

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO MARANHÃO
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DOUTORADO EM CIÊNCIAS AGRÁRIAS

EDACIANO LEANDRO LÖSCH

**MEDIADORES DO ACÚMULO E DA ESTABILIDADE DO
CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO TRÓPICO ÚMIDO**

São Luís - MA

2026

EDACIANO LEANDRO LÖSCH

Mestre em Agroecossistemas

Engenheiro Agrônomo

**MEDIADORES DO ACÚMULO E DA ESTABILIDADE DO
CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO TRÓPICO ÚMIDO**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do
Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias
da Universidade Estadual do Maranhão, para a
obtenção do título de Doutor em Ciências Agrárias.

Orientadores: Prof. Dra. Valéria Xavier de
Oliveira Apolinário e Prof. Dr. Emanuel Gomes de
Moura “*in memoriam*”

Co-orientadora: Prof. Dra. Kátia Pereira Coelho

São Luís - MA

2026

Lösch, Edaciano Leandro

Mediadores do acúmulo e da estabilidade do carbono orgânico do solo no trópico úmido. / Edaciano Leandro Lösch. – São Luis, MA, 2026.

105 f

Tese (Doutorado em Ciências Agrárias) - Universidade Estadual do Maranhão, 2026.

Orientador: Profa. Dra. Valéria Xavier de Oliveira Apolinário.

1.Mitigação do clima. 2.Práticas agrícolas. 3.Solos tropicais. 4.Cálcio. 5.Silício. I.Título.

CDU: 631.41

Elaborado por Cássia Diniz - CRB 13/910

EDACIANO LEANDRO LÖSCH

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do
Programa de Pós-Graduação em Ciências Agrárias

Aprovada em 07/01/2026

Comissão Julgadora:



Documento assinado digitalmente

VALERIA XAVIER DE OLIVEIRA APOLINARIO

Data: 26/01/2026 09:25:20-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dra. Valéria Xavier de Oliveira Apolinário - Orientadora



Documento assinado digitalmente

ALANA DAS CHAGAS FERREIRA AGUIAR

Data: 26/01/2026 09:13:21-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dra. Alana da Chagas Ferreira Aguiar – UFMA



Documento assinado digitalmente

CAMILA PINHEIRO NOBRE

Data: 26/01/2026 08:54:17-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dra. Camila Pinheiro Nobre – UEMA



Documento assinado digitalmente

SYLVIA LETICIA OLIVEIRA SILVA

Data: 26/01/2026 08:33:56-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dra. Sylvia Letícia Oliveira Silva – IFMA



Documento assinado digitalmente

ERICK RODRIGO DA SILVA SANTOS

Data: 22/01/2026 21:28:06-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Erick Rodrigo da Silva Santos – University of Alberta

São Luís

2026

AGRADECIMENTOS

A todos que, direta ou indiretamente, em presença ou em espírito, por vontade própria ou circunstância, contribuíram para a construção deste trabalho, registro meus sinceros agradecimentos, em especial:



A word cloud featuring the following text elements: 'colegas' at the top; 'vanessa' and 'karol' in the upper middle; 'valéria' and 'kátia' below them; 'ingrid' and 'capes' further down; 'família' in the center in a large, bold font; 'leonardo', 'uema', and 'neto' to the left of 'família'; 'emanoel' and 'edinny' below 'neto'; 'jèssica' and 'amigos' to the right of 'família'.

colegas
vanessa karol
valéria kátia
ingrid capes
família
leonardo uema
neto
emanoel
edinny
jèssica
amigos

SÚMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE QUADROS E TABELAS	10
RESUMO	11
ABSTRACT	12
INTRODUÇÃO	13
CAPÍTULO I - REVISÃO SISTEMÁTICA E META-ANÁLISE	16
Contribuição de cátions polivalentes no acúmulo e estabilidade do carbono orgânico em solos tropicais: uma meta- análise	16
Resumo	16
Introdução	16
Materiais e Métodos	19
Fonte de dados, coleta e categorização	19
Análise de dados	21
Análise de Sensibilidade (Leave-One-Out)	22
Estatística	22
Resultados e discussão	22
Classe de solo	24
Uso do solo	26
pH	29
Textura do solo	31
Considerações finais	33
Referências	34
CAPÍTULO II - INDICADORES DO ACÚMULO E DA ESTABILIDADE DO CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO TRÓPICO ÚMIDO	40
Indicadores da saúde do solo no trópico úmido da periferia Amazônica	40
Resumo	40
Introdução	40
Materiais e Métodos	44
Caracterização da área	44
Delineamento e condução experimental	45
Análises químicas, físicas e biológicas do solo	46
Produtividade	47
Análises estatísticas	47
Resultados	48
Discussão	58
A importância de COAM e COP	58
Influência do Ca e Si para a proteção do COS	60
Respiração microbiana do solo e Macroporosidade	63
Conclusão	65
Referências	66
Material Suplementar - S1	73
CAPÍTULO III - RESPOSTA DE ÍNDICES ECO-FISIOLÓGICOS À ESTABILIZAÇÃO DO CARBONO ORGÂNICO DO SOLO MEDIANTE A APLICAÇÃO DE CÁLCIO, SILÍCIO, UREIA E BIOMASSA VEGETAL	79
Improving nature-based solutions for regenerative tropical agrosystems by enhancing the soil stabilised organic carbon fraction	79
Abstract	79

INTRODUCTION	79
MATERIALS AND METHODS	82
Area characterization	82
Experimental design and conduction	83
Eco-physiological indices and fractionation of soil organic carbon analyses	84
Soil and plant analyses	85
Statistical analyses	86
RESULTS	87
DISCUSSION	91
Eco-physiological indices and stabilised soil organic carbon accumulation	91
N effect on C accumulation and of cations on N harnessing	93
CONCLUSION	94
REFERENCES	94
CONSIDERAÇÕES FINAIS, LIMITAÇÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS	101
REFERÊNCIAS	103

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

- Figura 1 . Distribuição global dos locais de estudo representados nesta meta-análise. A faixa entre as linhas horizontais ao centro do mapa indica a região tropical global.20
- Figura 2 . Efeito dos cátions Ca, Mg, Fe e Al nas concentrações de carbono orgânico do solo baseado em 14 estudos de regiões tropicais. Cada estimativa é representada pelo valor médio e pelo intervalo de confiança de 95%. O tamanho do efeito de cada estudo individual é visualizado pelos pontos, enquanto a estimativa geral do modelo é destacada pelo diamante na linha inferior.23
- Figura 3 . Concentração de carbono orgânico e de cátions polivalentes em diferentes classes de solos.25
- Figura 4 . Concentração de carbono orgânico e de cátions polivalentes sob diferentes vegetações em solos tropicais.27
- Figura 5 . Influência do pH na concentração do carbono orgânico e de cátions polivalentes em solos tropicais.29
- Figura 6 . Influência das frações granulométricas areia (a) e argila (b) na dinâmica do carbono orgânico e dos cátions do solo.32

CAPÍTULO II

- Figura 1. Mapa de localização da área experimental no município de São Luís, Maranhão, Brasil.44
- Figura 2 . Análise de componentes principais do conjunto completo de variáveis (a) e separadas por grupos químicos(b), físicos (c) e biológicos (d) relacionados ao COS e a produtividade. 49
- Figura 3 . Dendrograma entre variáveis físicas, químicas e biológicas associadas a produtividade (a) e ao COS (b). A linha de corte tracejada foi estimada por Mojena($k = 1.25$) e número fixo de clusters = 4. Variáveis com cores iguais denotam a integração no mesmo grupo.50
- Figura 4 . Participação dos grupos químicos, físicos e biológicos e das variáveis isoladas na explicação da variação da produtividade (a, c) e do COS (b, d).52
- Figura 5 . Árvore de decisão para escolha das principais variáveis relacionadas a produtividade (a) e o COS (b). O modelo foi treinado usando o algoritmo J48. O conjunto de dados contém 32 instâncias e 17 atributos (ver figura 1a) mais a variável alvo (class) com três categorias para a produtividade: Alta_Produtividade ($>5 \text{ t/ha}^{-1}$), Média_Produtividade ($3-5 \text{ t/ha}^{-1}$) e Baixa_Produtividade ($<3 \text{ t/ha}^{-1}$)(Kappa: 0.353), e três para o COS: $<20 \text{ g kg}^{-1}$; $20-30 \text{ g kg}^{-1}$; e $>30 \text{ g kg}^{-1}$ (Kappa: 0.4472).53
- Figura 6 . Contribuição relativa de variáveis físicas, químicas e biológicas no aumento da produtividade (a) e do COS (b). Produtividade: Baixa ($< 3 \text{ t/ha}^{-1}$), Média ($3 - 5 \text{ t/ha}^{-1}$), Alta ($> 5 \text{ t/ha}^{-1}$).54
- Figura 7 . Relação linear entre COAM (a), RMS(b), Ca (c), Si (d) e macroporosidade (e) e a produtividade e entre COAM (f), produtividade (g), C.BMS (h), Si (i) e COP(j) e o COS. 55
- Figura 8 . Teores de carbono orgânico do solo (COS) fracionado em carbono orgânico particulado (COP) e carbono orgânico associado a minerais (COAM) a uma profundidade de 0 – 20 cm. Letras diferentes indicam diferenças significativas ($p \leq 0,05$) entre os locais com base na ANOVA unidirecional seguida do teste de Tukey para COP e COAM. U (ureia); L (leguminosas); L + U (leguminosas + uréia); Ca + L (cálcio + leguminosas);

Si + L (silício + leguminosa); Ca + L + U (cálcio + leguminosas + ureia); Si + L + U (silício + leguminosa + ureia); Ca + Si + L + U (cálcio + silício + leguminosas + uréia). 56

Figura 9 . Esquema representativo dos principais mecanismos e propriedade do solo para o acúmulo do COS e o aumento da produtividade agrícola. A RMS deve ser baixa em solos tropicais para que se possa alcançar altos teores de COS e alta produtividade. MAOC, Si e COP devem apresentar altas concentrações, assim como a porcentagem de macroporos no solo. Ca deve ser avaliado com cautela, restringindo sua concentração para uma faixa intermediária. Adaptado de Cotrufo e Lavelle, 2022. 57

CAPÍTULO III

Figure 1 . (a) Metabolic quotient (qCO_2) and (b) microbiological quotient ($qMIC$) at a depth of 0-10 cm. Different letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).87

Figure 2 . (a) Total organic carbon (TOC) fractionated into particulate organic carbon (POC) and organic carbon associated with minerals (MAOC) at a depth of 0 – 10 cm. Different capital letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test for POC and lower letters for MAOC. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).88

Figure 3 . Leaf nitrogen concentration in *Z. mays* at the flowering stage. Different letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).89

Figure 4 . Correlation coefficients between polyvalent cations, microbiological indices, nitrogen and soil carbon fractions. TOC (total organic carbon), POC (particulate organic carbon), MAOC (mineral associated organic carbon), qCO_2 (metabolic quotient), $qMIC$ (microbial quotient), Ca (calcium), Si (silicon), ACS (accumulated carbon stock), NC (nitrogen concentration). . 90

Figure 5 . Principal component analysis (PCA) ordination plot of the importance of associations between eco-physiological indices, polyvalent cations and soil organic carbon in the 0-10 cm deep layer. TOC (total organic carbon), POC (particulate organic carbon), MAOC (mineral associated organic carbon), qCO_2 (metabolic quotient), $qMIC$ (microbial quotient), Ca (calcium), Si (silicon), NC (nitrogen concentration). 91

LISTA DE QUADROS E TABELAS

CAPÍTULO III

Table 1 . Chemical and physical properties of the experimental soil at a depth of 0–10 cm. PBS, per cent base saturation; CTC, cation exchange capacity, org-C, organic carbon.	83
--	----

RESUMO

A gestão sustentável e a avaliação de indicadores da saúde do solo no trópico úmido são urgentes e necessárias. Historicamente a região enfrenta insegurança alimentar, pobreza rural e degradação dos recursos naturais. A simples fertilização não é suficiente para melhorar a saúde do solo devido a rápida perda de nutrientes e a acelerada decomposição da matéria orgânica, sendo necessárias estratégias integradas para sistemas agrícolas mais eficientes. Nesse sentido, é proposto nesta pesquisa (i) estimar o efeito de cátions polivalentes no acúmulo e estabilidade do carbono orgânico do solo em regiões tropicais; (ii) determinar indicadores-chaves para a saúde do solo do trópico úmido e; (iii) compreender a dinâmica do Ca e Si sobre índices ecofisiológicos, frações de carbono orgânico do solo (COS) estabilizada e aproveitamento de N em solo da periferia Amazônica. No capítulo 1 foi realizada uma meta-análise a partir de 14 estudos publicados entre 2003 e 2023, utilizando modelos de efeitos aleatórios para avaliar a influência dos cátions polivalentes Al, Fe, Mg e Ca na concentração do COS. Os resultados revelaram efeitos distintos dos cátions ($p < 0,001$), sendo o Al o mais associado ao aumento do COS, seguido por Mg e Ca. O Fe, por sua vez, apresentou o menor efeito. A heterogeneidade entre os estudos ($I^2 = 77,01\%$) indicou que fatores como classe do solo, pH, textura e uso da terra modulam significativamente a ação dos cátions. Verificou-se que solos com pH entre 4-6 e teores de argila acima de 600 g kg^{-1} favorecem concentrações de COS $> 30 \text{ g kg}^{-1}$, particularmente na presença de teores de Ca superiores a $40.000 \text{ mg kg}^{-1}$. Para os capítulos subsequentes foi conduzido um experimento em campo no município de São Luís, Maranhão, Brasil, de outubro de 2021 a julho de 2024. Para isso, foi adotado o delineamento em blocos casualizados (DBC) com quatro repetições e oito tratamentos: 1) ureia; 2) leguminosa; 3) leguminosa + ureia; 4) cálcio + leguminosa; 5) silício + leguminosa; 6) cálcio + leguminosa + ureia; 7) silício + leguminosa + ureia; e 8) cálcio + silício + leguminosa + ureia, em plantio de milho. No capítulo 2 foi investigado a contribuição de 17 variáveis edáficas para o COS e a produtividade agrícola do milho por meio de análises multivariadas (PCA, RDA, árvores de decisão e regressão). Foi observado que variáveis químicas, especialmente o COAM, o Si e, em menor grau, o Ca, exerceram os maiores efeitos sobre o COS e a produtividade. O COAM foi altamente significativo ($p < 0,001$) e apresentou alta correlação ($R^2 = 0,87$) com o COS total, enquanto variáveis físicas e biológicas, como a macroporosidade e a respiração microbiana, apresentaram influência secundária. No último capítulo foi avaliado a resposta dos índices ecofisiológicos $q\text{CO}_2$ e $q\text{MIC}$, bem como das frações do COS (COP e COAM) e N aos tratamentos estudados. Os resultados demonstraram que o Ca e o Si contribuíram para o aumento da fração estável de carbono (COAM) ($p < 0,05$), com destaque para o Si, que promoveu teores de COAM 32% superiores ao do Ca, quando combinados com leguminosas. A concentração de N nas plantas de milho foi 72% maior em Si+L do que em Ca+L ($p < 0,05$). O Si mostrou também maior eficiência ao utilizar o nitrogênio biológico, ao contrário do Ca, que dependeu do N sintético para alcançar efeito semelhante. Em conjunto, os resultados dessa pesquisa reforçam que estratégias de manejo sustentável que priorizem a adição de cátions estabilizadores e Si, a promoção do COAM e o uso de fontes biológicas de N podem favorecer a saúde do solo, aumentar a produtividade agrícola e contribuir para o armazenamento e estabilidade do carbono no solo. Essas estratégias são fundamentais para mitigar os efeitos das mudanças climáticas e garantir a resiliência dos agroecossistemas tropicais a longo prazo.

Palavras chave: Mitigação do clima. Práticas agrícolas. Solos tropicais. Cálcio. Silício. Carbono orgânico associado aos minerais.

ABSTRACT

Sustainable management and the assessment of soil health indicators in the humid tropics are urgent and necessary. Historically, this region has faced food insecurity, rural poverty, and degradation of natural resources. Simple fertilization is not sufficient to improve soil health due to rapid nutrient losses and accelerated organic matter decomposition, making integrated strategies necessary for more efficient agricultural systems. In this context, this research aims to (i) estimate the effect of polyvalent cations on the accumulation and stability of soil organic carbon in tropical regions; (ii) determine key indicators of soil health in the humid tropics; and (iii) understand the dynamics of Ca and Si on ecophysiological indices, stabilized soil organic carbon (SOC) fractions, and nitrogen use efficiency in soils of the Amazonian periphery. In Chapter 1, a meta-analysis was conducted based on 14 studies published between 2003 and 2023, using random-effects models to evaluate the influence of the polyvalent cations Al, Fe, Mg, and Ca on SOC concentration. The results revealed distinct effects among the cations ($p < 0.001$), with Al being the most strongly associated with increases in SOC, followed by Mg and Ca. In contrast, Fe showed the smallest effect. Heterogeneity among studies ($I^2 = 77.01\%$) indicated that factors such as soil class, pH, texture, and land use significantly modulate cation effects. Soils with pH between 4 and 6 and clay contents above 600 g kg^{-1} favored SOC concentrations $> 30 \text{ g kg}^{-1}$, particularly in the presence of Ca contents exceeding $40,000 \text{ mg kg}^{-1}$. For the subsequent chapters, a field experiment was conducted in the municipality of São Luís, Maranhão, Brazil, from October 2021 to July 2024. A randomized complete block design (RCBD) was adopted with four replicates and eight treatments: (1) urea; (2) legume; (3) legume + urea; (4) calcium + legume; (5) silicon + legume; (6) calcium + legume + urea; (7) silicon + legume + urea; and (8) calcium + silicon + legume + urea, under maize cultivation. In Chapter 2, the contribution of 17 edaphic variables to SOC and maize productivity was investigated using multivariate analyses (PCA, RDA, decision trees, and regression). Chemical variables—especially MAOC, Si, and, to a lesser extent, Ca—exerted the greatest effects on SOC and productivity. MAOC was highly significant ($p < 0.001$) and showed a strong correlation ($R^2 = 0.87$) with total SOC, whereas physical and biological variables, such as macroporosity and microbial respiration, showed secondary influence. In the final chapter, the response of the ecophysiological indices $q\text{CO}_2$ and $q\text{MIC}$, as well as SOC fractions (POC and MAOC) and nitrogen, to the studied treatments was evaluated. The results demonstrated that Ca and Si contributed to increases in the stable carbon fraction (MAOC) ($p < 0.05$), with Si standing out by promoting MAOC contents 32% higher than Ca when combined with legumes. Nitrogen concentration in maize plants was 72% higher under Si + legume than under Ca + legume ($p < 0.05$). Silicon also showed greater efficiency in the use of biological nitrogen, in contrast to Ca, which depended on synthetic N to achieve a similar effect. Overall, the results of this research reinforce that sustainable management strategies prioritizing the addition of stabilizing cations and Si, the promotion of MAOC, and the use of biological N sources can improve soil health, increase agricultural productivity, and contribute to carbon storage and stability in soils. These strategies are fundamental to mitigating climate change impacts and ensuring the long-term resilience of tropical agroecosystems.

Keywords: Climate mitigation. Agricultural practices. Tropical soils. Calcium. Silicon. Mineral-associated organic carbon

INTRODUÇÃO

Aumentos nas concentrações dos principais gases poluentes da atmosfera como metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), ozônio (O_3) e, sobretudo, dióxido de carbono (CO_2), acarretam danos irreversíveis para a vida no planeta (Lelieveld et al., 2019; IPCC, 2022). As mudanças climáticas devido à elevação da temperatura global, estimada entre 1,5 a 4,4 °C para este século, são preocupações iminentes para o futuro da nossa espécie (IPCC, 2022). Medidas para a redução dos impactos ocorrem mundialmente, porém, o êxito destas ações tem sido insuficientes e por vezes fracassadas (Díaz et al., 2019; Bradshaw et al., 2021).

A concentração de CO_2 na atmosfera aumenta progressivamente à medida que florestas são desmatadas e combustíveis fósseis são queimados (Scott et al., 2018; IEA, 2021). No Brasil, mais de 70% das emissões de CO_2 são decorrentes do desmatamento e pecuária (SEEG, 2020; Potenza et al., 2021). Ambos os processos estão estritamente ligados ao fomento da agricultura através da exploração das fronteiras agrícolas em áreas florestais (INPE, 2020). Frear este cenário é incontestável e, embora existam práticas agrícolas bem estruturadas, como as descritas no Plano ABC e ABC+ (BRASIL, 2012; 2020), pouco se tem discutido e fomentado em relação ao potencial dos solos agrícolas como reservatórios no processo de armazenamento e estabilização do carbono (C).

Os solos desempenham um papel essencial no ciclo global do C, funcionando como um dos maiores reservatórios terrestres de C (Scharlemann e Tanner, 2014). Os ecossistemas tropicais armazenam grandes quantidades de carbono na biomassa vegetal e no solo. Essas regiões contêm cerca de 288 a 480 Pg C em solos sob pastagens/savanas e florestas, respectivamente, representando aproximadamente 30% do carbono orgânico terrestre (Belle et al., 2022). No entanto, a conversão de ecossistemas nativos em áreas agrícolas resulta na perda significativa do carbono orgânico do solo (COS), intensificando as emissões de CO_2 para a atmosfera e contribuindo para as mudanças climáticas globais (Richards et al., 2007).

O esgotamento de nutrientes, a perturbação intensiva do solo e a erosão são alguns dos fatores que contribuem para a diminuição dos teores de carbono do solo (Paustian et al., 2019). Embora solos tropicais, como Argissolos e Latossolos, apresentem desafios devido à baixa fertilidade natural e alta taxa de decomposição da matéria orgânica - o que pode reduzir os estoques de COS - os solos tropicais

degradados possuem elevado potencial de atuar como sumidouros de C (Heinrich et al., 2023). Essa capacidade está intrinsecamente relacionada à proteção do C mediada por processos físicos, químicos e biológicos no solo.

A variação nos estoques de carbono em solos tropicais é influenciada por fatores como textura, presença de cátions polivalentes, umidade do solo e pH (O'Brien, 2015). A entrada de biomassa vegetal é um fator crítico para o sequestro de carbono em solos tropicais. O material orgânico derivado da serapilheira e dos resíduos vegetais é transformado em COS através da decomposição microbiana. A eficiência da incorporação de biomassa ao solo depende não apenas da quantidade de matéria orgânica adicionada, mas também da qualidade desse material e de suas interações com o ambiente edáfico (Nunes et al., 2024). Práticas que maximizam a adição de resíduos orgânicos, associadas a um manejo adequado do solo como o uso de leguminosas para cobertura e adubação do solo (Liu et al., 2022), rotação de culturas ou sistema agropastoris (Gispert; Phang e Carrasco-Barea, 2020), pastoreio animal sob pastagens naturais e campos nativos (Le Noë et al., 2019; Pellerin et al., 2020), agroflorestas e policultivos (Corbeels et al., 2019), são fundamentais para assegurar a estabilidade e o acúmulo de COS a longo prazo.

O nitrogênio (N) também desempenha um papel importante na dinâmica do COS, embora sua aplicação seja dualística. A aplicação de fertilizantes nitrogenados pode estimular a mineralização da matéria orgânica do solo (MOS), contribuindo para a formação e estabilização dos agregados (Kamran et al., 2021). Esse processo é fundamental para a proteção do C, uma vez que agregados estáveis evitam a exposição da MOS à decomposição microbiana. A combinação de fontes de N com relações C:N adequadas pode melhorar a eficiência do uso de nitrogênio e aumentar os estoques de COS (Palm et al., 2001). No entanto, o uso excessivo de N pode causar a perda de COS devido ao aumento da respiração microbiana e à intensificação dos processos de decomposição (Qiu et al., 2010). Assim, a quantidade de fertilizante nitrogenado deve ser criteriosamente manejada para otimizar o balanço entre a produção de biomassa e a estabilização do C.

