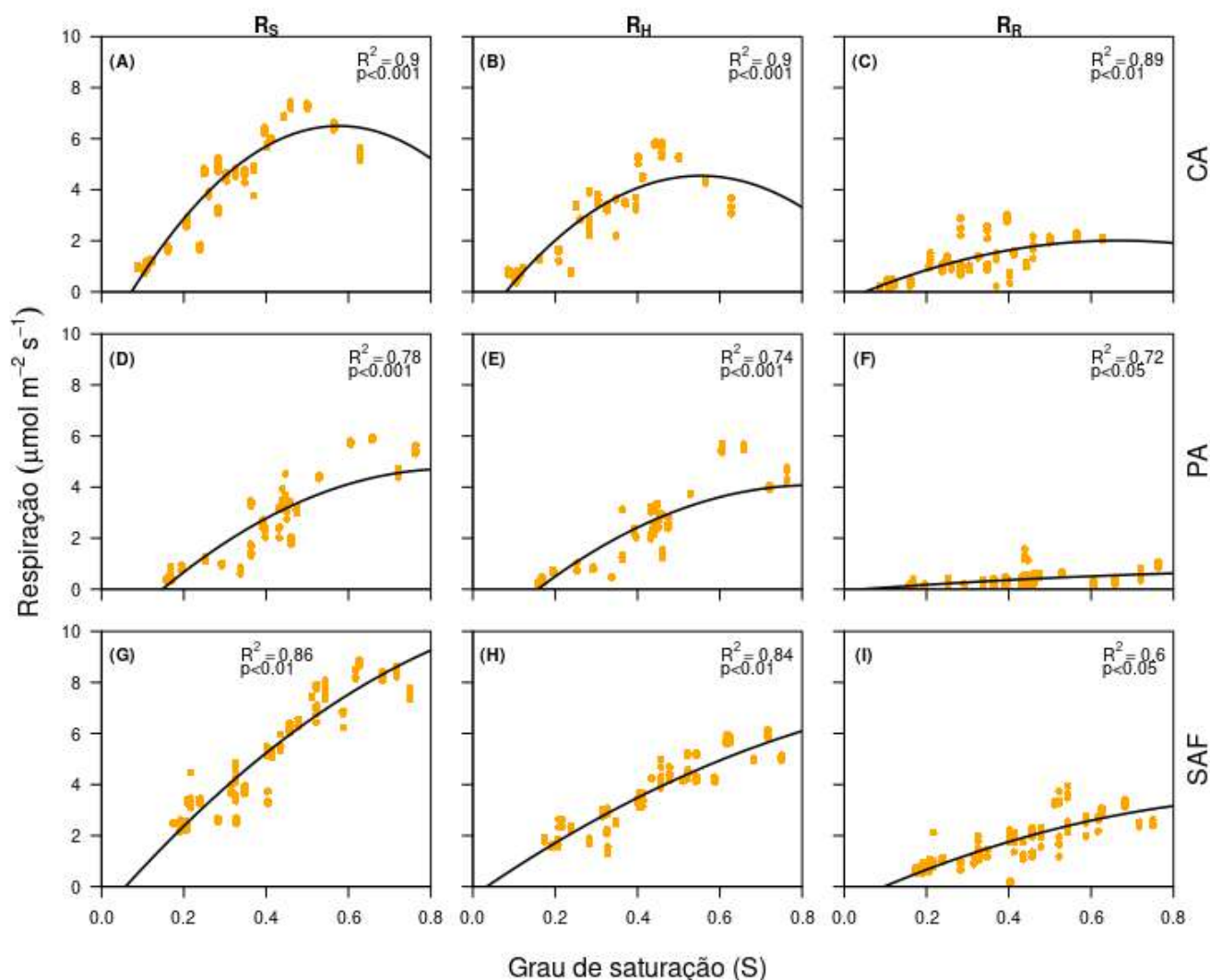
Figura 15 – Dinâmica da respiração total, R_S (Fig 15A), heterotrófica, R_H (Fig 15B) e das raízes, R_R (Fig 15C) do solo sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs), na região do semiárido Pernambucano.



Fonte: Autor (2022)

Percebe-se que nesta figura, a R_R é negativa nos primeiros 4 meses de avaliação. Isso é decorrente da elevada taxa R_H que é superior a R_S . Provavelmente a superioridade da R_H em relação a R_S é devido a perturbação causada no solo durante a implantação do colar de 30 cm. Outro fator que pode explicar essa superioridade da R_H em relação à R_S é a decomposição das raízes dentro do colar. Nossos resultados sugerem que a adoção da técnica "Exclusão de Raiz" causa perturbação ao solo e aproximadamente 120 dias são necessários para que as taxas de efluxo de CO_2 se estabilizassem. Sendo assim, a utilização dessa técnica é aconselhável em experimento de longa duração.