Cátions polivalentes, como cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), ferro (Fe^{2+}) e alumínio (Al^{3+}), também desempenham um papel crucial na estabilização do COS. Esses elementos são essenciais para a formação de complexos organominerais, que protegem o carbono contra a decomposição microbiana por meio da floculação das partículas de argila e da formação de pontes entre cátions e a MOS (Bronick e Lal,

2005). Existem variados mecanismos de ligação que podem unir moléculas orgânicas aos cátions (Sposito, 2008). A prevalência de cada mecanismo de ligação irá depender da textura do solo, mineralogia e concentração dos cátions. O carbono pode ser estabilizado através de interações da esfera interna ou externa com os cátions polivalentes (Sutton et al., 2005; Sposito, 2008). Uma vez que as interações entre a MOS e cátions ocorra, pode haver relativa estabilidade do C contra a decomposição microbiana e, conseqüentemente, retenção desse C no solo (Von Lutzow et al., 2006).

O teor de Ca^{2+} trocável foi um dos principais preditores dos estoques de COS em diferentes ecossistemas, explicando até 74% da variabilidade nos estoques de C nos estudos realizados por Romanens et al. (2019). A presença de Ca^{2+} promove a formação de estruturas semelhantes a géis, compostas por polissacarídeos e mucilagens, que aumentam a estabilidade dos agregados e melhoram a retenção de carbono no solo (Erktan et al., 2017). A combinação de cátions polivalentes com a MOS também interfere na mineralização do C ao formar associações resistentes à degradação. Segundo Kleber et al. (2015), as interações entre grupos funcionais orgânicos e superfícies minerais podem ser manipuladas por meio de práticas de manejo que aumentem a disponibilidade de cátions e promovam condições edáficas favoráveis.

O silício (Si), embora não seja classificado como um cátion, também tem ganhado destaque como elemento estabilizador do COS. O Si pode interagir com compostos orgânicos através de processos de adsorção e incorporação em fitólitos - estruturas amorfas de sílica biogênica formadas em plantas. A oclusão de C em fitólitos contribui para sua estabilidade por longos períodos, desempenhando um papel essencial na dinâmica de C em solos tropicais (Song et al., 2018; Parr e Sullivan, 2014).

Embora estudos recentes tenham demonstrado relações positivas de cátions polivalentes com a estabilidade do COS (Rowley, Grand e Verrecchia, 2018; Song et al., 2018; Dlamini et al., 2019), o conjunto de mecanismos - ou indicadores - pelos quais o COS é estabilizado mediante a presença de cátions e sua relação com processos físicos, químicos e biológicos em solos tropicais ainda carece de elucidação científica. Portanto, o objetivo dessa tese é compreender a influência dos cátions polivalentes e do Si, associados a biomassa de leguminosas e nitrogênio, na concentração e estabilidade do COS no trópico úmido brasileiro.

CAPÍTULO I - REVISÃO SISTEMÁTICA E META-ANÁLISE

Contribuição de cátions polivalentes no acúmulo e estabilidade do carbono orgânico em solos tropicais: uma meta-análise

Resumo

Solos tropicais, apesar de apresentarem menor teor de matéria orgânica por unidade de área em comparação com solos temperados, desempenham um papel crucial no ciclo global do carbono devido à sua vasta extensão. A concentração e estabilidade do carbono orgânico do solo (COS) em solos tropicais depende de fatores complexos, incluindo a textura do solo, o pH, a mineralogia e a vegetação, além da presença de cátions polivalentes. Para entender a dinâmica do efeito destes fatores no COS, este estudo investiga o papel dos cátions polivalentes Al, Fe, Mg e Ca no acúmulo e estabilidade do COS em solos tropicais, por meio de uma meta-análise. A análise foi realizada com base em 14 estudos revisados por pares, selecionados por meio de uma busca sistemática na *Web of Science* e *Scopus*, abrangendo o período de 2003 a 2023. Modelos de efeitos aleatórios foram aplicados para avaliar a influência dos cátions na concentração do COS, considerando a heterogeneidade entre os estudos. Os resultados mostraram que os cátions exercem efeitos distintos e significativos ($p < 0.05$). O Al apresentou o maior impacto positivo global na concentração do COS, seguido por Mg e Ca, enquanto o Fe mostrou o menor efeito. A alta heterogeneidade dos dados ($I^2 = 77,01\%$) destacou a complexidade das interações entre os cátions e os fatores ambientais. Fatores como a classe do solo, o uso da terra, o pH e a textura do solo influenciam substancialmente a dinâmica do COS. Solos com teores de argila superiores a 600 g kg^{-1} e com pH entre 4-6 favorecem concentrações de COS $> 30 \text{ g kg}^{-1}$, particularmente na presença de teores de Ca superiores a $40.000 \text{ mg kg}^{-1}$. Isso é relevante na estabilização do COS, pois favorece a formação de complexos organometálicos estáveis, protegendo o carbono da decomposição microbiana. Já Al e Fe apresentaram efeitos menores, possivelmente devido à formação de compostos menos disponíveis para interação com a matéria orgânica. A partir desta meta-análise é possível concluir que, embora Al apresente o maior efeito global para o acúmulo do COS, em solos agrícolas e florestais, mesmo com alta concentração de Al, não houve aumento expressivo do COS, o que reforça a baixa eficiência desse cátion em promover a estabilização do carbono. Ca e Mg são essenciais para promover o acúmulo de carbono e a estabilidade do COS a longo prazo, principalmente em solos com teores mais elevados de matéria orgânica, contribuindo assim para a mitigação das mudanças climáticas e a conservação dos serviços ecossistêmicos em ambientes tropicais.

Palavras-chave: Carbono. Estabilidade do carbono. Uso da terra. Cálcio, Ferro, Magnésio, Alumínio.

Introdução

As regiões tropicais abrigam aproximadamente 3,12 bilhões de pessoas e recentes projeções estimam que até o final de 2030 concentrará 50% da população mundial (ONU, 2019). Isso significa que a saúde e a produtividade dos solos tropicais são essenciais para a segurança alimentar global, redução da pobreza e da degradação da

terra e para a gestão dos serviços ambientais (Wood et al. 2000). No entanto, cultivar solos tropicais é desafiador. Apenas uma pequena parcela destes solos (26%) não apresenta grandes limitações para a prática agrícola (Sanchez e Logan 1992, Lal 2015). A maioria dos solos tropicais sofre com o estresse hídrico ou problemas com alagamento, tem baixas reservas de nutrientes, altos riscos de erosão e toxicidade de alumínio (Sanchez et al., 2003) além de alta rotatividade do carbono (C) (Schlesinger e Bernhardt, 2013).

Embora seja consenso que os solos constituem o maior reservatório terrestre de C (~1500–2400 Pg C) - contendo mais do que a quantidade combinada de C retida na atmosfera e na biosfera (Jackson et al., 2017) - os solos tropicais apresentam uma concentração menor de matéria orgânica por unidade de área em comparação com os solos de regiões temperadas (Lal, 2018). No entanto, sua vasta extensão territorial confere-lhe um papel significativo como reservatório de carbono mundial (de la Cruz-Amo, 2021; Obbágy e Jackson, 2000). Estima-se que os solos tropicais representam cerca de 30% do estoque global de carbono (Richards et al., 2007). Além disso, estima-se que pastagens/savanas e florestas contenham entre 288 a 480 Pg C, respectivamente, o que os torna uma parte importante do ciclo global de carbono (Carvalhais et al., 2014).

Para armazenar o carbono nos solos tropicais e ajudar na mitigação das alterações climáticas, a quantidade de matéria orgânica do solo (MOS) deve ser mantida ou aumentada a longo prazo (Lal, 2020). Entretanto, a principal ameaça ao carbono armazenado nos solos tropicais é o desmatamento e a degradação, causados pela agricultura, pecuária e extração ilegal de madeira. A conversão de florestas em pastagens ou áreas agrícolas, mudanças nos padrões de uso do solo, como o gerenciamento inadequado da terra (cultivo de monoculturas e práticas não conservacionistas do solo), podem alterar a estrutura do solo e a biodiversidade, afetando negativamente a capacidade do solo de estocar carbono, além de agravar as mudanças climáticas (Smith et al., 2019; Lal, 2020). Consequentemente, o aumento da temperatura global pode acelerar ainda mais a taxa de decomposição da MOS além de alterar os regimes de precipitação, afetando a estabilidade do C no solo e tornando-o mais vulnerável à liberação de CO₂ (Crowther et al., 2016).

O manejo sustentável dos solos agrícolas tropicais requer o gerenciamento da MOS, a qual difere significativamente em qualidade e quantidade de local para local (Romanens et al., 2019), e a recuperação das áreas degradadas para fornecer sumidouros terrestres de C. No entanto, apenas aumentar a concentração de carbono no solo não é garantia para sua permanência a curto e longo prazo. De fato, para entender o ciclo do carbono no solo deve-se considerar não apenas a quantidade total de carbono orgânico do solo (COS), mas também a estabilidade do COS. A estabilidade do COS aumenta em função da resistência à decomposição microbiana ou da eficiência do uso do substrato microbiano através de mecanismos químicos, biológicos e físicos (Lehmann e Kleber, 2015).

Em solos temperados, a textura do solo, a presença e teores de cátions polivalentes, o teor de argila, a quantidade de fósforo disponível, o pH e a umidade do solo (O'Brien et al., 2015) foram os principais preditores para a estabilização do COS. Müller e Höper (2004) definem que quanto mais argilosos forem os solos, maior será a sua capacidade de proteger a fração orgânica contra a decomposição microbiológica. No entanto, solos tropicais são primordialmente arenosos, e o carbono orgânico total (COT) é muito baixo, consequentemente, um aumento no tamanho de partículas finas e cátions leva a um aumento proporcional do COT (Blanchard et al., 2005; Lehmann e Kleber, 2015). O aumento da carga superficial negativa, agregação estável em água, complexação organo-Fe e entradas de raízes são mecanismos-chave de proteção do COS em sistemas agrícolas tropicais (Wells et al., 2022). Em solos do trópico úmido, acredita-se que os principais fatores que colaboram para a estabilidade do C sejam a necromassa microbiana, a presença de cátions polivalentes e o conteúdo de carbono orgânico associado aos minerais (COAM) (Sena et al., 2020; Nunes et al., 2024).

Particularmente no campo da estabilização do COS mediada por cátions polivalentes, pesquisas sugerem que os cátions polivalentes possuem a capacidade de formar complexos com moléculas orgânicas no solo e são cruciais para a proteção química do carbono (Jastrow; Amonette; Bailey, 2007; Baldock e Skjemstad, 2000). Além de seu papel como agentes de ponte, a alta saturação das argilas com cátions polivalentes ajuda a manter os complexos organominerais mais floculados e condensados, além de proteger o carbono contra o ataque microbiano (Minick; Fisk; Groffman, 2017; Rowley; Grand; Verrecchia, 2018). Variados mecanismos de ligação podem unir

moléculas orgânicas aos cátions (Sposito, 2008). A prevalência de cada mecanismo de ligação irá depender da textura do solo, mineralogia e concentração dos cátions. O carbono pode ser estabilizado através de interações da esfera interna ou externa com os cátions polivalentes (Sutton et al., 2005; Sposito, 2008). Uma vez que as interações entre a MOS e cátions ocorre, pode haver relativa estabilidade da MOS contra a decomposição microbiana e, conseqüentemente, retenção do carbono no solo (Von Lutzow et al., 2006).

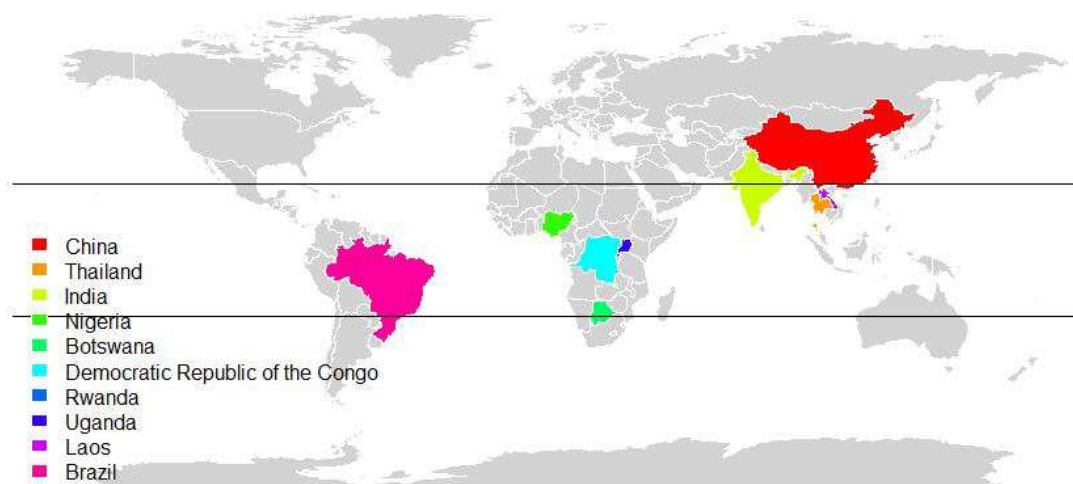
Cátions polivalentes como Ca^{2+} e Mg^{2+} promovem a floculação da argila e ligam a matéria orgânica às superfícies da argila através de interações eletrostáticas, interferindo assim na degradação microbiana da argila (O'Brien et al., 2015). Óxidos de Fe (oxihidrita) e Al (goethita, hematita, gibbsita, ferrihidrita etc.) contribuem para a preservação do carbono orgânico no solo, principalmente em sistemas não perturbados (Mayer e Xing, 2001; Tombácz et al., 2004; Wiseman e Püttman, 2006). No entanto, o conjunto de interações entre os diversos fatores pelos quais o COS é estabilizado mediante a presença de cátions em solos tropicais ainda carece de elucidação científica. Portanto, nossos esforços na construção dessa meta-análise concentram-se em integrar os resultados de vários estudos revisados por pares, de forma a sintetizar a contribuição dos cátions polivalentes associados a fatores ambientais (textura do solo, pH, mineralogia e vegetação), na concentração e estabilidade do COS em solos tropicais.

Materiais e Métodos

Fonte de dados, coleta e categorização. Nossa análise é baseada em uma consulta sistemática de literatura (ver Page et al., 2021) conduzida na *Web of Science* e *Scopus* em 21 de Setembro de 2023, usando duas sequências de pesquisa: (i) “carbono orgânico do solo (Tópico) E cátions OU cátions polivalentes (Tópico) E solo tropical (Tópico)” e (ii) “carbono orgânico do solo (Tópico) E cátions polivalentes (Tópico)”, publicados entre os anos de 2003 e 2023. A pesquisa produziu um total de 54 resultados, todos os quais foram avaliados quanto à adequação para o propósito deste estudo por pelo menos dois coautores. No total, 14 estudos atenderam aos nossos critérios de qualidade (detalhados no parágrafo a seguir) e foram incluídos em nossa meta-análise.

Embora nossa pesquisa global tenha fornecido dados de variados estudos, não conseguimos identificar pesquisas em todas as regiões tropicais (Figura 1). Estudos foram incluídos em nossa análise somente se apresentaram teores de COS e de cátions polivalentes (Ca, Mg, Fe ou Al), e realizados em regiões tropicais. Adotamos uma análise de dados contínuos (sem efeito controle) e utilizamos a média como referência para descrever os efeitos absolutos, pois nossa abordagem visava somente avaliar o efeito dos cátions na concentração de COS, sem a necessidade de um parâmetro controle.

Figura 1. Distribuição global dos locais de estudo representados nesta meta-análise. A faixa entre as linhas horizontais ao centro do mapa indica a região tropical global.



Fonte: Autor, 2025

Além das informações sobre o conteúdo de COS e do tipo e concentração dos cátions, também extraímos dados sobre o clima, temperatura ($^{\circ}\text{C}$), vegetação, classe de solo, profundidade do solo analisado (m), precipitação (mm), prática de manejo e duração do estudo. As propriedades físicas do solo: areia (%), argila (%), Capacidade de Troca Catiônica (CTC - cmolc kg^{-1}), macroagregados (%), microagregados (%), estabilidade de agregados e umidade (%), e químicas: teores de Carbono Orgânico Particulado (COP - g kg^{-1}), Carbono Orgânico Associado aos Minerais (COAM - g kg^{-1}), C estocado (Mg hg^{-1}) e pH também foram computados. No entanto, a maioria dos artigos não forneceu dados suficientes para englobar todas estas variáveis. Dessa forma, nossa avaliação reuniu apenas dados sobre a concentração de COS, tipo e concentração de cátions, classe do solo, vegetação, teores de areia e argila, e pH.

Para a padronização das unidade de medidas, adotamos unidades de referência e realizamos a conversão (ex: % para g kg⁻¹). No total, foram categorizados quatro fatores de interferência ao COS (classe de solo, vegetação, pH e textura do solo), combinados aos tipos e teores dos cátions e teores de COS. A categoria vegetação compreendeu três grupos: (i) florestas, (ii) pastagem, e (iii) áreas sob cultivo agrícola (especificamente arroz, cacau, algodão, laranja e milho). A textura do solo foi separada em dois grupos: (i) argila e (ii) areia.

A profundidade do solo nos estudos avaliados variou entre 0-140 cm, com predomínio para a camada superficial do solo (0-20 cm). Em razão disso, essa assimetria na distribuição dos dados impediria a inclusão da profundidade como moderador de forma estatisticamente consistente. Dessa forma, a variável profundidade não foi incorporada ao modelo, uma vez que a heterogeneidade dos intervalos amostrais entre os estudos comprometeria a comparabilidade e a interpretação dos efeitos estimados.

Foi atribuída uma média do COS (y_i) para cada estudo e a variância foi calculada como $(sd(COS)^2) / n$, onde: $sd(COS)$ é o desvio padrão do COS, e n é o número de amostras de cada estudo. Quando o desvio padrão era zero, atribuímos uma variância mínima (0.001) para evitar erros. Utilizamos o modelo de efeitos aleatórios para contornar a heterogeneidade entre os estudos.

Análise de dados. Utilizamos os efeitos de dois moderadores (tipo de cátions e concentração de cátions) sobre o teor de carbono no solo com a utilização de modelos de efeitos aleatórios para considerar a heterogeneidade entre os estudos incluídos. O modelo ajustado de efeitos aleatórios é descrito pela equação (1):

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 \times X_1 + \beta_2 \times X_2 + \epsilon_i \quad (1)$$

Onde: Y_i representa o teor de carbono no estudo i ; X_1 e X_2 , são os moderadores contínuos e categóricos (ex: tipo e concentração de cátions); β , são os coeficientes estimados; e ϵ_i , é o termo residual.

Para avaliar a heterogeneidade entre os estudos, foram calculados os índices: Q : Estatística de heterogeneidade global, I^2 : Proporção da variância explicada pela heterogeneidade e τ^2 : Variância dos efeitos aleatórios.

Análise de Sensibilidade (Leave-One-Out). Foi adotada a análise leave-one-out para avaliar a influência individual de cada estudo nos resultados globais. Esta abordagem demonstrou que a remoção de determinados estudos afetava marginalmente os coeficientes estimados e a heterogeneidade, sugerindo robustez nos resultados principais.

Estatística. As análises estatísticas foram conduzidas utilizando o software R (versão 4.3.2). O pacote *metafor* foi empregado para realizar a meta-análise, permitindo o ajuste de modelos de efeitos aleatórios com moderadores. O modelo ajustado considerou a heterogeneidade entre os estudos e a precisão das estimativas utilizando o método REML (Restricted Maximum Likelihood). Os dados foram previamente submetidos a procedimentos de pré-processamento utilizando os pacotes *readr* e *dplyr*, incluindo conversão de tipos de dados, agregação por unidades analíticas, cálculo de estatísticas descritivas e imputação conservadora de valores ausentes, assegurando consistência estrutural para as análises de meta-análise. O pacote *ggplot2* foi utilizado para a visualização gráfica dos resultados. Todos as análises e comandos utilizados nesse estudo podem ser acessados em: <https://doi.org/10.5281/zenodo.14889781>.

Resultados e discussão

Nossos resultados demonstram que a concentração dos cátions Ca, Mg, Fe e Al exercem influência significativa sobre o COS (Figura 2). A análise estatística mostrou um efeito combinado estimado de 19,28 (IC 95%: 11,29 - 27,28), com um erro padrão de 3,99 e um valor z de 4,82 ($p < 0,0001$), indicando um efeito significativo dos cátions na concentração do COS. A alta heterogeneidade dos dados é evidenciada pelo valor de $\tau^2 = 220,56$ (SE = 87,49) e pelo I^2 de 100%, confirmando que toda a variabilidade observada pode ser atribuída às diferenças entre os estudos. No entanto, apesar do efeito global significativo, as estimativas agregadas devem ser interpretadas com cautela, pois a heterogeneidade extremamente alta sugere que diferenças metodológicas, ambientais e de delineamento entre os estudos influenciam fortemente os resultados.

O teste de heterogeneidade de Cochran ($Q = 3.627.423,55$; $df = 13$; $p < 0,0001$) reforça a presença de uma variabilidade substancial entre os estudos. O alto valor de H^2 (510.515,93) indica que a variabilidade total é superior à variabilidade amostral,

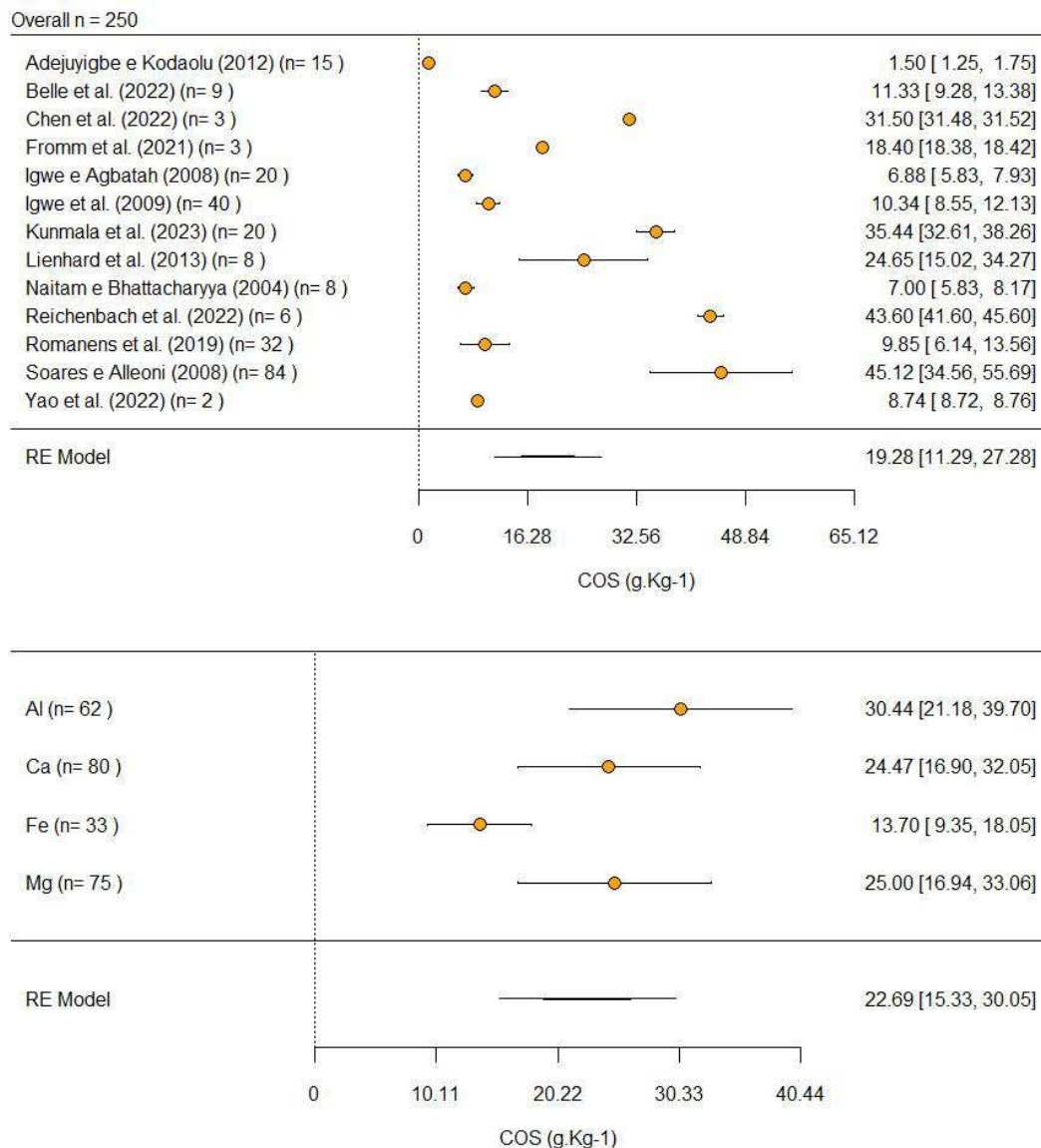
sugerindo que outros fatores também influenciam na concentração do COS. A significativa dispersão dos valores sugere que a resposta do COS à presença de cátions pode depender não apenas do tipo e concentração do cátion, mas também de outros fatores ambientais, os quais serão discutidos adiante.

Quando os efeitos foram calculados isoladamente, foi possível identificar que a concentração de cada cátion tem um efeito variável sobre o teor do COS. A figura 2 (parte inferior) apresenta as estimativas pontuais e intervalos de confiança para os quatro tipos de cátions avaliados: Al, Ca, Fe e Mg. O modelo de efeitos aleatórios indicou uma estimativa global de COS de $22,69 \text{ g kg}^{-1}$ (IC 95%: $15,33 - 30,05$, $p < 0,0001$) - valor ligeiramente superior a meta-análise global devido a maior variabilidade e à influência de estudos com menor efeito - o que sugere um efeito significativo dos cátions sobre o teor de COS.

Nesse contexto, estimativas pontuais distintas foram observadas entre os cátions: Al apresentou efeito médio aproximado de 28 g kg^{-1} , enquanto Mg ($\sim 22 \text{ g kg}^{-1}$) e Ca ($\sim 20 \text{ g kg}^{-1}$) exibiram efeitos intermediários. Já Fe apresentou o menor efeito, com valores próximos de 15 g kg^{-1} . Esses valores reforçam que, embora todos os cátions contribuam para variações no COS, há diferenças quantitativas entre eles.

A análise de heterogeneidade revelou um $\tau^2 = 42,40$, indicando uma alta variabilidade entre os estudos. O índice $I^2 = 77,01\%$ sugere que a maior parte da variação total é explicada pela heterogeneidade real entre os efeitos dos diferentes cátions. O teste Q de heterogeneidade foi significativo ($Q(3) = 15,64$, $p = 0,0013$), reforçando a existência de variação substancial entre os efeitos estimados.

Figura 2. Efeito dos cátions Ca, Mg, Fe e Al nas concentrações de carbono orgânico do solo baseado em 14 estudos de regiões tropicais. Cada estimativa é representada pelo valor médio e pelo intervalo de confiança de 95%. O tamanho do efeito de cada estudo individual é visualizado pelos pontos, enquanto a estimativa geral do modelo é destacada pelo diamante na linha inferior.



Para entender melhor a dinâmica do COS em solos tropicais é necessário explorar como os diferentes fatores ambientais associados a presença dos cátions influenciam na concentração e estabilização do carbono. Os limites críticos dos cátions na formação do COS influenciados pela classe de solo, tipo de vegetação, pH e textura do solo são descritos nas sessões a seguir.

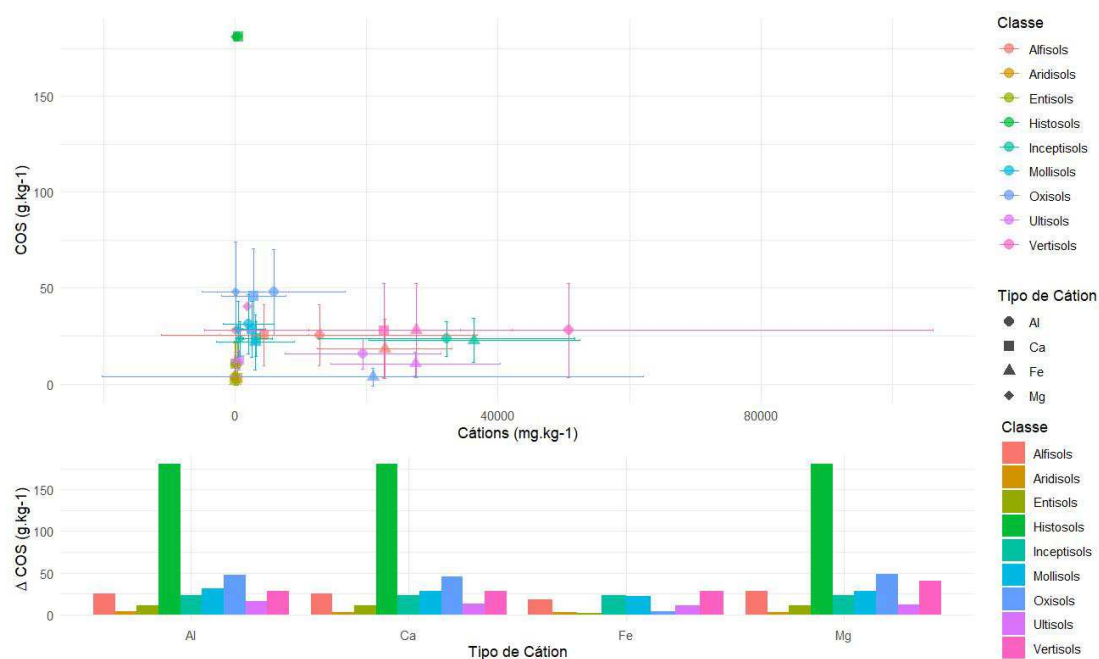
Classe de solo

A análise por classe de solo indica diferenças importantes. Histosols ultrapassam 150 g kg⁻¹ de COS, enquanto Oxisols e Ultisols concentram-se entre 20 e 50 g kg⁻¹. Esses padrões acompanham a distribuição dos cátions: em Oxisols, Ca frequentemente varia entre 20.000 e 35.000 mg kg⁻¹, e Mg entre 8.000 e 15.000 mg kg⁻¹, enquanto em Ultisols esses valores tendem a ser menores. Já Al e Fe exibem amplitudes mais

amplas (10.000 – 40.000 mg kg⁻¹) entre classes. Esses números evidenciam que classes com maior atividade mineral (ex.: Oxisols, Alfisols) mantêm relações mais estáveis entre cátions e COS.

Os cátions Ca e Mg parecem ter um impacto positivo mais forte no teor de COS especialmente nos solos ricos em matéria orgânica, como Histosols e alguns Oxisols presentes na floresta Amazônica brasileira. Já Al e Fe podem estar associados a formas menos disponíveis para interação com COS, limitando seu efeito. O efeito estatístico elevado do Al reflete sua forte associação com COS em alguns contextos ácidos, mas não se traduz necessariamente em estabilização eficiente, pois a forma química do Al importa mais que sua concentração total.

Figura 3. Concentração de carbono orgânico e de cátions polivalentes em diferentes classes de solos.



A variação no teor de COS entre diferentes classes de solo pode ser atribuída a fatores como textura, mineralogia, clima e manejo do solo. Histosols, por exemplo, são solos orgânicos formados em condições de saturação hídrica, o que limita a decomposição da matéria orgânica e resulta em altos teores de COS (Lal, 2020). Em contraste, solos minerais como Ultisols e Alfisols, que são frequentemente encontrados em regiões tropicais e subtropicais, tendem a apresentar teores mais baixos de COS devido à rápida decomposição da matéria orgânica em condições de alta temperatura e

umidade (Sanchez, 2019). Já Oxisols são altamente intemperizados, onde a presença de óxidos de ferro e alumínio pode contribuir para a estabilização do COS, apesar das condições climáticas desafiadoras (Von Lützow et al., 2006).

Os cátions Ca e Mg estão positivamente associados a maiores teores de COS, especialmente em solos ricos em matéria orgânica, como Histosols. Essa associação pode ser explicada pela capacidade desses cátions de formar complexos estáveis com a matéria orgânica, protegendo-a da decomposição microbiana (Kleber et al., 2015). Em solos com altos teores de Ca e Mg, a formação de pontes catiônicas entre a matéria orgânica e os minerais do solo pode aumentar a estabilidade do COS, reduzindo sua susceptibilidade à mineralização (Rasmussen et al., 2018). Por outro lado, Al e Fe apresentaram efeitos menores na estabilização do COS, mesmo em concentrações mais altas. Isso pode ser atribuído à formação de complexos menos estáveis entre esses cátions e a matéria orgânica, limitando sua capacidade de proteger o COS da decomposição (Wiseman e Püttmann, 2006). Além disso, em solos ácidos, a presença de Al e Fe pode levar à formação de compostos insolúveis, reduzindo a disponibilidade desses cátions para interagir com a matéria orgânica (Haynes e Naidu, 1998).

Em solos com baixos teores de Ca e Mg, a aplicação de corretivos como calcário pode aumentar a estabilidade do COS, promovendo a formação de complexos estáveis entre a matéria orgânica e os cátions (Lal, 2020). No entanto, o excesso de cálcio pode levar à mineralização acelerada da matéria orgânica, destacando a necessidade de um manejo equilibrado. A adição de resíduos orgânicos e a diversificação de culturas podem aumentar o teor de COS, promovendo a formação de frações mais estáveis de matéria orgânica (Carvalho et al., 2021). Além disso, a integração de árvores em sistemas agrícolas, como em sistemas agroflorestais, pode aumentar a quantidade e a qualidade da biomassa adicionada ao solo, contribuindo para o aumento do COS (Cardinael et al., 2018).

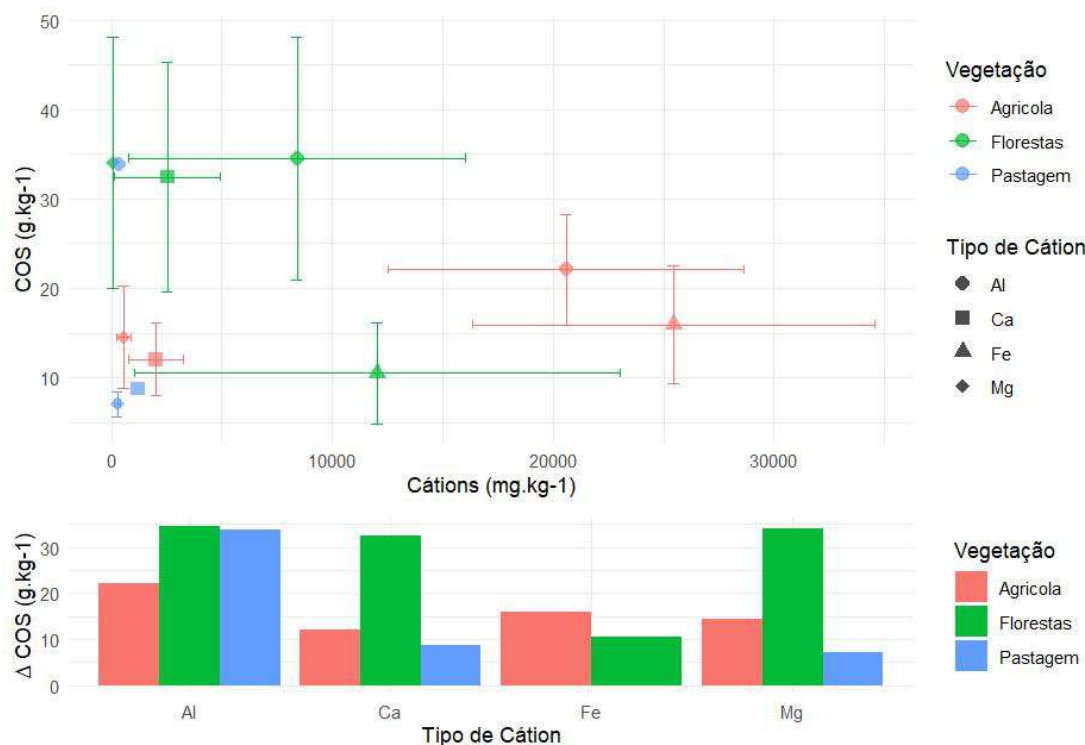
Uso do solo

Os tipos de vegetação apresentam contribuições distintas para o teor de COS. Na figura 4 é possível observar que áreas de florestas apresentam teores de COS que variam entre 10 e 50 g kg⁻¹, em comparação com as áreas agrícolas que possuem de

10 a 30 g kg⁻¹ e de pastagem (5 a 35 g kg⁻¹). As concentrações de cátions também variam consideravelmente entre os diferentes tipos de vegetação. Áreas agrícolas apresentam valores mais elevados de Ca (cerca de 20.000 a 30.000 mg kg⁻¹) e Fe (entre 15.000 a 20.000 mg kg⁻¹), enquanto florestas possuem maior concentração de Mg (aproximadamente 10.000 mg kg⁻¹) e menor variação de Fe. Os maiores teores de Al estão em áreas agrícolas e florestas. Embora Al apresente valores mais baixos sob pastagens, são observados valores de COS > 30 g kg⁻¹.

Áreas sob predomínio de florestas apresentam as maiores diferenças de COS, especialmente na presença de Mg (próximo de 35 mg kg⁻¹) e Ca (cerca de 30 mg kg⁻¹), indicando uma possível associação positiva entre a presença desses cátions e o acúmulo do COS. Em contraste, as áreas de pastagem demonstram valores de COS inferiores a 10 g kg⁻¹ quando associados a Ca e Mg, sugerindo um menor acúmulo de COS em relação às outras coberturas vegetais. Embora Al apresente as maiores concentrações em solos agrícolas, a concentração de COS não é favorecida quando comparado a florestas e pastagens.

Figura 4. Concentração de carbono orgânico e de cátions polivalentes sob diferentes vegetações em solos tropicais.



As diferentes concentrações de COS em florestas, pastagens e áreas agrícolas pode ser atribuída a vários fatores, incluindo a quantidade e qualidade da biomassa aportada ao solo, a taxa de decomposição da matéria orgânica e o manejo do solo. Em ecossistemas florestais, a grande quantidade de biomassa aportada (folhas, galhos, raízes) e a menor perturbação do solo favorecem o acúmulo de COS. Além disso, a presença de serapilheira e a atividade microbiana específica em florestas promovem a formação de frações estáveis de matéria orgânica (Cotrufo et al., 2013). A maior diversidade de espécies vegetais também contribui para a heterogeneidade da matéria orgânica, o que pode aumentar a estabilização do COS (Tiemann et al., 2015).

Já em sistemas agrícolas, o manejo intensivo, como o revolvimento do solo e a remoção de resíduos culturais, tende a acelerar a decomposição da matéria orgânica e reduzir o teor de COS (Lal, 2020). No entanto, a aplicação de fertilizantes e corretivos pode aumentar a disponibilidade de cátions como Ca, Mg e Fe, que, em alguns casos, podem contribuir para a estabilização do COS (Kleber et al., 2015). A menor quantidade de biomassa aportada em pastagens em comparação com florestas, combinada com fatores como o pisoteio do gado e a compactação do solo, pode limitar o acúmulo de COS (Conant et al., 2001). No entanto, em sistemas bem manejados, como pastagens com rotação de culturas ou integração lavoura-pecuária, o teor de COS pode ser mantido ou até aumentado (Carvalho et al., 2021).

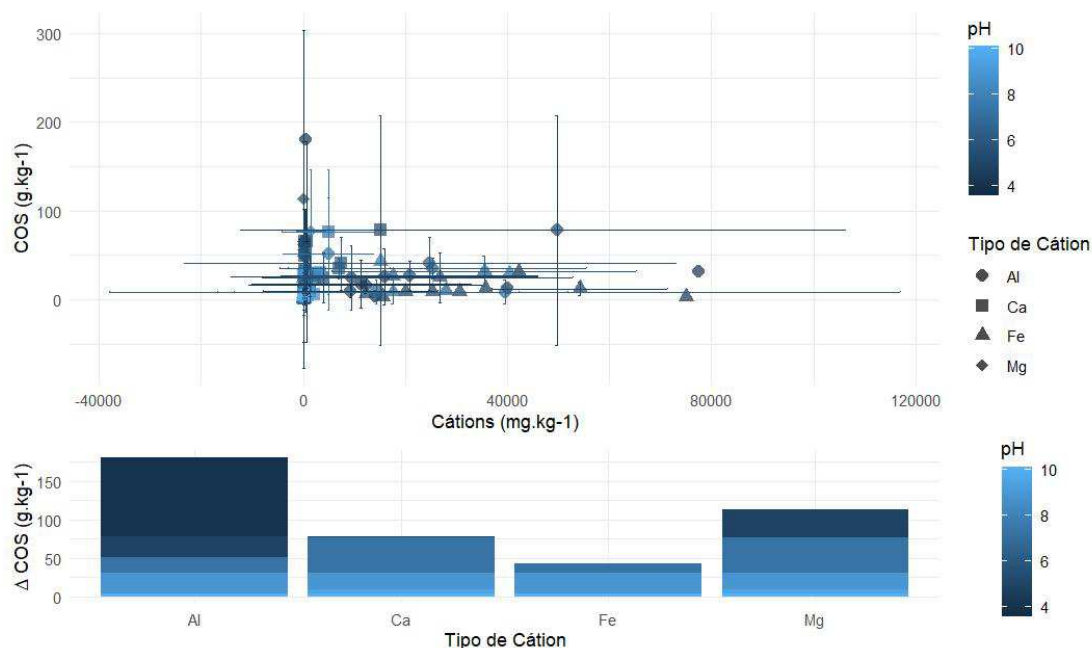
A variação das concentrações de cátions entre os diferentes usos do solo apresenta implicações diretas na estabilização do COS. Ca e Mg são conhecidos por formar complexos estáveis com a matéria orgânica, protegendo-a da decomposição microbiana (Rasmussen et al., 2018). A associação positiva entre Mg e o COS em florestas (próximo de 35 g kg^{-1}) sugere que o Mg pode desempenhar um papel importante na estabilização do COS em ecossistemas florestais. No entanto, as pastagens apresentam valores de $\text{COS} < 10 \text{ g kg}^{-1}$ quando associados a Ca e Mg, indicando um menor acúmulo de COS, possivelmente devido à menor quantidade de biomassa aportada e à maior susceptibilidade à decomposição (Haynes e Naidu, 1998).

As áreas agrícolas apresentam altas concentrações de Fe e Al, enquanto florestas e pastagens têm menores concentrações de Fe. Embora Fe e Al possam formar complexos com a matéria orgânica, sua eficácia na estabilização do COS parece ser menor em comparação a Ca e Mg (Wiseman e Püttmann, 2006). Em solos agrícolas, a alta concentração de Al não parece favorecer o acúmulo de COS, possivelmente devido à formação de compostos insolúveis que limitam a interação com a matéria orgânica.

pH

Nossos dados sugerem que há uma relação inversa entre a concentração de cátions no solo e o teor de COS quando modulada pelo pH do solo (Figura 5). Nas faixas alcalinas ($\text{pH} > 8$), os dados indicam elevação de Ca e Fe acima de $40.000 \text{ mg kg}^{-1}$, ao mesmo tempo em que o COS se mantém abaixo de 50 g kg^{-1} . Em contraste, em pH entre 4 e 6, faixa onde o COS frequentemente ultrapassa 100 g kg^{-1} , observam-se concentrações mais baixas de Ca ($10.000\text{--}20.000 \text{ mg kg}^{-1}$) e Mg ($\sim 8.000 \text{ mg kg}^{-1}$), com Al atingindo valores expressivos ($20.000\text{--}30.000 \text{ mg kg}^{-1}$). Essas tendências numéricas evidenciam que ambientes mais ácidos, apesar de menor saturação por bases, apresentam maior retenção de carbono.

Figura 5. Influência do pH na concentração do carbono orgânico e de cátions polivalentes em solos tropicais.



O pH do solo desempenha um papel crucial na dinâmica do COS, influenciando tanto a atividade microbiana quanto as interações químicas que afetam a estabilização da matéria orgânica. Solos com pH mais baixo estão frequentemente associados a maiores teores de COS. Essa relação pode ser explicada pela menor atividade microbiana em ambientes ácidos, que resulta em uma decomposição mais lenta da matéria orgânica (Zhao et al., 2023).

Em pH ácido, a atividade de enzimas microbianas envolvidas na decomposição é inibida, o que retarda a mineralização da matéria orgânica e favorece seu acúmulo (Sinsabaugh et al., 2008). Além disso, a acidez do solo promove a formação de complexos organometálicos estáveis, especialmente na presença de Al e Mg, que contribuem para a estabilização do COS (Kleber et al., 2015). Esses complexos são formados quando íons metálicos se ligam a grupos funcionais da matéria orgânica, como carboxilas e fenóis, criando estruturas recalcitrantes que resistem à decomposição (Rasmussen et al., 2018).

Em contraste, solos com pH mais elevado tendem a apresentar menores teores de COS. Nesses ambientes, a maior disponibilidade de cátions, como Ca e Mg, pode aumentar a atividade microbiana, acelerando a decomposição da matéria orgânica e, consequentemente, reduzindo o acúmulo de carbono (Zhao et al., 2023). Além disso, pH mais altos podem diminuir a solubilidade de certos compostos orgânicos, facilitando sua mineralização e perda do sistema solo (Zhao et al., 2023). Em solos

alcalinos, a matéria orgânica tende a ser mais suscetível à oxidação, o que resulta em uma menor estabilização do COS (Lal, 2020). A presença de Ca em solos alcalinos, embora possa formar complexos com a matéria orgânica, muitas vezes não é suficiente para compensar a maior taxa de decomposição microbiana, especialmente em sistemas agrícolas intensivos (Haynes e Naidu, 1998).

A capacidade de troca de cátions efetiva (CTCef) do solo, influenciada tanto pela matéria orgânica quanto pela fração mineral, também está intimamente ligada ao pH. Solos com maior teor de matéria orgânica geralmente exibem maior CTCef, devido à presença de grupos funcionais, como carboxilas e fenóis, capazes de reter cátions (Bailey et al., 2018). No entanto, a eficiência dessa retenção é dependente do pH, uma vez que a ionização desses grupos funcionais varia conforme a acidez ou alcalinidade do meio. Em pH mais baixo, a protonação desses grupos reduz sua capacidade de troca catiônica, enquanto que em pH mais elevado, a desprotonação aumenta a disponibilidade de sítios de ligação para cátions (Parikh e James, 2012). Essa dinâmica afeta diretamente a estabilização do COS, pois a formação de complexos organometálicos depende da disponibilidade de cátions e da ionização dos grupos funcionais da matéria orgânica (Kleber et al., 2015).