Figura 16 – Relação entre a respiração (R_S , R_H e R_R) e grau de saturação (S) do solo sob caatinga (CA), pastagem degradada (PD) e sistemas agroflorestais (SAFs), na região do semiárido brasileiro



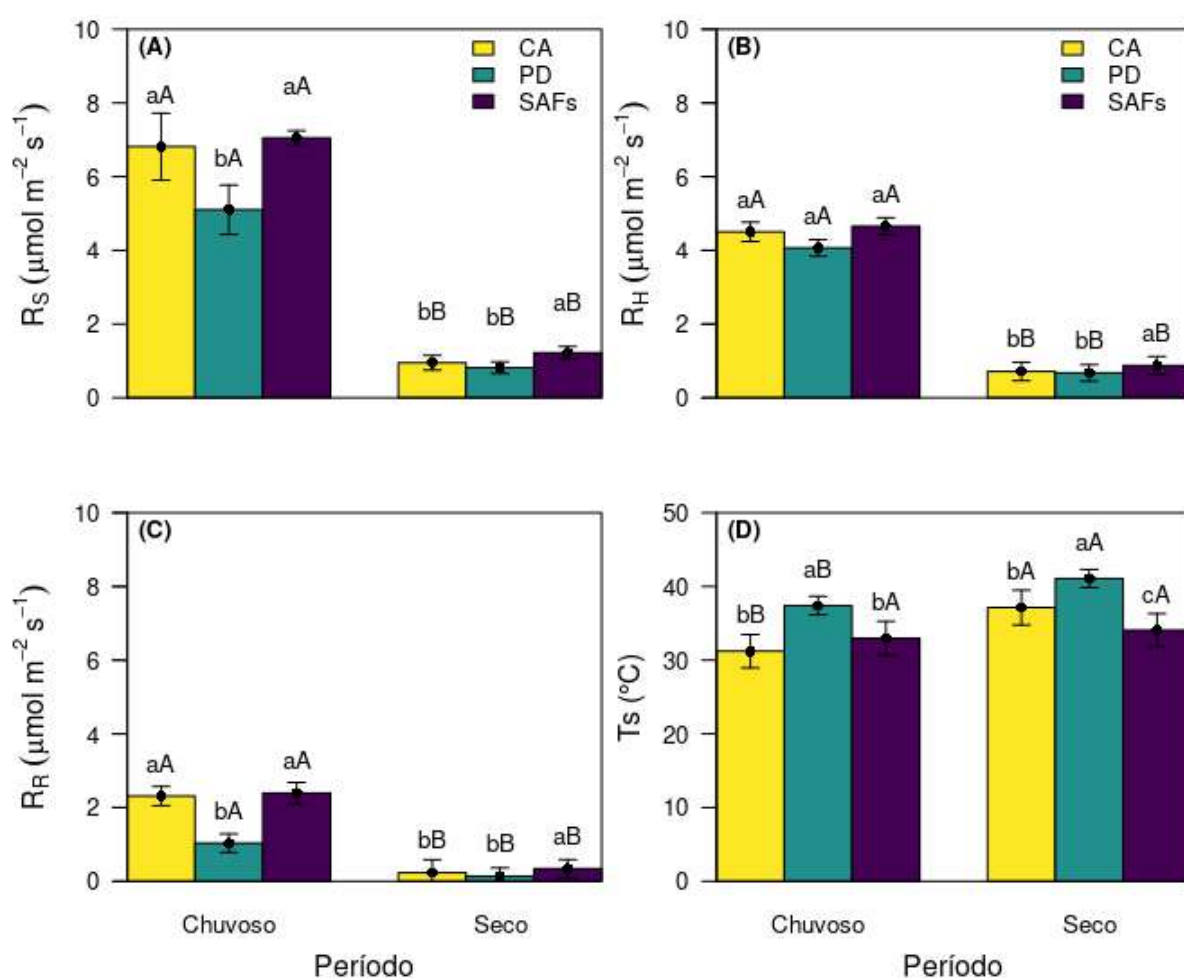
Fonte: Autor (2022)

Tabela 6 – Resistência mecânica do solo à penetração, RP(MPa), em diferentes camadas (0-10, 10-20 e 20-20 cm), durante dois períodos (seco e chuvoso), sob diferente usos do solo (CA, PA e SAF) na região semiárida de Pernambuco.

Prof	Período chuvoso			Período seco		
	CA	PA	SAF	CA	PA	SAF
00 - 10	2,1±1,2 bB	3,4±0,4 aB	1,9±1,1 bB	7,5±1,7 bA	15,3±0,73 aA	6,9±1,3 bA
10 - 20	3,3±1,9 bB	4,5±0,9 aB	2,3±1,8 cB	11,8±1,2 bA	25,6±0,7 aA	9,5±3,7 cA
20 - 30	5,8±2,0 aB	6,3±1,3 aB	2,8±2,6 bB	16,3±2,9 bA	30,2±1,2 aA	13,8±3,1 cA

Médias seguidas pelas mesmas letras minúsculas entre as áreas e maiúsculas entre os períodos não diferem entre si estatisticamente pelo teste de Tukey a nível de 5% de probabilidade ($p < 0.05$), Médias $\pm$ Desvio Padrão da média.

Figura 17 – Valores médios diários da respiração total (R_S), heterotrófica (R_H) e das raízes (R_R) e temperatura do solo durante período seco e úmido, sob diferentes usos do solo na região do semiárido Pernambucano. Letras minúsculas entre as áreas dentro do mesmo período e maiúscula entre os períodos da mesma área não diferem entre si pelo teste de tukey a 5% de probabilidade.



Fonte: Autor (2022)