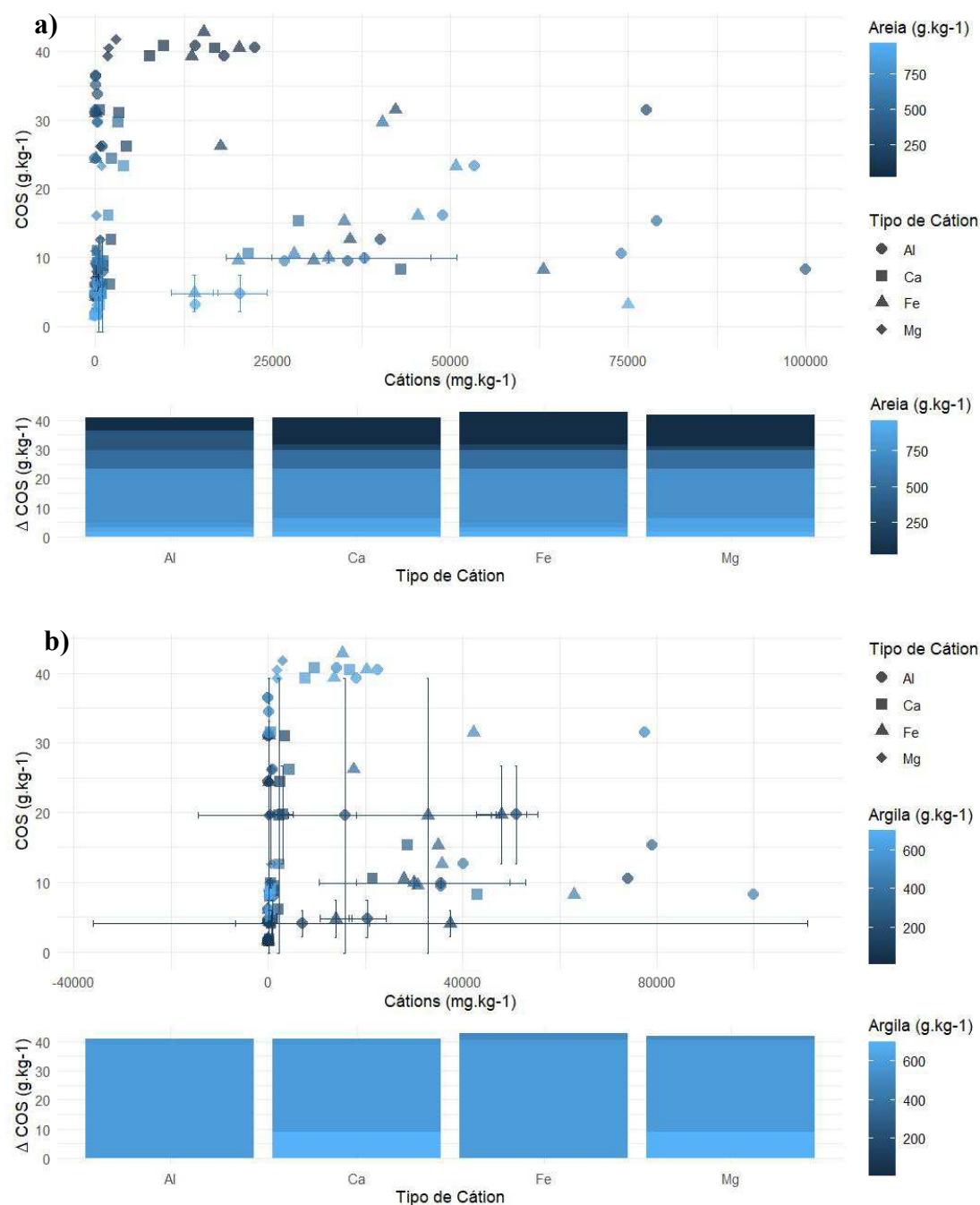
Textura do solo

Em solos tropicais com teores de areia acima de 750 g kg^{-1} observa-se uma tendência de valores de $\text{COS} < 20 \text{ g kg}^{-1}$ (Figura 6a). Essa tendência pode ser explicada pela menor capacidade de retenção de bases dos solos arenosos, o que favorece a mineralização da matéria orgânica e reduz o acúmulo de COS. Além disso, as concentrações de cátions nesses solos também tende a ser mais baixa, com valores de Ca e Fe frequentemente inferiores a $25.000 \text{ mg kg}^{-1}$, o que sugere uma menor capacidade de troca catiônica (CTC) e, conseqüentemente, menor fixação de C.

Em contrapartida, solos com teores de argila mais elevados (acima de 600 g kg^{-1}), verifica-se um padrão oposto, com valores de $\text{COS} > 30 \text{ g kg}^{-1}$ (Figura 6b). Essa associação positiva indica que a maior superfície específica e a maior CTC dos solos argilosos contribuem para a estabilização da MOS. As concentrações de cátions nesses solos também são mais elevadas, especialmente para o Ca e o Fe, com valores

superiores a $40.000 \text{ mg kg}^{-1}$, o que reforça a hipótese de que a interação entre a fração mineral e a matéria orgânica é fundamental para o acúmulo de COS.

Figura 6. Influência das frações granulométricas areia (a) e argila (b) na dinâmica do carbono orgânico e dos cátions do solo.



Em solos tropicais com alta predominância de areia os valores de COS são geralmente inferiores aos evidenciados em solos com maiores concentrações de argila. Solos arenosos possuem poros maiores e menor superfície específica, o que resulta em uma menor retenção de água e nutrientes, limitando a disponibilidade de recursos para os

microrganismos e as plantas (Six et al., 2004). Como consequência, a matéria orgânica é rapidamente decomposta e mineralizada, liberando CO_2 para a atmosfera e reduzindo o acúmulo de COS (Lal, 2020). No entanto, o oposto é evidenciado em solos com teores moderados de argila. Nestes solos, o teor de COS tende a ser maior devido a maior superfície específica das argilas e pela maior CTC (Von Lützow et al., 2006). Essa dinâmica permite a formação de complexos organominerais estáveis, que protegem a matéria orgânica da decomposição e contribuem para o acúmulo de COS (Kleber et al., 2015).

As concentrações de cátions em solos argilosos também tendem a ser mais elevadas, especialmente para o Ca e o Fe, o que não ocorre em solos com maior concentração de areia. A concentração de cátions em ambas as texturas está associada a CTC do solo. De fato, a CTC é um fator crítico para a estabilização do COS e que, novamente, modula a formação de complexos organominerais estáveis e, consequentemente, a fixação de carbono no solo (Kleber et al., 2015).

Considerações finais

Nossa meta-análise permitiu compreender o papel dos cátions Al, Fe, Mg e Ca na concentração e estabilidade do COS em solos tropicais. Os resultados indicam que, embora o tipo e a concentração desses cátions exerçam influência significativa, na qual o Al apresentou o maior impacto positivo global na concentração do COS, seguido por Mg e Ca, e Fe o menor efeito, a dinâmica do carbono nesses solos é moldada por uma complexa interação de fatores ambientais, incluindo a classe de solo, vegetação, pH e textura.

Podemos destacar que solos com maior teor de argila e pH ácido favorecem a concentração e estabilidade do COS mediante a formação de complexos organometálicos estáveis. Além disso, o papel dos cátions polivalentes, especialmente Ca e Mg mostrou-se relevante na estabilização do COS em solos ricos em matéria orgânica, enquanto Fe apresentou efeitos menores. No entanto, em solos agrícolas, mesmo com alta concentração de Al, não houve aumento expressivo do COS, o que reforça a baixa eficiência desse cátion em promover a estabilização do carbono, em contraste com o efeito mais pronunciado dos cátions Ca e Mg. Assim, embora o Al apresente efeito elevado em alguns contextos específicos, isso não necessariamente

implica eficiência de estabilização, uma vez que a forma química do Al e o ambiente ácido modulam sua interação com a matéria orgânica.

Embora os resultados apresentados forneçam percepções valiosas sobre essas relações, algumas limitações devem ser consideradas. A análise foi baseada em dados de diferentes regiões tropicais, o que pode introduzir variabilidade devido a diferenças climáticas, profundidade do solo avaliado e tipo de manejo. Além disso, a interação entre a matéria orgânica e os cátions é um processo complexo, influenciado por fatores além dos explorados neste estudo. No entanto, esta pesquisa representa um caminho para a compreensão do efeito dos cátions polivalentes na estabilidade do COS e fornece subsídios valiosos para tomadores de decisão na mitigação das mudanças climáticas e na preservação dos serviços ecossistêmicos em ambientes tropicais.

Referências

- Bailey, V. L., et al. (2018). Soil carbon cycling proxies: Understanding their critical role in predicting climate change feedbacks. *Global Change Biology*, 24(3), 895-908. <https://doi.org/10.1111/gcb.13926>
- Baldock, J. A., & Skjemstad, J. O. (2000). Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31(7-8), 697-710. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)
- Bellè, S.-L., Riotte, J., Sekhar, M., Ruiz, L., Schiedung, M., & Abiven, S. (2022). Soil organic carbon stocks and quality in small-scale tropical, sub-humid and semi-arid watersheds under shrubland and dry deciduous forest in southwestern India. *Geoderma*, 409, 115606. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115606>
- Blanchard, E., Albrecht, A., Bernoux, M., Brauman, A., & Chotte, J. J. (2005). Organic matter and biofunctioning in tropical sandy soils and implications for its management. In *Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Agriculture* (pp. 224-241). Khon-Kaen.
- Cardinael, R., et al. (2018). Increased soil organic carbon stocks under agroforestry: A survey of six different sites in France. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 236, 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.12.011>
- Carvalhais, N., Forkel, M., Khomik, M., Bellarby, J., Jung, M., Migliavacca, M., Mu, M., Saatchi, S., Santoro, M., Thurner, M., Weber, U., Ahrens, B., Beer, C., Cescatti, A., Randerson, J. T., Reichstein, M. (2014). Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems. *Nature*, 514(7521), 213-217. <https://doi.org/10.1038/nature13731>

Carvalho, J. L. N., et al. (2021). Carbon sequestration in agricultural soils in the Cerrado region of Brazil: A review. *Geoderma*, 384, 114798. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114798>

Chen, J., Hu, Y., Hall, S. J., et al. (2022). Increased interactions between iron oxides and organic carbon under acid deposition drive large increases in soil organic carbon in a tropical forest in southern China. *Biogeochemistry*, 158(3), 287-301. <https://doi.org/10.1007/s10533-022-00897-w>

Conant, R. T., et al. (2001). Grassland management and conversion into grassland: Effects on soil carbon. *Ecological Applications*, 11(2), 343-355. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2001\)011\[0343:GMACIG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2001)011[0343:GMACIG]2.0.CO;2)

Cotrufo, M. F., et al. (2013). The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: Do labile plant inputs form stable soil organic matter? *Global Change Biology*, 19(4), 988-995. <https://doi.org/10.1111/gcb.12113>

Crowther, T. W., et al. (2016). Quantifying global soil carbon losses in response to warming. *Nature*, 540(7631), 104-108. <https://doi.org/10.1038/nature20150>

de la Cruz-Amo, B., Bendix, J., & Duque, A. (2021). Carbon cycle in tropical upland ecosystems: A global review. *Web of Science*.

Fromm, S. F., Hoyt, A. M., Lange, M., et al. (2021). Continental-scale controls on soil organic carbon across sub-Saharan Africa. *SOIL*, 7(1), 305-317. <https://doi.org/10.5194/soil-7-305-2021>

Haynes, R. J., & Naidu, R. (1998). Influence of lime, fertilizer and manure applications on soil organic matter content and soil physical conditions: A review. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 51(2), 123-137. <https://doi.org/10.1023/A:1009738307837>

Igwe, C. A., & Agbatah, C. (2007). Clay and silt dispersion in relation to some physicochemical properties of derived savanna soils under two tillage management practices in southeastern Nigeria. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B — Soil & Plant Science*, 58(1), 17-26. <https://doi.org/10.1080/09064710601137829>

Igwe, C. A., Zarei, M., & Stahr, K. (2009). Colloidal stability in some tropical soils of southeastern Nigeria as affected by iron and aluminium oxides. *Catena*, 77(3), 232-237. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.01.003>

Jackson, R. B., Lajtha, K., Crow, S. E., Hugelius, G., Kramer, M. G., & Piñeiro, G. (2017). The ecology of soil carbon: Pools, vulnerabilities, and biotic and abiotic controls. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 48, 419-445. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-112414-054234>

Jastrow, J. D., Amonette, J. E., & Bailey, V. L. (2007). Mechanisms controlling soil carbon turnover and their potential application for enhancing carbon

sequestration. *Climatic Change*, 80(1-2), 5-23. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9178-3>

Kleber, M., et al. (2015). Mineral-organic associations: Formation, properties, and relevance in soil environments. *Advances in Agronomy*, 130, 1-140. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>

Kleber, M., et al. (2021). Dynamic interactions at the mineral–organic matter interface. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(6), 402-416. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00162-y>

Kramer, M. G., & Chadwick, O. A. (2018). Climate-driven thresholds in reactive mineral retention of soil carbon. *Nature Geoscience*, 11(11), 853-857. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0248-8>

Kunmala, P., Jindaluang, W., & Darunsontaya, T. (2022). Distribution of organic carbon fractions in soil aggregates and their contribution to soil aggregate formation of paddy soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 54(10), 1350-1367. <https://doi.org/10.1080/00103624.2022.2144875>

Lal, R. (2015). Restoring soil quality to mitigate soil degradation. *Sustainability*, 7(5), 5875-5895. <https://doi.org/10.3390/su7055875>

Lal, R. (2018). Digging deeper: A holistic perspective of factors affecting soil organic carbon sequestration in agroecosystems. *Global Change Biology*, 24(8), 3285-3301. <https://doi.org/10.1111/gcb.14054>

Lal, R. (2020). Managing soils for negative feedback to climate change and positive impact on food and nutritional security. *Soil Science and Plant Nutrition*, 66(1), 1-9. <https://doi.org/10.1080/00380768.2020.1718548>

Lal, R. (2020). Regenerative agriculture for food and climate. *Journal of Soil and Water Conservation*, 75(5), 123A-124A. <https://doi.org/10.2489/jswc.75.5.123A>

Lal, R. (2020). Soil organic matter content and crop yield. *Journal of Soil and Water Conservation*, 75(2), 27A-32A. <https://doi.org/10.2489/jswc.75.2.27A>

Lehmann, J., & Kleber, M. (2015). The contentious nature of soil organic matter. *Nature*, 528(7580), 60-68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>

Lienhard, P., Tivet, F., Chabanne, A., et al. (2013). No-till and cover crops shift soil microbial abundance and diversity in Laos tropical grasslands. *Agronomy for Sustainable Development*, 33(2), 375-384. <https://doi.org/10.1007/s13593-012-0099-4>

Mayer, L. M., & Xing, B. (2001). Organic matter-surface area relationship in acid soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65(1), 250-258. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.651250x>

- Minick, K. J., Fisk, M. C., & Groffman, P. M. (2017). Soil Ca alters processes contributing to C and N retention in the Oa/A horizon of a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 132(3), 343-357. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0305-1>
- Müller, T., & Höper, H. (2004). Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: Consequences for model applications. *Soil Biology and Biochemistry*, 36(6), 877-888. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.02.002>
- Naitam, R., & Bhattacharyya, T. (2004). Quasi-equilibrium of organic carbon in shrink–swell soils of the subhumid tropics in India under forest, horticulture, and agricultural systems. *Australian Journal of Soil Research*, 42(2), 181-188. <https://doi.org/10.1071/SR03042>
- Nunes, J. F., Campos, L. S., Aguiar, A. D. C. F., Mooney, S. J., Pimentel, K. A., & Moura, E. G. (2024). Understanding how management can prevent degradation of the structurally fragile soils of the Amazonian periphery. *European Journal of Agronomy*, 153, 127037. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2023.127037>
- Obbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOSO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOSO]2.0.CO;2)
- O'Brien, S. L., Jastrow, J. D., Grimley, D. A., & Gonzalez-Meler, M. A. (2015). Edaphic controls on soil organic carbon stocks in restored grasslands. *Geoderma*, 251-252, 117-123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.03.023>
- Page, M. J., et al. (2021). The PRISMA 2020 statement: An updated guideline for reporting systematic reviews. *BMJ*, 372, n71. <https://doi.org/10.1136/bmj.n71>
- Parikh, S. J., & James, B. R. (2012). Soil: The foundation of agriculture. *Nature Education Knowledge*, 3(10), 2.
- Paustian, K., et al. (2016). Climate-smart soils. *Nature*, 532(7597), 49-57. <https://doi.org/10.1038/nature17174>
- Pinheiro, É. F. M., Ceddia, M. B., Clingensmith, C. M., Grunwald, S., & Vasques, G. M. (2017). Prediction of soil physical and chemical properties by visible and near-infrared diffuse reflectance spectroscopy in the Central Amazon. *Remote Sensing*, 9(4), 293. <https://doi.org/10.3390/rs9040293>
- Rasmussen, C., et al. (2018). Beyond clay: Towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content. *Biogeochemistry*, 137(3), 297-306. <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0424-3>
- Reichenbach, M., Fiener, P., Hoyt, A., Trumbore, S., Six, J., & Doetterl, S. (2023). Soil carbon stocks in stable tropical landforms are dominated by geochemical controls and not by land use. *Global Change Biology*. <https://doi.org/10.1111/gcb.16622>

Richards, A. E., Dalal, R. C., & Schmidt, S. (2007). Soil carbon turnover and sequestration in native subtropical tree plantations. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(8), 2078-2090. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.012>

Romanens, R., Pellacani, F., Mainga, A., Fynn, R., Vittoz, P., & Verrecchia, E. P. (2021). Soil diversity and major soil processes in the Kalahari basin, Botswana. *Geoderma Regional*, 26, e00410. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00410>

Rousk, J., et al. (2010). Soil bacterial and fungal communities across a pH gradient in an arable soil. *ISME Journal*, 4(10), 1340-1351. <https://doi.org/10.1038/ismej.2010.58>

Rowley, M. C., et al. (2018). pH and exchangeable aluminum are major regulators of microbial energy flow and carbon use efficiency in soil microbial communities. *Soil Biology and Biochemistry*, 122, 19-29. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.03.027>

Sanchez, P. A. (2019). *Properties and management of soils in the tropics*. Cambridge University Press.

Sanchez, P. A., & Logan, T. J. (1992). Myths and science about the chemistry and fertility of soils in the tropics. In *Myths and Science of Soils of the Tropics* (pp. 35-46). Soil Science Society of America.

Sanchez, P., Palm, C., & Buol, S. (2003). Fertility capability soil classification: A tool to help assess soil quality in the tropics. *Geoderma*, 114(3-4), 157-185. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00040-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00040-5)

Schlesinger, W. H., & Bernhardt, E. S. (2013). *Biogeochemistry: An analysis of global change* (3rd ed.). Academic Press.

Sena, V. G., Moura, E. G., Macedo, V. R., Aguiar, A. C. F., Price, A. H., Mooney, S. J., & Calonego, J. C. (2020). Ecosystem services for intensification of agriculture, with emphasis on increased nitrogen ecological use efficiency. *Ecosphere*, 11(2), e03028. <https://doi.org/10.1002/ecs2.3028>

Sinsabaugh, R. L., et al. (2008). Stoichiometry of soil enzyme activity at global scale. *Ecology Letters*, 11(11), 1252-1264. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01245.x>

Six, J., et al. (2004). The potential to mitigate global warming with no-tillage management is only realized when practised in the long term. *Global Change Biology*, 10(2), 155-160. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00730.x>

Smith, P., et al. (2019). Land-management options for greenhouse gas removal and their impacts on ecosystem services and the Sustainable Development Goals. *Annual Review of Environment and Resources*, 44, 255-286. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-101718-033129>

Soares, M. R., & Alleoni, L. R. F. (2008). Contribution of soil organic carbon to the ion exchange capacity of tropical soils. *Journal of Sustainable Agriculture*, 32(3), 439-462. <https://doi.org/10.1080/10440040802257348>

Sposito, G. (2008). *The chemistry of soils*. Oxford University Press.

Sutton, R., Sposito, G., Diallo, M. S., & Schulten, H. R. (2005). Molecular simulation of a model of dissolved organic matter. *Environmental Toxicology and Chemistry*, 24(8), 1902-1911. <https://doi.org/10.1897/04-567R.1>

Tiemann, L. K., et al. (2015). Crop rotational diversity enhances belowground communities and functions in an agroecosystem. *Ecology Letters*, 18(8), 761-771. <https://doi.org/10.1111/ele.12453>

Tombácz, E., Libor, Z., Illés, E., Majzik, A., & Klumpp, E. (2004). The role of reactive surface sites and complexation by humic acids in the interaction of clay mineral and iron oxide particles. *Organic Geochemistry*, 35(3), 257-267. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2003.11.002>

Von Lützow, M., et al. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 426-445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>

Wells, J. M., Crow, S. E., Sierra, C. A., et al. (2022). Edaphic controls of soil organic carbon in tropical agricultural landscapes. *Scientific Reports*, 12, 21574. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-24655-y>

Wiseman, C. L. S., & Püttmann, W. (2006). Interactions between mineral phases in the preservation of soil organic matter. *Geoderma*, 134(1-2), 109-118. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.09.001>

Wood, S., Sebastian, K., & Scherr, S. J. (2000). *Pilot analysis of global ecosystems: Agroecosystems*. International Food Policy Research Institute and World Resources Institute.

Yao, Y., Chen, J., Li, F., Sun, M., Yang, X., Wang, G., Ma, J., & Sun, W. (2021). Exchangeable Ca^{2+} content and soil aggregate stability control the soil organic carbon content in degraded Horqin grassland. *Ecological Indicators*, 125, 107501. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107501>

Zhao, X., et al. (2023). Soil pH and organic carbon dynamics: A review of mechanisms and implications for carbon sequestration. *Soil Biology and Biochemistry*, 175, 108876. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2022.108876>

Zhuang, Y., Ruan, S., Zhang, L., Chen, J., Li, S., Wen, W., & Liu, H. (2022). Effects and potential of optimized fertilization practices for rice production in China. *Agronomy for Sustainable Development*, 42(2). <https://doi.org/10.1007/s13593-022-00756-8>

CAPÍTULO II - INDICADORES DO ACÚMULO E DA ESTABILIDADE DO CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO TRÓPICO ÚMIDO

Indicadores da saúde do solo no trópico úmido da periferia Amazônica

Resumo

A saúde do solo representa um conceito central para a sustentabilidade agrícola, especialmente em ambientes tropicais úmidos, onde fatores como elevada acidez, baixa fertilidade natural e intensa decomposição da matéria orgânica limitam a produtividade. Diante disso, partimos da inquietação em responder: Quais os principais indicadores físicos, químicos e biológicos que explicam a variabilidade do carbono orgânico do solo e da produtividade agrícola em um sistema tropical úmido na periferia Amazônica?. Hipotetizamos que (i) o conjunto de variáveis químicas exercem a maior influência no COS e na produtividade e (ii) COAM, Si e Ca são os principais preditores para a saúde do solo no trópico úmido. Para responder a nossa pergunta realizamos um experimento a campo em São Luís, Maranhão, Brasil, de outubro de 2021 a julho de 2024. Para isso, foi adotado o delineamento em blocos casualizados (DBC) com quatro repetições e oito tratamentos: 1) ureia; 2) leguminosa; 3) leguminosa + ureia; 4) cálcio + leguminosa; 5) silício + leguminosa; 6) cálcio + leguminosa + ureia; 7) silício + leguminosa + ureia; e 8) cálcio + silício + leguminosa + ureia, sob sistema de plantio direto de milho. Avaliamos 17 variáveis do solo pertencentes aos grupos químicos, físicos e biológicos. As análises estatísticas incluíram PCA, RDA, árvores de decisão e modelos de regressão, utilizando dados de 2023 e 2024. Nossos resultados demonstraram que o grupo de variáveis químicas exerceu a maior influência sobre o COS e a produtividade, com destaque para o carbono orgânico associado aos minerais, o silício e, em menor intensidade, o cálcio e o carbono orgânico particulado. O COAM apresentou forte correlação ($R^2=0.87$) com os teores totais de COS, enquanto que a respiração microbiana e a macroporosidade, embora consideradas variáveis importantes, apresentaram efeito secundário. Nosso estudo reforça a importância de abordagens multivariadas para a compreensão da complexa dinâmica entre o COS, propriedades do solo e práticas de manejo. Dessa forma, a gestão integrada de atributos químicos e a promoção de mecanismos de estabilização do carbono, especialmente via COAM e Si, são estratégias promissoras para o desenvolvimento da saúde do solo e da produtividade agrícola em regiões tropicais.

Palavras-chave: Práticas agrícolas. Uso da terra. Produtividade agrícola. Carbono. Carbono orgânico associado aos minerais. Solos tropicais.

Introdução

A concepção holística da qualidade do solo expandiu exponencialmente nas últimas décadas como resultado de uma avaliação integrada de indicadores físicos, químicos e

biológicos, adotando o conceito de saúde do solo como a fronteira da ciência do solo (Shen e Teng, 2023). A saúde do solo pode ser definida como a capacidade de um solo de manter-se equilibrado sob o ponto de vista químico, físico e biológico, e sustentar processos e funções que propiciem um máximo potencial produtivo (Cherubin e Schiebelbein, 2022). Embora esse conceito seja amplo e envolva diversas interpretações (Bünemann et al., 2018), de modo geral entende-se que a saúde do solo reflete à capacidade do solo em desempenhar suas funções essenciais, sustentando a produtividade das plantas e dos animais, além de manter ou melhorar a qualidade do ar e da água, e promover a saúde de todo o ecossistema natural ou antrópico (Lehmann et al., 2020).

As abordagens para avaliar a saúde do solo vão além da concepção reducionista de medir indicadores de propriedades e processos do solo (Lavelle et al., 2006). No entanto, medidas lineares permanecem essenciais para uma perspectiva avaliativa prática (Kibblewhite et al., 2008a). Em sistemas agrícolas a saúde do solo é dinâmica, sendo influenciada principalmente pelo manejo, e deve ser conduzida por uma avaliação integrada de atributos (indicadores) que sejam sensíveis às alterações de manejo, principalmente na camada superficial do solo (0-25 cm) (Karlen et al., 2003). Neste sentido, em nosso estudo adotamos a resposta do carbono orgânico do solo (COS) e da produtividade agrícola mediante a influência de atributos físicos, químicos e biológicos, na tentativa de determinar indicadores chaves para a saúde do solo tropical.

A estabilidade produtiva das culturas e o aumento do COS em terras agrícolas é uma solução essencial para mitigar as alterações climáticas e melhorar a saúde do solo (Bossio et al., 2020; Minasny et al., 2017; Paustian et al., 2016). Porém, nas terras agrícolas tropicais, a qualidade do solo é avaliada principalmente pela capacidade da fertilidade do solo em produzir colheitas satisfatórias, pois a região é centrada em torno da insegurança alimentar, pobreza rural e seus efeitos na degradação dos recursos naturais (por exemplo, desmatamento e incêndios).

A principal preocupação com a qualidade do solo tropical é o declínio de nutrientes e da matéria orgânica do solo (MOS) (Katyal e Vlek, 2000; Sanchez et al., 2003), devido a alta taxa de decomposição e rotatividade da biomassa vegetal. A acidez do

solo que também é comum nos trópicos e geralmente coexiste com toxicidade de Al e Fe, além da baixa disponibilidade natural de P (Sanchez, 1989), desencadeiam preocupações para o gerenciamento sustentável dos solos tropicais (Smithson e Sanchez, 2001). No entanto, apenas a fertilização não garante efeitos positivos para a saúde do solo, sendo necessário o desenvolvimento de estratégias integradas para se alcançar sistemas agrícolas tropicais eficientes.

A avaliação de um conjunto de indicadores torna-se relevante na medida em que possibilita direcionar estratégias para o manejo sustentável do solo. Embora estimar e integrar vários indicadores de solo em um Índice de Saúde do Solo (ISS) seja desafiador, devido à complexidade dos sistemas locais e globais do solo, pesquisas sobre o tema têm ganhado destaques relevantes (Lehmann et al., 2020; Cherubin et al., 2016; Rinot et al., 2018). Popiel et al. (2025) descobriram que a maior densidade aparente (BD) e a redução da água disponível para as plantas (PAW), menor porosidade total (TP), menor condutividade hidráulica (K sat), menor quantidade de minhocas e menor teor de COS contribuíram para a redução dos níveis de ISS em solos da América Latina e Caribe. Descobriu-se também que o COS é o fator governante mais importante para monitorar as mudanças da qualidade do solo (QS) (Shukla et al., 2006). No geral, baixos teores de COS estão associados a uma diminuição na QS, com perda do tamanho dos poros do solo e, conseqüentemente, menos água disponível para as plantas. Já o aumento da carga superficial negativa, agregação estável em água, complexação organo-Fe e entradas de raízes são mecanismos-chave de proteção do COS no sistema agrícola tropical (Wells et al., 2022).

As entradas de carbono no solo são cruciais para a manutenção dos níveis de COS frente à decomposição e renovação acelerada da MOS (Gregorich et al., 1994; Luo et al., 2017). Um dos principais meios pelos quais as práticas agrícolas elevam o COS é intensificando a entrada de carbono no solo via adição de biomassa vegetal (Kong et al., 2005; King e Blesh, 2018). Os aumentos no COS podem ocorrer na forma de carbono orgânico particulado (COP) ou carbono orgânico associado aos minerais (COAM). Essas frações de COS possuem vias de formação e mecanismos de proteção distintas. Compostos estruturais formam principalmente o COP (Cotrufo et al., 2015; Von Lützow et al., 2008), com mínima proteção da matriz do solo (King et al., 2023)

e geralmente tem uma taxa de renovação rápida em comparação com COAM (Poeplau et al., 2018). Já as entradas de compostos de baixo peso molecular formam principalmente o COAM, que é protegido da decomposição pela matriz do solo (Cotrufo et al., 2015; Kleber et al., 2015). Cada uma dessas frações de COS tem recebido atenção de pesquisas com pontos de vista até mesmo conflitantes, por vezes apontando uma maior influência do COP (Witzgall et al., 2021) como também do COAM (King et al., 2023) na composição do COS. Embora haja divergências, há uma consciência de que a gestão eficaz do COS depende de entendimentos precisos e holísticos de como tanto o COP quanto o COAM respondem à gestão do solo (Cotrufo e Lavalée, 2022; Angst et al., 2023).

Evidências crescentes demonstram que as características da matriz do solo, incluindo cálcio, magnésio, alumínio e ferro, explicam mais precisamente a capacidade de armazenamento do COAM do que, por exemplo, a textura do solo (Rasmussen et al., 2018; Rowley et al., 2021; King et al., 2023). É amplamente estabelecido que a composição química, a proteção física e a associação com minerais são fatores cruciais para a estabilização do COS (Six et al., 2002; Von Lützow et al., 2008; Rowley et al., 2018; Cotrufo e Lavalée, 2022). Diversas investigações enfatizam os papéis essenciais dos minerais e cátions metálicos (ou polivalentes) na preservação do COS (Kleber et al., 2015; Rowley et al., 2018; Kramer e Chadwick, 2018; Wan et al., 2019). As fortes interações de ligação entre minerais ou cátions polivalentes (por exemplo, Fe^{3+} , Al^{3+} ou Ca^{2+}) e o COS podem proteger o C da mineralização microbiana (Yu et al., 2017), o que, de fato, contribui para a preservação da QS e saúde do solo. O Silício (Si) também desempenha um papel importante no controle do ciclo global de C do que outros nutrientes (por exemplo, N) por meio de interações complexas entre os ciclos de Si e C, como o intemperismo biogeoquímico de silicatos, sequestro de C de diatomáceas e sequestro de C de fitólitos (Song et al., 2018).

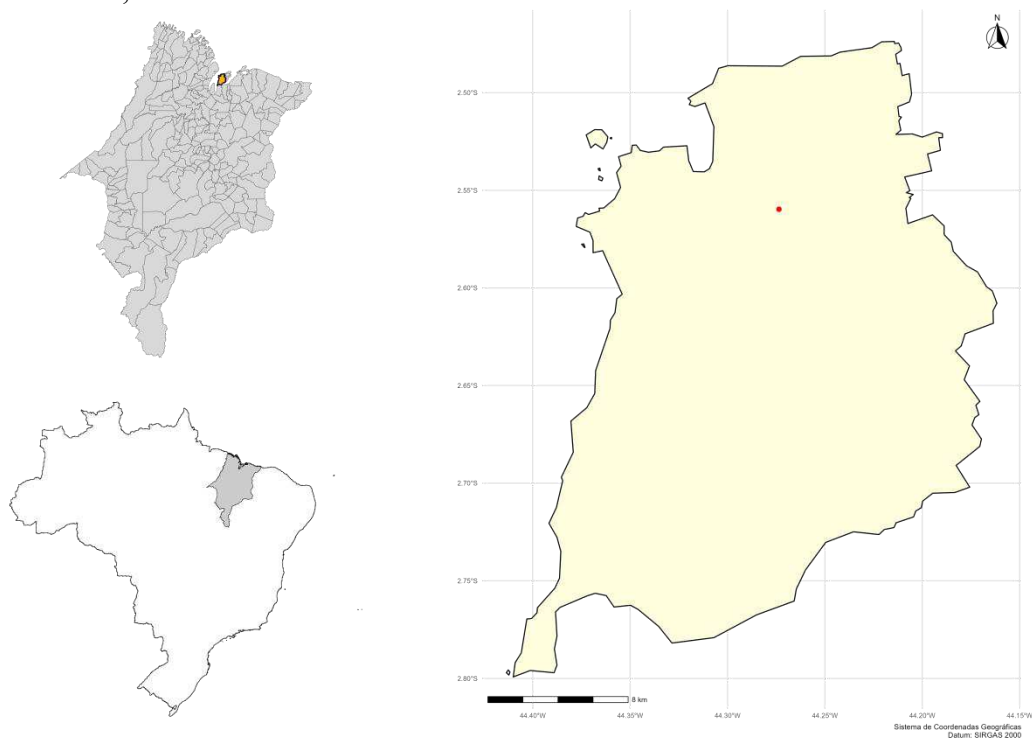
Embora os mecanismos relacionados ao acúmulo e à estabilização do COS têm recebido expressiva atenção (Giannetta et al., 2018; He et al., 2018), pesquisas direcionadas para avaliar os atributos dos solos do trópico úmido ainda estão marginalmente conectados com os avanços científicos. Dessa forma, nosso objetivo foi avaliar um conjunto de atributos químicos, físicos e biológicos na saúde do solo, orientados pelos tores de COS e pela produtividade agrícola. Para isso, hipotetizamos

que (i) o conjunto de variáveis químicas exercem a maior influência no carbono orgânico do solo e na produtividade e (ii) COAM, Si e Ca são os principais indicadores para a saúde do solo no trópico úmido.

Materiais e Métodos

Caracterização da área. O experimento foi conduzido na região tropical úmida da periferia Amazônica no município de São Luís, Maranhão, Brasil (2° 31' 51" S, 44° 18' 24" W), de outubro de 2021 a julho de 2024 (Figura 1). Segundo a classificação de Köppen, a região é caracterizada por um clima equatorial quente e semiúmido com duas estações bem definidas: uma chuvosa de janeiro a junho e uma seca com déficit hídrico acentuado de julho a dezembro. A temperatura média anual é de aproximadamente 27°C. O solo da região apresenta características coesivas (Giarola e Silva, 2002; Moura et al., 2012) e é classificado como Ultisols Arenic Hapludult (Soil Taxonomy, 2014), com as seguintes características: pH em CaCl₂ = 4.0; P = 15 mg dm⁻³; Al + H = 25 mmol dm⁻³; Ca = 15 mmol dm⁻³; Mg = 9 mmol dm⁻³; K = 1 mmol dm⁻³; CTC = 50 mmol dm⁻³; PBS = 50%; C orgânico = 20 g kg⁻¹; Areia grossa = 300 g kg⁻¹; Areia fina = 545 g kg⁻¹; Silte = 65 g kg⁻¹ e Argila = 90 g kg⁻¹.

Figura 1. Mapa de localização da área experimental no município de São Luís, Maranhão, Brasil



Fonte: Autor, 2025

Antes do nosso estudo, de 2011 a 2020, a área foi usada para avaliar o efeito do Ca, N e da biomassa de leguminosas nos atributos do solo e na produtividade das culturas do milho e da soja. Durante estes anos, a fertilização anual para o milho e a soja consistiu na aplicação de 80 kg ha⁻¹ de P₂O₅ de superfosfato triplo, 180 kg ha⁻¹ de K₂O de cloreto de potássio e 5 kg ha⁻¹ de Zn na forma de sulfato de zinco (IAC, 2022). O N inorgânico foi aplicado como ureia na concentração de 180 kg ha⁻¹ de N, exclusivamente nas parcelas que receberam este tratamento. Parcelas que continham exclusivamente leguminosas, N ou Ca no experimento anterior também foram mantidas com os mesmos tratamentos em nosso experimento.

Delineamento e condução experimental. Utilizamos o delineamento em blocos casualizados (DBC) com oito tratamentos e quatro repetições. Os tratamentos foram empregados para gerar variabilidade nos atributos físicos, químicos e biológicos do solo, não constituindo objetivo direto deste estudo comparar o desempenho entre eles, mas sim avaliar o comportamento dos indicadores de saúde do solo. Para isso, foram utilizados os seguintes tratamentos: 1) U (ureia); 2) L (leguminosa); 3) L + U (leguminosa + ureia); 4) Ca + L (cálcio + leguminosa); 5) Si + L (silício + leguminosa); 6) Ca + L + U (cálcio + leguminosa + ureia); 7) Si + L + U (silício + leguminosa + ureia); e 8) Ca + Si + L + U (cálcio + silício + leguminosa + ureia).

O experimento foi conduzido em sistema de plantio direto e apresentava parcelas com 32 m², com área total de 1.024 m². Em 2021 e 2022 foram aplicados 1000 kg ha⁻¹ ano⁻¹ de Ca (gesso agrícola) e Si (terra diatomácea) em parcelas pré-determinadas. A dose de Ca foi adotada por representar uma quantidade agronomicamente relevante para melhoria do ambiente radicular em solos tropicais ácidos, considerando a aplicação via gesso agrícola como fonte de Ca²⁺ em profundidade. De forma análoga, a aplicação da dose de Si teve como objetivo garantir um aporte efetivo do elemento, levando em conta a baixa solubilidade da terra diatomácea e a necessidade de doses mais elevadas para promover alterações mensuráveis no Si disponível do solo.

As leguminosas utilizadas como fontes de biomassa foram estilosantes var. Campo Grande (*Stylosanthes capita* x *Stylosanthes macrocephala*), gliricídia (*Gliricidia*

sepium) e leucena (*Leucaena leucocephala*), com respectivas relações C/N de 10,6, 13,51 e 11,48. Foram aplicados 1.300 kg ha⁻¹ ano⁻¹ de matéria seca (MS) de *S. capitata*, 3.200 kg ha⁻¹ ano⁻¹ de *L. leucocephala* e 3.200 kg ha⁻¹ ano⁻¹ de *G. sepium*, totalizando 7.700 kg MS ha⁻¹ ano⁻¹ entre 2021 e 2024. *Stylosanthes* foi cultivado dentro da área experimental, enquanto a biomassa de leucena e gliricídia foi obtida de árvores crescendo em fileiras usadas como quebra-ventos ao redor da área experimental.

Sempre após o corte e aplicação da biomassa era cultivado o milho (*Zea mays* L. cultivar AG 1051 / Pioneer® 30S31 / Syngenta® Viptera 3) com espaçamento de 80 cm entre linhas e 20 cm entre plantas. No plantio, os fertilizantes foram aplicados manualmente a uma taxa de 55 kg P ha⁻¹ como superfosfato triplo, 83 kg K ha⁻¹ como cloreto de potássio e 5 kg Zn ha⁻¹ na forma de sulfato de zinco. Nas parcelas que receberam N, 50 kg sN ha⁻¹ foram aplicados como ureia no plantio e mais 100 kg ha⁻¹ em cobertura (IAC, 2022) dividido aos 25 e 44 dias após a emergência.

Análises químicas, físicas e biológicas do solo. Em maio de 2023 e 2024, após o cultivo do milho, foram coletadas quatro subamostras de solo por parcela com um trado de rosca tipo Holandês com um diâmetro de 100 mm na profundidade de 0-20 cm. As amostras foram homogeneizadas para criar uma amostra composta e mantidas em condições semelhantes às de coleta até chegarem ao laboratório, onde foram peneiradas em uma malha de 2 mm e armazenadas para avaliar pH (Teixeira et al., 2017), COS (Sparks, 1996), COP e COAM (Cambardella and Elliott, 1992), Ca (Teixeira et al., 2017) e Si (Korndörfer et al., 2004).

Para a determinação dos agregados do solo, monólitos de solo foram coletados no campo e secos ao ar até a perda da umidade excessiva e posteriormente distribuídos sobre um conjunto de peneiras e submetidos a um agitador mecânico vibratório durante 1 minuto com potência de 30% (Salton et al., 2012). Após a pesagem do conteúdo retido em cada peneira foi estimado o percentual de macroagregados (>0.25 mm) e microagregados (<0.25 mm) e o diâmetro médio ponderado (DMP). Para a densidade do solo foram coletadas amostras de solo com anéis volumétricos de bordas biseladas e a massa da amostra foi obtida por meio de sua pesagem após secagem em estufa, e o volume, por meio da medida do volume interno do cilindro (Teixeira et al.,

2017).

A resistência à penetração (RP) foi avaliada nas profundidades de 0 – 40 cm, com o uso de penetrômetro digital (Falker, Porto Alegre, Brasil) com gradações de 1 cm (ver Nascimento et al., 2020). A umidade do solo foi estimada pela diferença entre a massa da amostra de solo úmida coletada no campo vs. a massa da amostra seca em estufa a 105°C (Viana et al., 2017). Foi determinado a massa de água retida em anéis volumétricos de solo por pesagem após o tempo de equilíbrio na mesa de tensão (6 kPa) para estimar a proporção de microporos e macroporos (Danielson et al., 1986; Almeida et al., 2017).

O quociente metabólico (qCO_2) foi determinado seguindo a metodologia proposta por Anderson e Domsh (1993) através da razão entre respiração microbiana/biomassa microbiana. A respiração microbiana do solo (RMS) foi estimada medindo o CO_2 evoluído de 25 g de solo ao longo de 167 h (Alef e Nannipieri, 1995). O carbono da biomassa microbiana do solo (CBMS) foi determinado pelo método de irradiação-extração adaptado de Brookes et al. (1982) e Islam e Weil (1998) e calculado segundo Sparling and West (1988). O quociente microbiano ($qMIC$) foi calculado utilizando o carbono da biomassa microbiana do solo (CBMS) como uma porcentagem do COT do solo (Sparks, 1996). A descrição completa das análises químicas, físicas e biológicas podem ser consultadas no material suplementar S1.

Produtividade. Para calcular a produtividade foram coletadas 10 espigas de milho, área equivalente a 2 m² de cada parcela, após secos ao sol e em estufa de secagem para alcançarem umidade de 13%. Foram avaliadas as quantidades de grãos em 1 m de fileira (grãos/metro), massa de 100 grãos (gr) e produtividade total (kg ha⁻¹) (Rizzardi; Witeck; Deggerone, 1994; Balbinot et al., 2005).

Análises estatísticas. Para nossas análises foram utilizados os dados de 2023 e 2024. Utilizamos o software R versão 4.3.2 (2023) para a construção dos modelos estatísticos. A Análise de Componentes Principais (PCA) foi construída com os pacotes *FactoMineR* e *factoextra* seguida da extração de escores e correlações com produtividade e COS e modelos de regressão linear (*lm*) foram ajustados para avaliar a influência dos componentes principais. Análises de partição da variância, com uso

do pacote *vegan*, quantificaram a contribuição relativa dos grupos de variáveis e das principais variáveis dos grupos. Para a construção dos dendrogramas hierárquicos foram utilizados os pacotes *ggdendro*, *dendextend* e *dplyr*. A análise de contribuição relativa foi construída com auxílio do pacote *relaimpo*. Análise de variância (ANOVA) e teste de Tukey para comparação das médias das variáveis de cada tratamento ao nível de significância de 5% foram executados com auxílio do pacote *agricolae*. *Ggplot2* foi utilizado para a visualização gráfica. O software Weka versão 3.8.6 (2022) foi utilizado para a construção das árvores de decisão.

Resultados

A análise geral de componentes principais (Figura 2a) indica que a dimensão 1 tem uma correlação positiva forte com o COS (0.899) e é moderadamente correlacionada com a produtividade (0.484). As variáveis Ca, COP e DMP possuem as maiores contribuições, enquanto que o pH e macro e microagregados apresentam contribuições moderadas. Na avaliação isolada dos grupos químicos, físicos e biológicos, a PCA química (Figura 2b) mostra que todas as variáveis (Ca, Si, COAM, COP e pH) apresentam contribuições positivas, com uma forte correlação entre a dimensão 1 e o COS (0.953) e a dimensão 2 é fortemente correlacionada com o COS e com a produtividade. O modelo explica 84,76% da variação ($R^2 = 0.8476$), com ambas as dimensões altamente significativos ($p < 0.0001$).

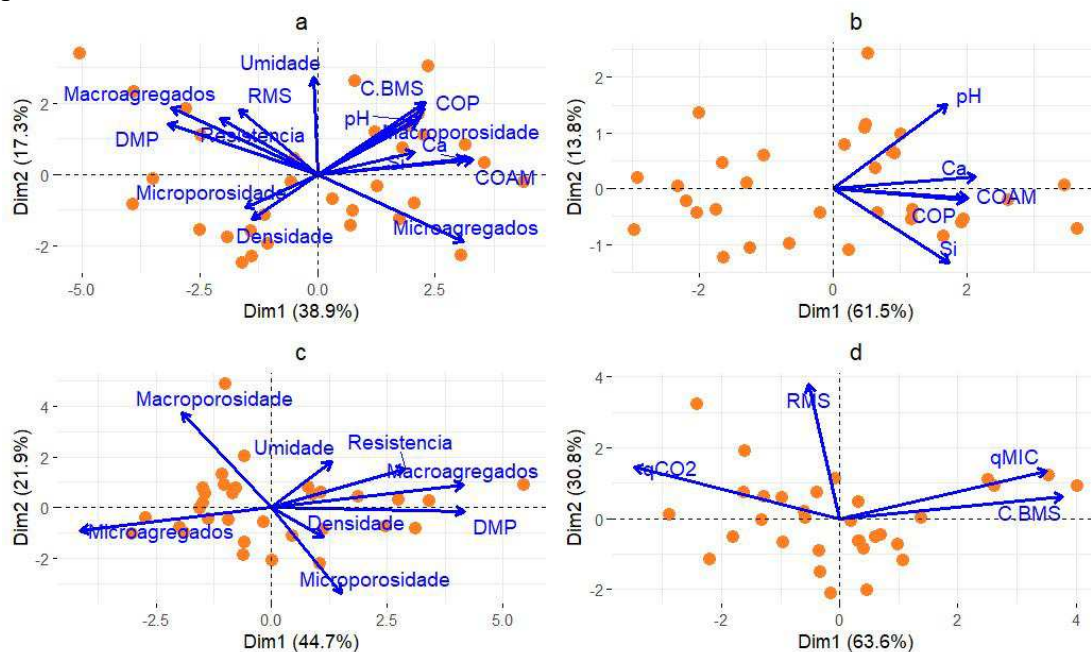
Na PCA física (Figura 2c) é possível identificar uma correlação negativa da dimensão 1 com o COS (-0.707) e também negativamente correlacionada com a produtividade (-0.374). Aumentos na densidade de 1,45 para 1,60 g cm⁻³ reduziram o COS em aproximadamente 10 g kg⁻¹, enquanto a macroporosidade caiu de 12% para valores próximos de 6%. Essa contração física explica boa parte da redução simultânea da produtividade e da acumulação do COS, o que reforça o papel crítico da estrutura do solo na saúde de solos coesos. Apenas 14,26% da variação ($R^2 = 0.1426$) é explicada pelo modelo com a dimensão 1 levemente significativo ($p = 0.0416$).

A PCA entre as variáveis biológicas (Figura 2d) também exibe fortes relações com o COS e a produtividade. A dimensão 1 apresenta contribuições substanciais principalmente dos índices qCO₂ e qMIC, embora RMS e CBMS também sejam relevantes. Cerca de 19,83% da variação da produtividade é explicada ($r^2 = 0.1983$),

mas nenhuma das dimensões foi estatisticamente significativa ($p > 0.05$). A dimensão 1 foi dominada por qCO_2 (0,81) e $qMIC$ (0,72), sugerindo ajustes metabólicos intensos da microbiota. No entanto, a RMS apresentou amplitude considerável (28–54 $mg\ CO_2\ kg^{-1}\ h^{-1}$), indicando grande sensibilidade respiratória ao manejo, o que complementa, mas não supera, o papel estrutural do COAM e do Si na modelagem do COS.

Para a compreensão das próximas análises - com base na associação das variáveis da Figura 2b,c,d - partimos do pressuposto que as principais variáveis preditivas para o COS e a produtividade são: Ca, Si, COAM, COP, pH, macroporosidade, densidade, resistência, CBMS e RMS. Embora o grupo das variáveis químicas tenha apresentado as maiores explicações para o COS e a produtividade (Figura 2b), é preciso reforçar que a interação entre os componentes físicos, químicos e biológicos do solo é complexa e dinâmica (Figura 3a,b), e apenas um grupo de variáveis não é capaz de indicar uma análise completa do estado de saúde do solo.

Figura 2. Análise de componentes principais do conjunto completo de variáveis (a) e separadas por grupos químicos(b), físicos (c) e biológicos (d) relacionados ao COS e a produtividade.

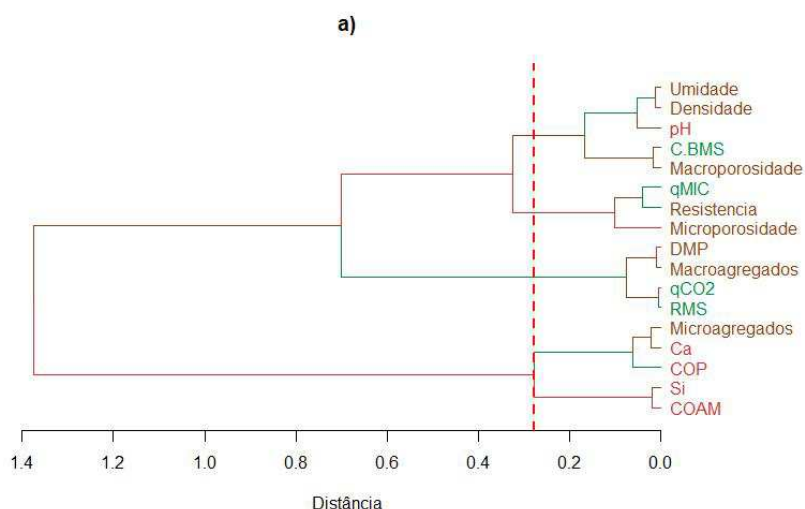


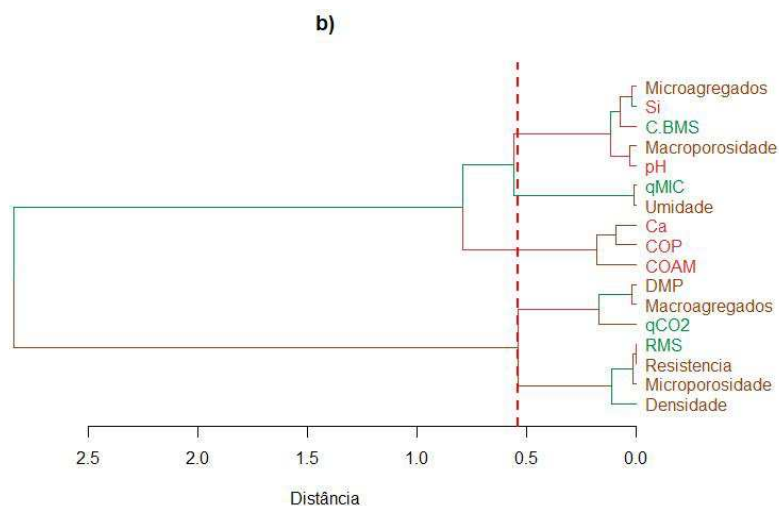
No topo do dendrograma (Figura 3a), a distância euclidiana entre umidade–densidade–pH foi inferior a 0,15, enquanto os demais agrupamentos ocorreram acima de 0,30. Essa diferença destaca que esses atributos formam um núcleo físico-químico coeso capaz de modular a produtividade. A proximidade entre CBMS,

macroporosidade, qMIC e resistência sugere que estas variáveis respondem de maneira similar às condições ambientais e podem atuar conjuntamente para o favorecimento da produtividade. DMP, macroagregados, qCO₂ e RMS formam um grupo intermediário, o que sugere uma relação entre a estabilidade estrutural do solo e a eficiência dos processos biológicos. Na parte inferior do dendrograma, observa-se um agrupamento formado pelas variáveis Ca, COP, Si e COAM, que estão mais distantes das demais. Essa separação indica que esses atributos químicos do solo apresentam uma dinâmica diferenciada em relação às demais variáveis.

No agrupamento das variáveis associadas ao COS (Figura 3b), novamente - exceto pela ausência do Si e inclusão de macroagregados - Ca, COP e COAM formam um agrupamento separado das demais variáveis ao centro do dendrograma. Neste modelo, o Si está associado principalmente aos microagregados, além da macroporosidade, pH e CBMS. Umidade e qMIC formam um grupo isolado. Por fim, mais dois grupos são formados, o primeiro composto por resistência, microporosidade e RMS e o segundo por DMP, macroagregados e qCO₂. Novamente, a associação entre as variáveis químicas, físicas e biológicas do solo denotam a complexidade de interações e arranjos para a explicação tanto do COS quanto da produtividade.

Figura 3. Dendrograma entre variáveis físicas, químicas e biológicas associadas a produtividade (a) e ao COS (b). A linha de corte tracejada foi estimada por Mojenal($k = 1.25$) e número fixo de clusters = 5. Variáveis com cores iguais denotam a integração no mesmo grupo.





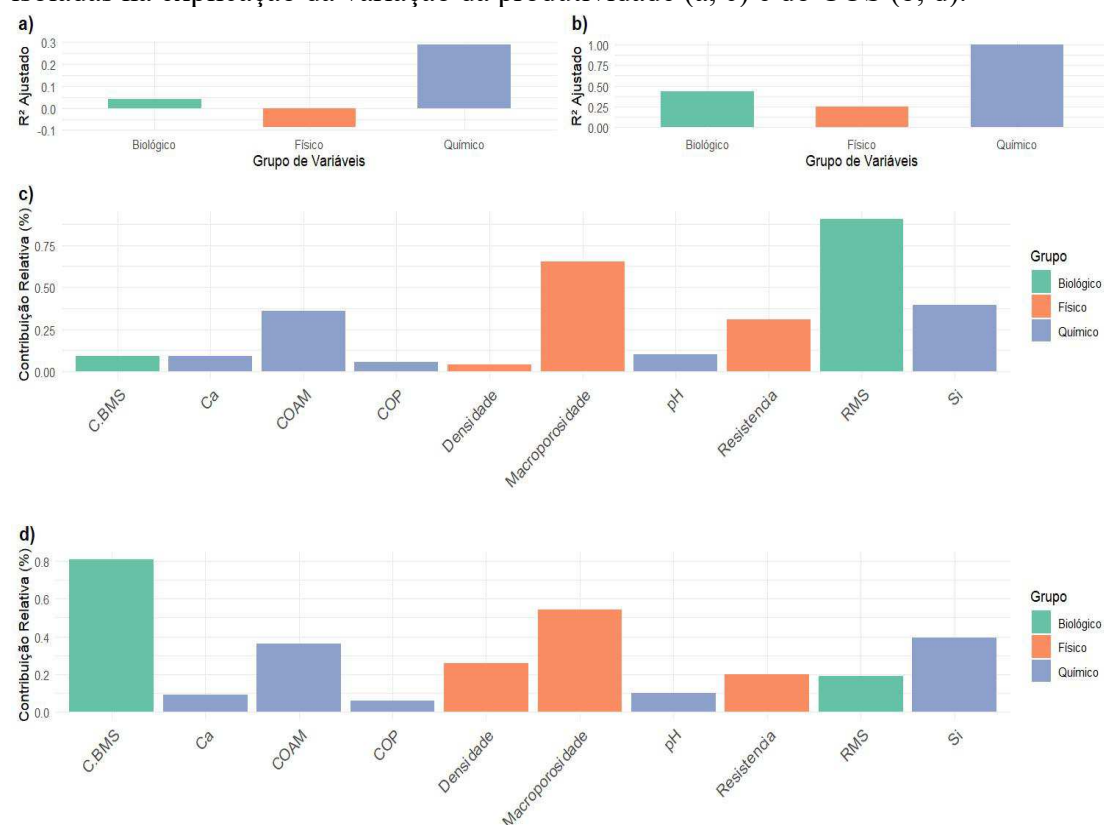
A partição da variância utilizando a Análise de Redundância (RDA) para avaliar a contribuição das principais variáveis biológicas, físicas e químicas na explicação da variabilidade da produtividade e do COS demonstrou que, para a produtividade (Figura 4a), o grupo de variáveis químicas foram as que mais contribuíram para a explicação da variância, com um R^2 ajustado de 0,286. As variáveis biológicas apresentaram uma contribuição menor, com um R^2 ajustado de 0,040, enquanto as variáveis físicas tiveram uma contribuição negativa (-0,085), indicando que, isoladamente, não foram significativas para explicar a variância na produtividade. Quando consideradas em conjunto, as variáveis químicas e biológicas explicaram 25,80% da variância, enquanto a adição das variáveis físicas não melhorou significativamente o modelo, resultando em um R^2 ajustado total de 0,278.

Para o COS (Figura 4b), as variáveis químicas novamente demonstraram ser significativas, explicando 100% da variância quando consideradas isoladamente ou em combinação com os outros grupos. Esse resultado era esperado, uma vez que COP e COAM são frações constituintes do COS, de modo que sua relação estrutural gera uma explicação matemática completa na RDA, sem necessariamente refletir controle ecológico independente. Já as variáveis biológicas também tiveram uma contribuição relevante, com um R^2 ajustado de 0,428. As variáveis físicas, embora tenham apresentado uma contribuição positiva (R^2 ajustado de 0,250), foram menos influentes em comparação com as variáveis químicas e biológicas.

Quando as variáveis foram analisadas separadamente, foi possível observar que para a variabilidade da produtividade (Figura 4c) a RMS, macroporosidade, resistência do

solo a penetração, COAM e Si apresentaram as maiores contribuições relativas dentro dos seus respectivos grupos. Para a explicação do COS (Figura 4d), novamente macroporosidade, COAM e Si demonstraram uma contribuição importante e, CBMS apresentou a maior contribuição no grupo biológico.

Figura 4. Participação dos grupos químicos, físicos e biológicos e das variáveis isoladas na explicação da variação da produtividade (a, c) e do COS (b, d).



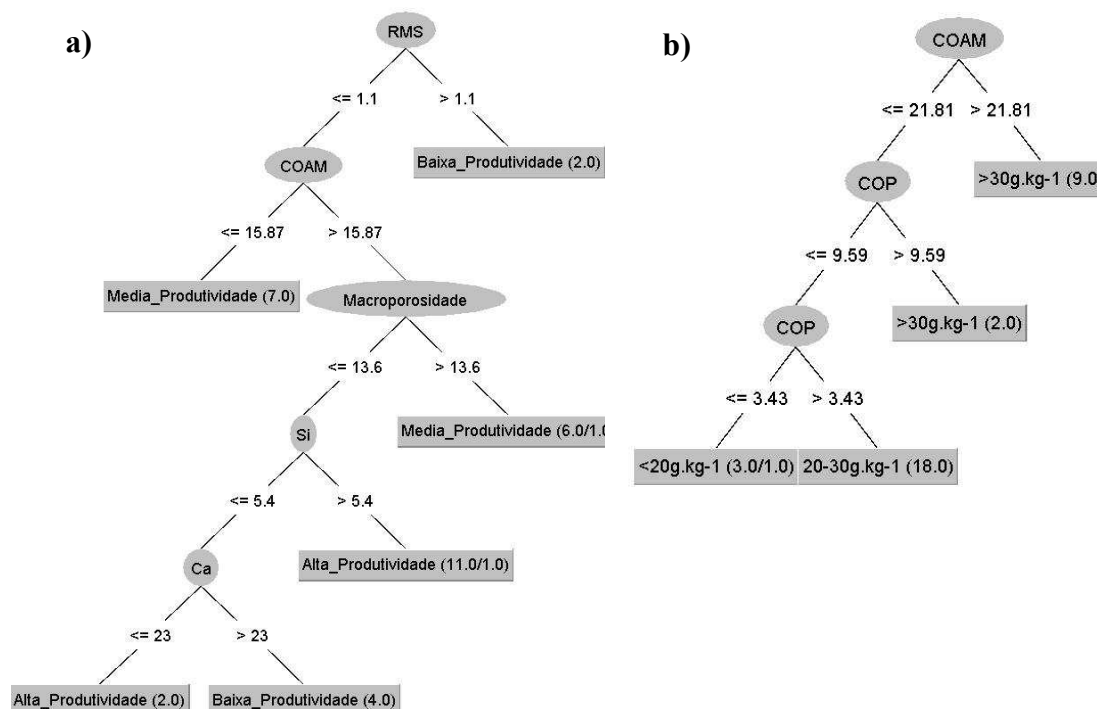
Esses resultados são semelhantes aos observados na árvore de decisão (Figura 5), que demonstra a importância e interdependência, bem como as concentrações limites, das variáveis para o COS e para a produtividade. Para a produtividade (Figura 5a) o modelo foi avaliado usando validação cruzada de 15 folds e resultou em uma acurácia classificatória correta de 59.37% das instâncias, com bom desempenho para as classes Média Produtividade (72.7%) e Alta Produtividade (56.3%), mas dificuldades em classificar corretamente a classe Baixa Produtividade (40%).

A árvore de decisão sugere que os atributos RMS, COAM, macroporosidade, Si e Ca são os mais relevantes para a produtividade. Para o COS (Figura 5b), a acurácia foi alta e o modelo classificou corretamente 71.87% das instâncias. No entanto, a precisão foi moderada, com um

desempenho de 75 e 72.7% nas classes 20-30 g kg⁻¹ e > 30 g kg⁻¹, respectivamente, mas nenhuma instância classificada para a classe < 20 g kg⁻¹. Apenas os atributos COAM e COP apresentaram relevância para o modelo. De fato, já era esperado que COAM e COP apresentassem maior relevância para o COS, visto que ambas são as frações que compõe o C do solo. Porém, o modelo ignora outras variáveis que anteriormente foram consideradas importantes (ver figura 4d).

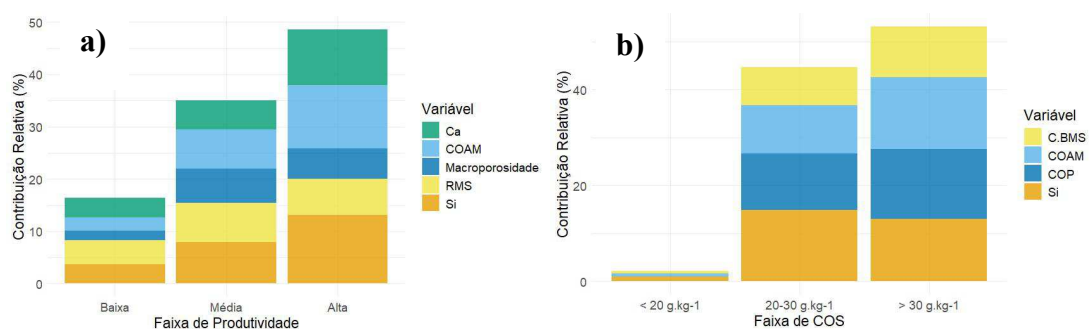
A figura 6 também revela a importância destas variáveis tanto para a produtividade quanto para o COS. Quando a um aumento de produtividade, a contribuição das variáveis Si, COAM e Ca também tende a aumentar. RMS apresenta contribuição expressiva quando compara as demais variáveis apenas em produtividades baixas (Figura 6a). Essa tendência também é observada para o COS (Figura 6b), onde a um aumento da contribuição das variáveis COAM, COP e CBMS para o aumento do COS. Aparentemente o Si exerce expressiva contribuição na faixa de 20-30 g kg⁻¹ de COS. A baixa contribuição das variáveis na faixa >20 g kg⁻¹ deve-se ao fato de haver poucas amostras que apresentaram estes valores.

Figura 5. Árvore de decisão para escolha das principais variáveis relacionadas a produtividade (a) e o COS (b). O modelo foi treinado usando o algoritmo J48. O conjunto de dados contém 32 instâncias e 17 atributos (ver figura 2a) mais a variável alvo (class) com três categorias para a produtividade: Alta_Produtividade (>5 t ha⁻¹), Media_Produtividade (3-5 t ha⁻¹) e Baixa_Produtividade (<3 t ha⁻¹)(Kappa: 0.353), e três para o COS: <20 g kg⁻¹; 20-30 g kg⁻¹; e >30 g kg⁻¹ (Kappa: 0.4472).



A figura 6 também revela a importância destas variáveis tanto para a produtividade quanto para o COS. Quando a um aumento de produtividade, a contribuição das variáveis Si, COAM e Ca também tende a aumentar. RMS apresenta contribuição expressiva quando compara as demais variáveis apenas em produtividades baixas (Figura 5a). Essa tendência também é observada para o COS (Figura 6b), onde a um aumento da contribuição das variáveis COAM, COP e CBMS para o aumento do COS. Aparentemente o Si exerce expressiva contribuição na faixa de 20-30 g kg⁻¹ de COS. A baixa contribuição das variáveis na faixa >20 g kg⁻¹ deve-se ao fato de haver poucas amostras que apresentaram estes valores.

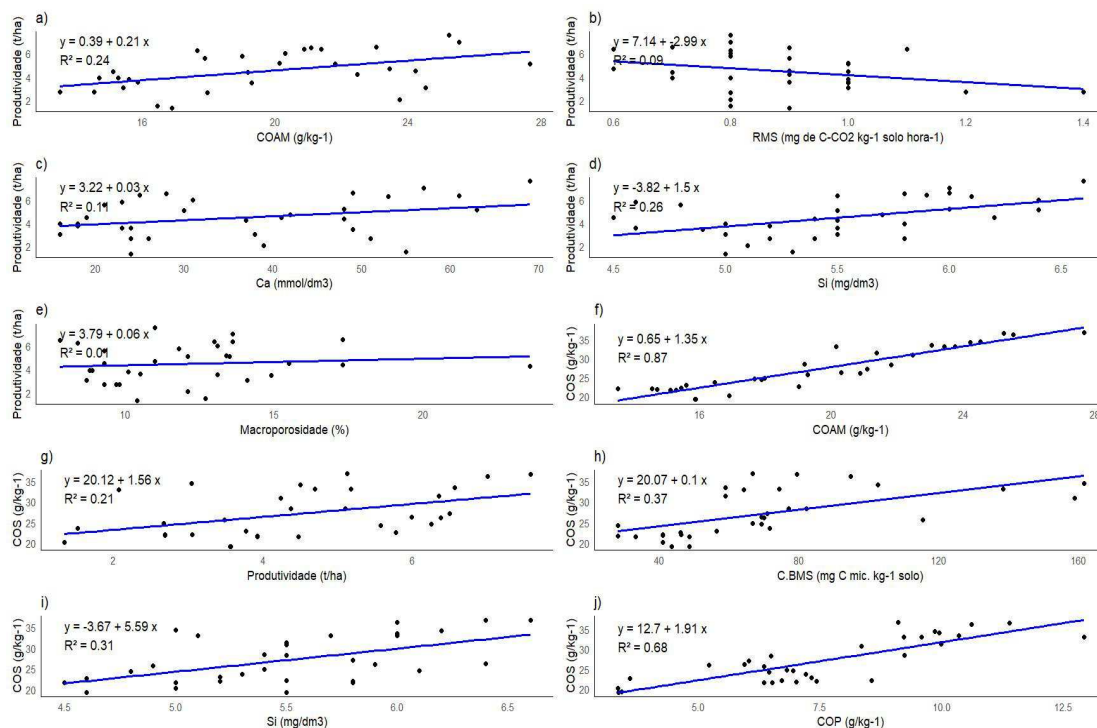
Figura 6. Contribuição relativa de variáveis físicas, químicas e biológicas no aumento da produtividade (a) e do COS (b). Produtividade: Baixa (< 3 t ha⁻¹), Média (3 - 5 t ha⁻¹), Alta (> 5 t ha⁻¹).



Embora a árvore de decisão tenha estimado somente a participação de COAM e COP para a variação do COS, nossa análise de regressão (Figura 7) revela que o Si e CBMS também exercem influências significativas. O Si tem um impacto positivo e significativo ($p=0.00091$) e uma variabilidade de 31% ($R^2=0.31$) no COS (Figura 7i). O mesmo ocorre para o CBMS (Figura 5h) que apresentou alta significância ($p<0.001$) e 37% da explicação do COS ($R^2=0.37$). Porém, o aumento dos teores do C no solo estão relacionados principalmente as frações COAM e COP. A relação entre COAM e COS é altamente significativa ($p<0.001$) e apresenta uma explicação de 87% ($R^2=0.87$) na variação do COS (Figura 7f). Já o COP (Figura 7j) demonstra uma explicação menor, 68% ($R^2=0.68$), mas altamente significativa ($p<0.001$).

As variáveis Si e COAM também exercem influência significativa sobre a produtividade (Figura 6). O Si (Figura 7d) apresenta um impacto positivo e significativo ($p=0.00289$), explicando 26% da variabilidade da produtividade ($R^2=0.26$). Da mesma forma, o COAM (Figura 7a) também influencia positivamente a produtividade, com alta significância ($p=0.00448$) e 24% de explicação da variação observada ($R^2=0.24$). Já as variáveis Ca (Figura 7c) e RMS (Figura 7b) demonstraram uma relação marginalmente significativa, com p-valores de 0.067 e 0.0907, respectivamente, e uma menor explicação da variabilidade da produtividade ($R^2=0.11$ e $R^2=0.09$). Inclusive, o coeficiente de RMS é negativo ($\beta=-2.989$), sugerindo uma relação inversa com a produtividade, fato este já observado na Figura 5a. A macroporosidade (Figura 7e) não apresentou relação significativa ($p=0.54$), e explicou apenas 1% da variação ($R^2=0.01$). A explicação do COS na produtividade (Figura 7g), embora significativa (0.00796), foi de apenas 21%, valor menor que o observado em COAM (Figura 7a).

Figura 7. Relação linear entre COAM (a), RMS(b), Ca (c), Si (d) e macroporosidade (e) e a produtividade e entre COAM (f), produtividade (g), C.BMS (h), Si (i) e COP(j) e o COS.



Embora a participação do COAM e COP para o COS seja incontestável, a formação e estabilidade do C depende da interação com outras variáveis. Os tratamentos avaliados em nosso estudo demonstram que Si é um dos principais elementos que ao interagir com matéria orgânica do solo (MOS) possibilita o aumento do COS (Figura 8), principalmente para a fração COAM. Em todos os nossos tratamentos estudados, exceto L, COAM contribuiu de forma expressiva para o teor total de COS, principalmente quando associado com Si (Si+L, Si+L+U e Ca+Si+L+U). A interação entre o Si, Ca, N e L demonstrou ser benéfica para a formação do COS, embora o papel do Ca ainda necessita de maior compreensão. Quando esse cátion não está associado ao N (U), os valores de COAM e COP são menores em comparação a Si+L. Assim, é possível determinar uma hierarquia de importância dos grupos, onde químico > físico > biológico e, o aumento dos teores de COAM, Si, COP e Macroporosidade, a redução da RMS e o equilíbrio de Ca no solo favorecem tanto o COS quanto a produtividade (Figura 9).

Figura 8. Teores de carbono orgânico do solo (COS) fracionado em carbono orgânico particulado (COP) e carbono orgânico associado a minerais (COAM) a uma profundidade de 0 – 20 cm. Letras diferentes indicam diferenças significativas ($p \leq 0,05$) entre os locais com base na ANOVA unidirecional seguida do teste de Tukey para COP e COAM. U (ureia); L (leguminosas); L + U (leguminosas + uréia); Ca + L (cálcio + leguminosas); Si + L (silício + leguminosa); Ca + L + U (cálcio +

leguminosas + ureia); Si + L + U (silício + leguminosa + ureia); Ca + Si + L + U (cálcio + silício + leguminosas + uréia).

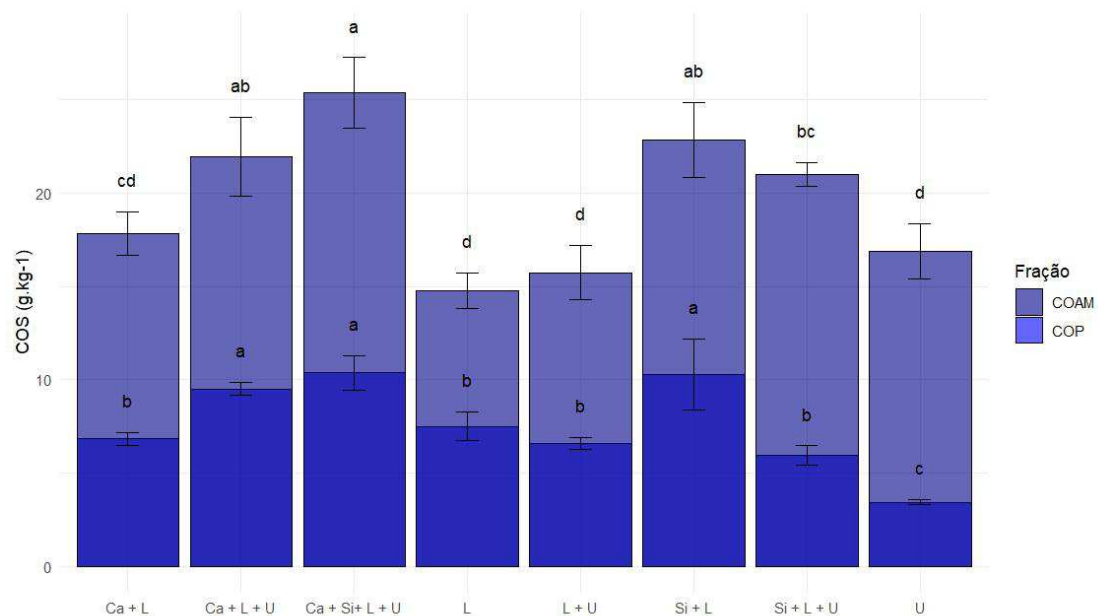
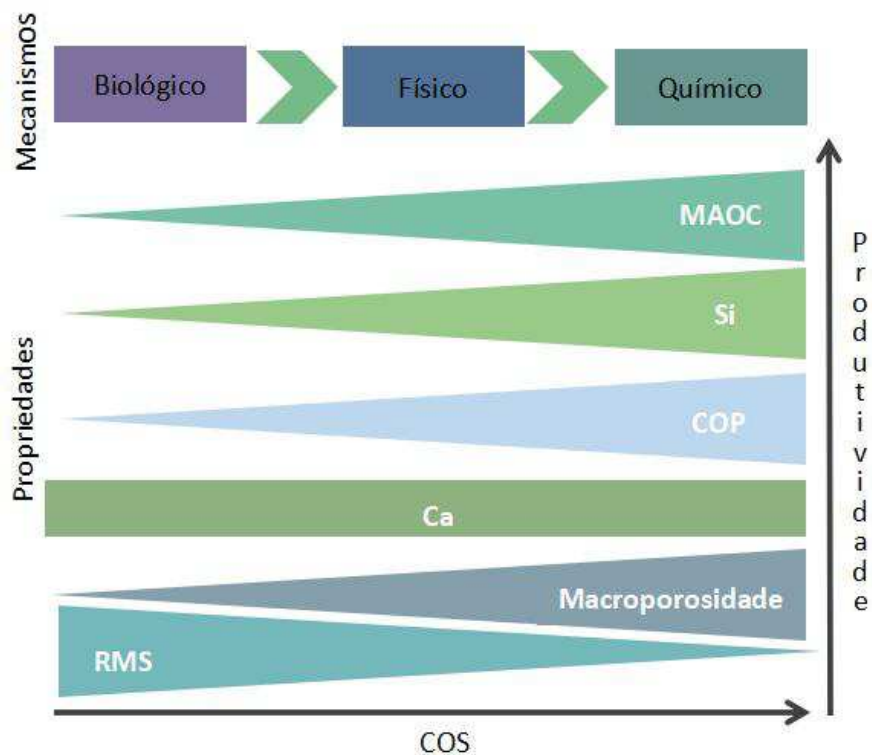


Figura 9. Esquema representativo dos principais mecanismos e propriedade do solo para o acúmulo do COS e o aumento da produtividade agrícola. A RMS deve ser baixa em solos tropicais para que se possa alcançar altos teores de COS e alta produtividade. MAOC, Si e COP devem apresentar altas concentrações, assim como a porcentagem de macroporos no solo. Ca deve ser avaliado com cautela, restringindo sua concentração para uma faixa intermediária. Adaptado de Cotrufo e Lavalée, 2022.



Discussão

A importância de COAM e COP

O carbono orgânico do solo é um componente essencial para a saúde e a fertilidade dos solos, influenciando diretamente a produtividade agrícola e a retenção do carbono atmosférico. As frações COP e COAM possuem características distintas que afetam a dinâmica e as funções do solo. O COAM está intimamente ligado às partículas minerais do solo, como argilas e óxidos, principalmente ferro e alumínio em solos tropicais, e forma complexos organo-minerais que conferem maior estabilidade ao carbono do solo (Kirsten et al., 2021). Essa associação protege a matéria orgânica da decomposição microbiana e contribui para a estabilidade do C a longo prazo (Schmidt et al., 2011). Já o COP é composto principalmente por materiais orgânicos pouco decompostos, como fragmentos de plantas e resíduos animais e, devido à sua natureza lábil, é mais suscetível à decomposição microbiana, servindo como uma fonte rápida de nutrientes para as plantas (Chen et al., 2021).

O COP é frequentemente estabelecido como um indicador importante de mudança no COS (Culman et al., 2012; Eze et al., 2023). No entanto, King et al. (2024) mostraram que os aumentos absolutos no COP não são proporcionais aos aumentos absolutos no COS. Em vez disso, os aumentos no COP foram limitados em torno de uma estreita faixa, enquanto a mudança no COS variou mais amplamente devido à variabilidade na mudança do COAM. Estes resultados demonstram que a mudança absoluta no COP não pode ser traduzida numa mudança absoluta no COS, limitando assim a utilidade do COP como um indicador da mudança do COS (King et al., 2024), ou como um indicador eficaz para a saúde prolongada do solo. Esses achados assemelham-se, em parte, aos dados observados em nosso estudo, onde encontramos uma contribuição maior do COAM em relação ao COP na variação do COS (Figura 8). Esses achados confirmam nossa hipótese de que o COAM é um indicador chave para a saúde dos solos tropicais, embora seja necessário avaliar sua dimensão e persistência a longo prazo.

O COAM tem sido foco de uma abundância de trabalhos que elaboram suas propriedades empíricas e controles teóricos (Cotrufo et al., 2013; Feng et al., 2013; Hassink e Whitmore, 1997). Como o COAM recebe proteção das superfícies minerais

do solo, e a disponibilidade de superfícies minerais do solo varia entre os solos, mas é necessariamente finita, o conceito de um limite superior específico do solo para o armazenamento do COAM foi denominado de 'saturação' (Hassink, 1997; Six et al., 2002). Foi proposto que esse ponto de saturação é governado pelos teores de silte+argila presentes no solo tanto em nível regional (Beare et al., 2014) como global (Georgiou et al., 2022). Essa teoria de ponto de saturação decorre dos atuais esforços para promover a gestão regenerativa do solo, e devem priorizar áreas menos próximas da saturação do COAM, o que pode ter implicações logísticas e econômicas significativas para as estratégias de armazenamento do COS (Georgiou et al., 2022).

No entanto, resultados recentes não justificam a procura de solos com níveis de COAM abaixo de um valor de saturação, uma vez que a resposta do COAM não é claramente limitada por um deficit de saturação definido por silte + argila (King et al., 2024). Na verdade, mesmo os solos sob manejo regenerativo de longo prazo podem apresentar valores de COAM longe do ponto de saturação definida por silte + argila. Nesse sentido, uma compreensão emergente dos controles sobre o acúmulo de COAM indica que as propriedades da matriz do solo, como cálcio trocável, ferro e alumínio amorfos (e até mesmo o Si, como observado nesse estudo), são determinantes mais fortes da capacidade de armazenamento de COAM do que silte + argila (King et al., 2024; Rasmussen et al., 2018; Rowley et al., 2018). Entretanto, ainda há dados insuficientes sobre essas propriedades para testar qualquer fórmula atualizada para determinar o nível de saturação do COAM.

Nesse sentido, vários caminhos de estudos são necessários para acelerar nossa compreensão das respostas de COP e COAM ao melhoramento da qualidade do solo e influência na produtividade. Provavelmente, será necessário vincular diferentes arranjos experimentais entre diferentes variáveis do solo e sua relação com as frações de C, como tentativa de estimar a capacidade de armazenamento de C a longo prazo. Compreender os mecanismos de retenção de C em COAM e a influência da química de entrada de C, ou seja, a qualidade do substrato aplicado (Nunes et al., 2024) na retenção em COP e COAM também será valioso. Analisar práticas sustentáveis adicionais, como a conversão da lavoura convencional para o plantio direto, a utilização de diferentes biomassas para a cobertura do solo, a integração lavoura-

pecuária e o consórcio entre diferentes espécies proporcionarão uma visão mais completa dos mediadores da saúde do solo nas regiões tropicais.

Influência do Ca e Si para a proteção do COS

A estabilização do COS é um processo essencial para o sequestro de carbono em ecossistemas terrestres, e o cálcio apresenta relativa importância nessa dinâmica. A presença de Ca no solo contribui significativamente para a proteção da matéria orgânica por meio da formação de complexos organo-minerais estáveis. Esses complexos são resultantes de interações eletrostáticas ou ligações de coordenação entre o cátion Ca e grupos funcionais de compostos orgânicos (Rowley et al., 2018).

Esse mecanismo de ponte cатиônica reduz a biodisponibilidade do carbono para os microrganismos decompositores, dificultando a sua mineralização e promove sua preservação a longo prazo. Além disso, a associação entre cálcio e carbonatos no solo, como o carbonato de cálcio (CaCO_3), tem sido correlacionada positivamente com os teores de COS, especialmente em ambientes mais secos e com pH elevado (Sridhar et al. 2022a). Esses carbonatos atuam como núcleos para a formação de agregados estáveis, proporcionando uma barreira física à decomposição microbiana da matéria orgânica (Rowley et al., 2018; Mikutta et al., 2006). Em solos com teores expressivos de CaCO_3 , foi observado um aumento na sorção de compostos orgânicos dissolvidos, evidenciando o papel do Ca como agente estabilizante em ambientes com diferentes propriedades físico-químicas (Rowley et al., 2018).

Práticas de manejo agrícola que envolvem a aplicação de fertilizantes têm impacto direto na formação de associações cálcio-carbono. Zhang et al. (2022) evidenciaram que solos fertilizados com esterco animal apresentaram maior quantidade de COS associado ao cálcio em comparação com aqueles submetidos apenas à fertilização mineral. Esse resultado demonstra que a qualidade da fonte de carbono influencia a eficiência com que o cálcio estabiliza o carbono no solo. Isso sugere que a estabilização do COS em presença de cálcio não depende apenas da quantidade de Ca, mas também da natureza da matéria orgânica e das condições abióticas do solo, como pH e textura (Rowley et al., 2018). Essa concepção particularmente colabora aos nossos achados, onde altas concentrações unicamente de Ca não refletiram na maior

concentração de COS ou produtividade elevada (Figura 5a), tornando-se essencial avaliar o impacto de diferentes teores de Ca nas características de qualidade do solo.

A maior afinidade do cálcio por ácidos orgânicos e a sua capacidade de formar precipitados com compostos fenólicos e polissacarídeos estruturais das plantas tornam-no particularmente eficiente na estabilização de frações de carbono mais recalcitrantes (Rowley et al., 2018; Shao et al., 2021). Adicionalmente, descobriu-se também que o Ca é um preditor essencial do acúmulo do COS em diferentes paisagens e usos da terra, por exemplo, sob florestas, pastagens e solos cultivados (Wiesmeier et al., 2019). Uma caracterização quantitativa inicial mostrou que COS ligado a Ca^{2+} (Ca-OC) contribuiu para 2,4–30,8% do reservatório de COS em nove solos diferentes na China (Xu e Yuan, 1993).

No entanto, os mecanismos exatos posteriores à forma como o Ca^{2+} estabiliza o COS ainda permanecem obscuros (Rowley et al., 2018). Embora seja evidente a contribuição do Ca na retenção do C do solo, em nosso estudo a magnitude dos efeitos de Ca não foi bem esclarecida. Talvez o isolamento dessa variável e sua posterior análise como fator individual nas respostas e ligações ao COS (Ellerbrock e Gerke, 2021) pareça ser mais interessante e revele informações mais contundentes. Entretanto, uma possível causa para a falta de resposta do Ca esteja direcionada ao pH do solo. Rasmussen et al. (2018) descrevem que os óxidos de ferro/alumínio preveem fortemente o conteúdo de MOS em solos úmidos e ácidos, enquanto o Ca^{2+} trocável surge como um melhor preditor em solos com crescente limitação de água e alcalinos. Isso colabora com nossa pesquisa, na qual, os valores de pH foram inferiores a 5, o que possivelmente pode descrever a menor relevância do Ca para o acúmulo e estabilidade do C em solos ácidos.

No caso do silício, diversos mecanismos têm sido propostos para explicar seu papel na estabilização do COS por meio de processos físico-químicos, interações com metais e efeitos indiretos sobre a atividade microbiana. Uma das principais formas pelas quais o silício atua é através da formação de complexos ternários entre carbono, silício e óxidos de ferro e alumínio (C–Si–Fe/Al), os quais promovem a imobilização e proteção do C (Song et al., 2018). Essa formação de complexos tem sido discutida por Marxen et al. (2016) e Merdy et al. (2022), que demonstram que o Si pode servir

como ponte entre ácidos húmicos e minerais reativos, retardando a decomposição do COS.

A adição de Si no solo também pode modular a atividade microbiana, reduzindo a atividade de enzimas relacionadas à decomposição da matéria orgânica (Song et al., 2011). Com isso, o *turnover* do COS pode ser reduzido, contribuindo para maior acúmulo de carbono no sistema. Além disso, a presença de Si aumenta a solubilidade de Al^{3+} e Fe^{3+} no solo, promovendo a formação de compostos organo-minerais estáveis (Li et al., 2017). O Si também influencia a retenção de carbono através da adsorção de compostos orgânicos dissolvidos (DOM), especialmente sobre superfícies de sílica amorfa e seus derivados, aumentando a proteção física do COS (Song et al., 2018).

Neste sentido, uma rota fundamental é a formação de fitólitos (fitossilica) pelas plantas, que podem encapsular o C em suas cavidades (Song et al., 2018). Após a morte da planta, esses fitólitos são devolvidos ao solo contendo carbono protegido em sua estrutura amorfa, o que pode resultar na estabilização do C por décadas a milênios (Parr et al., 2010). Esse carbono encapsulado nos fitólitos é conhecido como PhytOC (carbono ocluído por fitólito), e apresenta uma importante via de sequestro de carbono de longo prazo (Song et al., 2018). Na maioria dos solos o Si consiste principalmente de fitólitos (Parr e Sullivan, 2014) e, embora não haja evidência de uma interação química direta entre Si e C nas plantas, Watteau e Villemin (2001) descobriram que alguns fitólitos intimamente relacionados com hemicelulose, celulose e substâncias pécicas foram formados nas paredes celulares de folhas e raízes, enquanto sílica permaneceu em estreita proximidade com substâncias polifenólicas nas células corticais das raízes. Estima-se que durante a formação de fitólitos nas plantas, 0,1-5,8% do C orgânico pode ser ocluído dentro da estrutura de sílica amorfa na maioria das plantas (Parr e Sullivan, 2014; Alexandre et al., 2016).

Embora o silício aplicado na forma de óxido de silício (SiO_2) não apresente vias de proteção do COS similares aos cátions polivalentes (ex. Ca), sua absorção pelas plantas e posterior biomineralização em fitólitos pode representar um importante mecanismo alternativo de sequestro de carbono, por meio da incorporação de carbono orgânico na estrutura amorfa de sílica vegetal (PhytOC). Dessa forma, a gestão agrícola que favoreça a ciclagem e a retenção de silício no solo – como o uso de

resíduos vegetais ricos em Si, ou a aplicação de materiais como a terra de diatomácea (SiO_2) – pode representar uma estratégia promissora para o sequestro de carbono e a melhoria da qualidade do solo em sistemas agrícolas e naturais (Song et al., 2018), contribuindo para a estabilização do carbono no solo e implicações significativas para a mitigação das mudanças climáticas.

Nossas descobertas sobre a influência do Si confirmam nossa hipótese de que esse mineral é um importante indicador da saúde do solo para o trópico úmido, o que converge com a dominância das variáveis químicas. No entanto, ainda não está claro a totalidade de sua interação com outras variáveis do solo. Também é preciso definir valores ótimos de Si no solo para que se possa alcançar os resultados esperados com a maior eficiência agrícola e econômica.

Respiração microbiana do solo e Macroporosidade

A decomposição microbiana da MOS é um processo vital que controla o armazenamento de C em ecossistemas agrícolas e é amplamente consenso que os microrganismos do solo têm o potencial de acelerar as mudanças climáticas (Yuste et al., 2011; Thakur et al., 2015; Auffret et al., 2016). A biomassa microbiana do solo e a respiração microbiana são frequentemente usadas para monitorar mudanças nas atividades microbianas no solo (Sparling, 1985; Horwath e Paul, 1994; Parajuli, 2020). Nesse sentido, e tendo como base que a respiração microbiana é a quantidade de CO_2 liberada para a atmosfera a partir da decomposição da MOS (Raich e Schlesinger, 1992), a compreensão das atividades microbianas do solo é importante para o gerenciamento de sistemas de produção sustentáveis.

A respiração microbiana do solo é considerada uma estimativa robusta da atividade biológica potencial do solo e é um parâmetro fundamental para a qualidade do solo (Doran e Parkin, 1994). Tal relevância permite incluir a RMS em programas de monitoramento do solo e em muitos indicadores e índices usados para avaliar a qualidade do solo (Muscolo et al., 2014; Muñoz-Rojas et al., 2016). Nesse contexto, é esperado que baixos valores de RMS indiquem que menos carbono está sendo mineralizado em CO_2 , o que sugere maior retenção do C no solo (Tao et al., 2023). No entanto, altas taxas de mineralização também podem ser benéficas, pois podem atuar

na formação de compostos estáveis (COAM); transformar resíduos vegetais em substâncias húmicas ou precursoras da estabilidade e; participar da formação de agregados que, conseqüentemente, conferem proteção física ao COS (Kravchenko et al., 2015; Gerke, 2018; Wu et al., 2023).

Nossos dados indicam que uma taxa de respiração superior a $1.1 \text{ mg C-CO}_2 \text{ kg}^{-1} \text{ solo h}^{-1}$, valor típico para solos tropicais, pode limitar a produtividade agrícola (Figura 4a), embora não exerça uma resposta contundente para o acúmulo e estabilidade do COS. A falta de respostas da RMS para o COS pode estar relacionada a temperatura e umidade do solo. Nossos dados foram coletados durante a época das águas, quando o solo ainda se encontrava úmido e friável, o que pode ter resultado na menor magnitude de resposta da RMS. Schneck et al., (2023a) indicam que a respiração é fortemente restringida pela temperatura, enquanto o crescimento microbiano é afetado também pela presença de plantas de cobertura e pela disponibilidade de C no campo agrícola.

O impacto do aumento da temperatura na diversidade microbiana e na respiração do solo em ambientes tropicais pode levar a uma redução na diversidade microbiana e a um aumento na respiração do solo além do previsto, indicando uma adaptação das comunidades microbianas às novas condições térmicas (Nottingham et al., 2022). Embora o impacto da RMS não tenha sido esclarecido na dinâmica do COS, é esperado que a eficiência da incorporação microbiana do C (e não apenas a taxa de respiração) seja o que realmente determina o destino do COS: respiração ou estabilização (Cotrufo et al., 2013), fato este que pode estar diretamente relacionado aos valores encontrado de CBMS e COAM.

Particularmente no campo da porosidade do solo, existe um favorecimento mútuo entre o COS e a porosidade. Embora evidências empíricas sugiram que o acúmulo de matéria orgânica pode aumentar a porosidade, falta uma compreensão mecanicista dos processos subjacentes a esse efeito benéfico. No entanto, é evidente que a capacidade dos solos de armazenar carbono é limitada pelo espaço poroso total (Vogel et al., 2022), mesmo que ainda existam incertezas sobre os mecanismos concretos a isso (Regelink et al., 2015).

Atualmente sabe-se que a porosidade do solo é influenciada pela composição mineralógica; distribuição do tamanho das partículas (% de areia, silte e argila); frequência dos ciclos de umedecimento-secagem; conteúdo de matéria orgânica; e intensidade da bioturbação - deslocamento físico de materiais do solo por organismos (Regelink et al., 2015 ; Ruehlmann e Körschens, 2009 ; Wilkinson et al., 2009). Recentemente foi descoberto que o incremento de matéria orgânica no solo não aumenta necessariamente a porosidade intra-agregado (microporosidade). Isso se deve, provavelmente, a substâncias poliméricas extracelulares e exsudatos capazes de permear pequenos vazios (20–50 μm) (Martinez et al., 2023).

No entanto, a macroporosidade do solo permite a formação de macroagregados que, por sua vez, protegem fisicamente o COS ao encapsulá-lo, reduzindo sua exposição a microrganismos decompositores e, consequentemente, diminuindo a taxa de decomposição do COS (Fukumasu et al., 2022). Em solos não perturbados, o aumento do COS pode cimentar as partículas do solo em agregados com um aumento subsequente na porosidade, principalmente da macroporosidade (Bhattacharyya et al., 2021). Por sua vez, a fração complexada de argila e o COS influenciam a macroporosidade em diferentes horizontes do solo (Koop et al., 2023), o que demonstra uma via dupla de favorecimento. No entanto, diversos estudos abordam que o COS também pode favorecer a microporosidade, melhorando a estrutura e qualidade do solo (Fukumasu et al., 2022; Ferraz-Almeida, 2022). Na verdade, é essencial a manutenção de uma estrutura de poros adequada (macro + microporosidade) para a conservação do carbono orgânico e a produtividade agrícola.

Conclusão

A compreensão da saúde do solo em ambientes tropicais úmidos exige uma abordagem integrada que considere simultaneamente os atributos físicos, químicos e biológicos do solo. Neste estudo, demonstramos que, entre esses grupos, as variáveis químicas exercem papel dominante tanto na explicação da produtividade agrícola quanto na dinâmica do carbono orgânico do solo. Dentre os indicadores analisados, destacam-se COAM, Si e, em menor grau Ca, como principais preditores do acúmulo e estabilidade do COS. A macroporosidade e a RMS também apresentaram interações significativas, ainda que secundárias.

Portanto, a promoção da saúde do solo e o aumento da produtividade agrícola em regiões tropicais úmidas, especificamente os solos da periferia Amazônica, devem priorizar práticas de manejo que favoreçam a entrada e estabilização do carbono, com ênfase na fração COAM e no aporte de Si. A integração entre fontes orgânicas e minerais, como leguminosas, Si e Ca, mostrou-se promissora para a construção de sistemas agrícolas mais resilientes, produtivos e ambientalmente sustentáveis. Futuras pesquisas devem aprofundar a interação entre essas variáveis, visando não apenas o aumento do COS, mas sua persistência e funcionalidade no sistema solo-planta.

Referências

- ALEXANDRE, A. et al. Direct uptake of organically derived carbon by grass roots and allocation in leaves and phytoliths: ^{13}C labeling evidence. *Biogeosciences*, v. 13, p. 1693–1703, 2016.
- ALMEIDA, Brivaldo Gomes de et al. Manual de métodos de análise de solo. 3. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2017. 573 p. Il. color. ISBN 978-85-7035-771-7.
- ANGST, G. et al. Unlocking complex soil systems as carbon sinks: multi-pool management as the key. *Nature Communications*, v. 14, 2967, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41467-023-38700-5>.
- AUFFRET, M. D. et al. The role of microbial community composition in controlling soil respiration responses to temperature. *PLoS One*, v. 11, p. e0165448, 2016.
- BEARE, M. H. et al. Estimating the organic carbon stabilisation capacity and saturation deficit of soils: A New Zealand case study. *Biogeochemistry*, v. 120, n. 1–3, p. 71–87, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10533-014-9982-1>.
- BHATTACHARYYA, R. et al. Soil organic carbon is significantly associated with the pore geometry, microbial diversity and enzyme activity of the macro-aggregates under different land uses. *Science of the Total Environment*, v. 778, 146286, 2021.
- BOSSIO, D. A. et al. The role of soil carbon in natural climate solutions. *Nature Sustainability*, v. 3, p. 391–398, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41893-020-0491-z>.
- BÜNEMANN, Else K. et al. Soil quality – A critical review. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 120, p. 105–125, maio 2018.
- CAMBARDELLA, C.; ELLIOTT, E. Particulate Soil Organic-Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence. *Soil Science Society of America Journal*, v. 56, p. 777–783, 1992. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>.

CHEN, Y. et al. Particulate organic carbon is more vulnerable to nitrogen addition than mineral-associated organic carbon in soil of an alpine meadow. *Plant and Soil*, v. 458, n. 1–2, p. 93–103, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11104-019-04279-4>.

CHERUBIN, M. R. et al. Estratégias de indexação da qualidade do solo para avaliação da expansão da cana-de-açúcar no Brasil. *PLoS One*, v. 11, e0150860, 2016.

CHERUBIN, Maurício Roberto; SCHIEBELBEIN, Bruna Emanuele. Saúde do solo: múltiplas perspectivas e percepções. Piracicaba: ESALQ-USP, 2022. Disponível em: <https://www.livrosabertos.sibi.usp.br/portaldelivrosUSP/catalog/view/936/848/3126>. Acesso em: 10 abr. 2025.

COTRUFO, M. F.; WALLENSTEIN, M. D.; BOOT, C. M.; DENEFF, K.; PAUL, E. The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework: SOM formation via microbial pathways. *Nature Climate Change*, v. 3, p. 104–112, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1038/nclimate1692>.

COTRUFO, M. et al. Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss. *Nature Geoscience*, v. 8, p. 776–779, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1038/ngeo2520>.

COTRUFO, M. F.; LAVALLEE, J. M. Soil organic matter formation, persistence, and functioning: a synthesis of current understanding to inform its conservation and regeneration. In: SPARKS, D. L. (ed.). *Advances in Agronomy*. Amsterdam: Academic Press, v. 172, p. 1–66, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2021.11.002>.

CULMAN, S. W. et al. Permanganate oxidizable carbon reflects a processed soil fraction that is sensitive to management. *Soil Science Society of America Journal*, v. 76, p. 494–505, 2012.

DANIELSON, R. E.; EUTHERLAND, P. L. Porosity. In: KLUTE, A. (ed.). *Methods of Soil Analysis: Physical and Mineralogical Methods*. Part 1. Madison: Soil Science Society of America, 1986. p. 443–461.

DORAN, J. W.; PARKIN, T. B. Defining and assessing soil quality. In: DORAN, J. W. et al. (ed.). *Defining Soil Quality for a Sustainable Environment*. Madison, WI: Soil Science Society of America Special Publication no. 35, 1994. p. 3–21.

ELLERBROCK, R. H.; GERKE, H. H. FTIR spectral band shifts explained by OM-cation interactions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 184, p. 388–397, 2021.

FERRAZ-ALMEIDA, R. Como o carbono orgânico atua na distribuição de poros em solos de textura fina? *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 26, n. 10, p. 743–746, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v26n10p743-746>.

FUKUMASU, J. et al. Relations between soil organic carbon content and the pore size distribution for an arable topsoil with large variations in soil properties. *European Journal of Soil Science*, v. 73, 2022. DOI: 10.1111/ejss.13212.

GERKE, J. Concepts and misconceptions of humic substances as the stable part of soil organic matter: a review. *Agronomy*, v. 8, p. 76, 2018. DOI: 10.3390/agronomy8050076.

GIANNETTA, B. et al. The role of Fe(III) in soil organic matter stabilization in two size fractions having opposite features. *Science of The Total Environment*, v. 653, p. 667–674, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.361>.

GIAROLA, N. F. B.; SILVA, A. P. Conceitos sobre solos coesos e hardsetting. *Scientia Agricola* (Piracicaba, Braz.), v. 59, n. 3, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0103-90162002000300030>.

GREGORICH, E. G. et al. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 74, n. 4, p. 367–385, 1994. DOI: <https://doi.org/10.4141/cjss94-051>.

HE, W. et al. Measuring and modeling soil carbon sequestration under diverse cropping systems in the semiarid prairies of western Canada. *Journal of Cleaner Production*, v. 328, 129614, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.129614>.

HORWATH, W. R.; PAUL, E. A. Microbial biomass. In: WEAVER, R. W. et al. (ed.). *Methods of Soil Analysis: Part 2 – Microbiological and Biochemical Properties*. Madison, WI: Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, 1994. p. 753–774. DOI: 10.2136/sssabookser5.2.c36.

INSTITUTO AGRONÔMICO DE CAMPINAS – IAC. *Boletim 100*: recomendações de adubação e calagem para o Estado de São Paulo. Organizado por Heitor Cantarella; Dirceu Mattos Jr.; Rodrigo Marcelli Boaretto; José Antonio Quaggio; Bernardo Van Raij. Campinas, SP: IAC, 2022.

KATYAL, J. C.; VLEK, P. L. G. Desertification – concept, causes and amelioration. ZEF – Discussion Papers on Development Policy, n. 33. Bonn: Center for Development Research, 2000.

KING, A. E.; BLESCH, J. Crop rotations for increased soil carbon: perenniality as a guiding principle. *Ecological Applications*, v. 28, n. 1, p. 249–261, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1002/eap.1648>.

KING, A. E. et al. A soil matrix capacity index to predict mineral-associated but not particulate organic carbon across a range of climate and soil pH. *Biogeochemistry*, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10533-023-01066-3>.

KLEBER, M. et al. Mineral–organic associations: Formation, properties, and relevance in soil environments. *Advances in Agronomy*, v. 130, p. 1–140, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>.

KONG, A. Y. Y. et al. The relationship between carbon input, aggregation, and soil organic carbon stabilization in sustainable cropping systems. *Soil Science Society of America Journal*, v. 69, p. 1078–1085, 2005.

KRAMER, M. G.; CHADWICK, O. A. Climate-driven thresholds in reactive mineral retention of soil carbon at the global scale. *Nature Climate Change*, v. 8, p. 1104–1108, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0341-4>.

KREFT, H. et al. Global diversity of island floras from a macroecological perspective. *Ecology Letters*, v. 11, p. 116–127, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2007.01129.x>.

LEHMANN, J. et al. The concept and future prospects of soil health. *Nature Reviews Earth & Environment*, v. 1, p. 544–553, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0080-8>.

LI, H. et al. Mechanisms of metal sorption by biochars: biochar characteristics and modifications. *Chemosphere*, v. 178, p. 466–478, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2017.03.072>.

LÜTZOW, M. von et al. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 171, n. 1, p. 111–124, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1002/jpln.200700047>.

MARTINEZ, P. et al. Organic carbon enables the biotic engineering of beneficial soil structure in profundihumic and haplic Ferralsols. *European Journal of Soil Science*, v. 74, n. 5, e13415, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1111/ejss.13415>.

MERDY, P. et al. Evidence of humic acid-aluminium-silicon complexes under controlled conditions. *Science of the Total Environment*, v. 829, p. 154601, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154601>.

MINASNY, B. et al. Soil carbon 4 per mille. *Geoderma*, v. 292, p. 59–86, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>.

MOURA, E. G. et al. Management of a cohesive tropical soil to enhance rootability and increase the efficiency of nitrogen and potassium use. *Soil Use and Management*, v. 28, p. 370–377, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2012.00424.x>.

MUSCOLO, A. et al. Biological indicators to assess short-term soil quality changes in forest ecosystems. *Ecological Indicators*, v. 45, p. 416–423, 2014.

MUÑOZ-ROJAS, M. et al. Soil quality indicators to assess functionality of restored soils in degraded semiarid ecosystems. *Restoration Ecology*, v. 24, p. S43–S52, 2016.

NASCIMENTO, L.S. et al. Resistência do solo à penetração em diferentes sistemas de uso e manejo na região do Cerrado / Luan Silva do Nascimento ... [et al.]. – Campo Grande, MS : Embrapa Gado de Corte, 2020.

NOTTINGHAM, A. T. et al. Microbial diversity declines in warmed tropical soil and respiration rise exceed predictions as communities adapt. *Nature Microbiology*, v. 7, n. 10, p. 1650–1660, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41564-022-01200-1>.

PAUSTIAN, K. et al. Climate-smart soils. *Nature*, v. 532, p. 49–57, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1038/nature17174>.

PARR, J. F.; SULLIVAN, L. A. Comparison of two methods for the isolation of phytolith occluded carbon from plant material. *Plant and Soil*, v. 374, p. 45–53, 2014.

PARR, J. F. et al. Carbon bio-sequestration within the phytoliths of economic bamboo species. *Global Change Biology*, v. 16, p. 2661–2667, 2010.

PARAJULI, M. Responses of soil respiration and extracellular enzyme activities to manipulated precipitation regimes in a switchgrass mesocosm experiment. 2020. Master's Thesis (MSc) – Tennessee State University, ProQuest.

POEPLAU, C. et al. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 125, p. 10–26, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>.

POPIEL, R. R. et al. Saúde do solo na América Latina e no Caribe. *Communications Earth & Environment*, v. 6, 141, 2025. DOI: <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02021-w>.

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*, v. 44, n. 2, p. 81–99, 1992. DOI: <https://doi.org/10.3402/tellusb.v44i2.15428>.

RASMUSSEN, C. et al. Controls on soil organic carbon partitioning and stabilization in the California Sierra Nevada. *Soil Systems*, v. 2, p. 41, 2018. DOI: <https://doi.org/10.3390/soilsystems2030041>.

REGELINK, I. C. et al. Linkages between aggregate formation, porosity and soil chemical properties. *Geoderma*, v. 247, p. 24–37, 2015.

RINOT, O. et al. Avaliação da saúde do solo: uma revisão crítica das metodologias atuais e uma nova abordagem proposta. *Science of the Total Environment*, v. 648, p. 1484–1491, 2018.

ROWE, H. et al. In situ acidification of calcareous soils by sulfur application. *Soil Science Society of America Journal*, v. 70, p. 121–131, 2006. DOI: <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0121>.

ROWLEY, M. C.; GRAND, S.; SPANGENBERG, J. E.; VERRECCHIA, É. P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry*, v. 137, n. 1, p. 27–49, 2018.

ROWLEY, M. C.; GRAND, S.; VERRECCHIA, É. P. Evidence linking calcium to increased organo-mineral association in soils. *Biogeochemistry*, v. 153, n. 3, p. 223–241, 2021.

SANCHEZ, P. A. Chapter 4 – Soils. In: LIETH, H.; WERGER, M. J. A. (eds.). *Tropical Rain Forest Ecosystems*. Amsterdam: Elsevier, 1989. p. 73–88. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42755-7.50010-9>.

SANCHEZ, P.; PALM, C.; BUOL, S. Fertility capability soil classification: A tool to help assess soil quality in the tropics. *Geoderma*, v. 114, p. 157–185, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00040-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00040-5).

SCHNECKER, J. et al. Seasonal dynamics of soil microbial growth, respiration, biomass, and carbon use efficiency in temperate soils. *Geoderma*, v. 440, 116693, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116693>.

SHEN, R. F.; TENG, Y. The frontier of soil science: Soil health. *Pedosphere*, v. 33, p. 6–7, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pedsph.2022.06.007>.

SHUKLA, M. K.; LAL, R.; EBINGER, M. Determining soil quality indicators by factor analysis. *Soil and Tillage Research*, v. 87, p. 194–204, 2006.

SIX, J.; CONANT, R. T.; PAUL, E. A.; PAUSTIAN, K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, v. 241, p. 155–176, 2002.

SONG, Z. et al. Silicon regulation of soil organic carbon stabilization and its potential to mitigate climate change. *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 463–475, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.020>.

SPARLING, G. P. The soil biomass. In: VAUGHAN, D.; MALCOLM, R. E. (eds.). *Soil Organic Matter and Biological Activity*. Dordrecht: Springer, 1985. p. 223–262. DOI: 10.1007/978-94-009-5105-1_7.

SPARKS, D. L. et al. Methods of soil analysis: chemical methods. Part 3. Madison: Soil Science Society of America, 1996. p. 961–1010.

TAO, F. et al. Microbial carbon use efficiency promotes global soil carbon storage. *Nature*, v. 618, n. 7967, p. 981–985, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06042-3>.

TEIXEIRA, Paulo César et al. Manual de métodos de análise de solo. 3. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2017. 573 p. Il. color. ISBN 978-85-7035-771-7.

THAKUR, M. P. et al. Plant diversity drives soil microbial biomass carbon in grasslands irrespective of global environmental change factors. *Global Change Biology*, v. 21, p. 4076–4085, 2015.

VOGEL, H. J. et al. A holistic perspective on soil architecture is needed as a key to soil functions. *European Journal of Soil Science*, v. 73, e13152, 2022.

WAN, D. et al. Iron oxides selectively stabilize plant-derived polysaccharides and aliphatic compounds in agricultural soils. *European Journal of Soil Science*, v. 70, p. 1153–1163, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1111/ejss.12827>.

WATTEAU, F.; VILLEMIN, G. Ultrastructural study of the biogeochemical cycle of silicon in the soil and litter of a temperate forest. *European Journal of Soil Science*, v. 53, p. 385–396, 2001.

WELLS, J. M. et al. Edaphic controls of soil organic carbon in tropical agricultural landscapes. *Scientific Reports*, v. 12, n. 1, 21574, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-022-24655-y>.

WHITE, A. F.; BLUM, A. E. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1729–1747, 1995.

WILKINSON, M. T.; RICHARDS, P. J.; HUMPHREYS, G. S. Breaking ground: Pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation. *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 257–272, 2009.

WITZGALL, K. et al. Particulate organic matter as a functional soil component for persistent soil organic carbon. *Nature Communications*, v. 12, 4115, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24192-8>.

WU, S. et al. “Reactive mineral sink” drives soil organic matter dynamics and stabilization. *npj Materials Degradation*, v. 1, n. 3, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s44296-023-00003-7>.

YUSTE, J. C. et al. Drought-resistant fungi control soil organic matter decomposition and its response to temperature. *Global Change Biology*, v. 17, p. 1475–1486, 2011.

YU, Z. et al. The coupling effects of soil organic matter and particle interaction forces on soil aggregate stability. *Soil and Tillage Research*, 2017.

Material Suplementar - S1

Fracionamento do COS

O carbono orgânico total (COT ou COS) foi estimado segundo Sparks (1996). Foram pesadas 0,5 g de solo seco ao ar e transferidos para tubos de digestão tipo Folin WU, com capacidade para 50mL. Após foi adicionado 5 mL da solução de $K_2Cr_2O_7$ 0,167 mol/L e 7,5 mol/L de ácido sulfúrico concentrado e levados para o bloco digestor a 150 °C. durante 1 hora. Após o resfriamento o conteúdo dos tubos foi transferido para frascos erlenmeyer de 250 mL com auxílio de 100 ml de água destilada. Após foi acrescentado 5mL de H_3PO_4 concentrado e 3 gotas de indicador Difenilamina e titulados com uma solução 0,2 mol/L de sulfato ferroso amoniacal.

O teor de COS em cada amostra foi calculado segundo a equação 1:

$$\text{Carbono orgânico: g kg} = A \times MFe^{2+} \times 0,003 \times 1000 / M \text{ amostra (g)} \quad (1)$$

Onde: A é o valor determinado pelos volumes, em mL, de sulfato ferroso amoniacal gastos para titular as amostras, o branco frio não aquecido e o branco aquecido; MFe^{2+} é a concentração molar da solução de sulfato ferroso amoniacal e M amostra é a massa do solo seco em gramas.

O carbono orgânico particulado (COP) foi determinado a partir da adaptação do método de Cambardella e Elliott (1993). Foram pesados 10 gramas de solo seco ao ar e peneirados em malha de 2 mm, colocados em copos de polietileno de 250 ml e com adição de 40 ml de solução dispersante de hexametáfosfato de sódio (5 g L^{-1}). Após as amostras foram agitadas por 15 horas em agitador horizontal, com 130 oscilações.min⁻¹, passadas por peneira de malha de 0,053 mm e enxaguadas repetidamente com água destilada para remoção total da argila. O material particulado recluso na peneira foi realocado para copos de polietileno com jatos de água. Em seguida, o material foi seco em estufa de circulação de ar forçado a 50°C até alcançar massa constante. Posteriormente a secagem, o material foi pesado e determinou-se à massa da fração particulada (PF). A seguir foi moído e homogeneizado e submetido à determinação do COT (Sparks, 1996), através da oxidação do carbono via dicromato de potássio, para obter o teor de carbono da fração particulada do solo (CFP). O COP foi calculado conforme a equação 2:

$$COP = \frac{CFP \times MFP}{Ps} \quad (2)$$

Onde, COP = teor de carbono orgânico particulado do solo, em g kg⁻¹; CFP = teor de carbono da fração particulada, em g kg⁻¹; MFP = massa da fração particulada, em gramas; Ps = massa da amostra inicial do solo, em gramas (10 gramas). O COAM foi calculado pela diferença entre carbono orgânico total e carbono orgânico particulado pela equação 3:

$$COAM = COT - COP \quad (3)$$

Cálcio e silício

Os cátions cálcio e silício foram determinados com a solução de cloreto de potássio (KCl) para extração do cálcio por titulação (Teixeira et al., 2017), e cloreto de cálcio (CaCl₂) para extração do silício disponível pelo método colorimétrico (Korndörfer et al., 2004). Para o cálcio foram pesados 10,0 g de solo (TFSA), colocados em Erlenmeyer de 125 mL e adicionado 100 mL de solução de KCl 1 mol L⁻¹. Após as amostras foram agitadas durante 5 minutos em agitador horizontal circular e deixadas em repouso durante 12 horas. Os teores de cálcio nas soluções extratoras foram determinados por titulação com EDTA 0,0125 mol L⁻¹ e estimado conforme o calculo 4:

$$Ca^{2+} = V \times f \quad (4)$$

Em que: Ca²⁺ – concentração de cálcio trocável no solo, em cmolc kg⁻¹, V – volume da solução padronizada de EDTA gasto na titulação em mL, f – fator de correção considerando a padronização da solução de EDTA 0,0125 mol L⁻¹. f = [EDTApad] x 80. [EDTApad] – concentração da solução padronizada de EDTA, em mol L⁻¹.

A extração do Si foi realizada pesando-se 10 g de solo seco em estufa (45 °C) e adicionado 100 mL da solução extratora de cloreto de cálcio 0,01 mol L⁻¹ em frasco plástico (150 mL). Após foi agitado em agitador horizontal a 50 rpm por 1 hora, esperados 15 minutos para a decantação e então o líquido em suspensão foi filtrado e deixado em repouso por aproximadamente 12 h. A determinação de Si por meio da pipetagem de uma alíquota de 10 mL do extrato (filtrado/decantado) de cada amostra em um becker de 50 mL. Para os padrões foi pipetado 0; 2; 5; 10 mL da solução padrão de 20 mg L⁻¹ de Si e colocados em balões de 100 mL, e completado o volume com água destilada.

Foi acrescentado aos padrões e as amostras 1 mL da solução sulfo-molíbdica (H₄SiO₄

- ácido orto-silícico e decorridos 10 minutos foi acrescentado 2 mL da solução de ácido tartárico 200 mg L⁻¹ e 5 minutos depois adicionou-se 10 mL da solução de ácido ascórbico. Depois de 1 hora fazer a leitura em Espectrofotômetro UV-Visível no comprimento de onda de 660 nm.

pH

A medição do potencial hidrogeniônico ocorreu por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo:água, na proporção 1:2,5 (Teixeira et al., 2017). Foram pesados 10 g de solo (TFSA) e colocados em copo plástico de 100 mL e adicionado 25 mL de água destilada. Após as amostras foram agitadas com bastão de vidro individual por cerca de 60 s e deixadas em repouso por 1 hora. Após o repouso, foram ligeiramente agitadas e então foi mergulhado os eletrodos na suspensão homogeneizada e procedido a leitura do pH. A cada 20 leituras, aproximadamente, o equipamento foi novamente calibrado com as soluções-padrão.

Agregados e DMP

Monólitos de solo foram coletados no campo e secos ao ar até a perda da umidade excessiva. Após as amostras foram fracionadas com auxílio de um quarteador, em operações repetidas, até que se obteve uma subamostra de aproximadamente 50 g. A subamostra foi distribuída homogeneamente sobre a peneira superior de um conjunto de peneiras com aberturas de 4,76 mm, 2,00 mm, 1,00 mm; 0,50 mm; 0,25 mm; 0,105 mm e 0,053 mm, mais o fundo de peneira, e submetida a um agitador mecânico vibratório, durante 1 minuto com potência de 30% (Salton et al., 2012). O conteúdo retido em cada peneira foi transferido para recipientes de massa conhecida e determinado a massa e o percentual dos agregados retidos em cada peneira e calculado o Diâmetro Médio Ponderado via seca (DMP) pela fórmula 5, elaborada por Kemper e Rosenau (1986):

$$DMP = (x_{is} \cdot w_{is}) \quad (5)$$

Em que: DMP – diâmetro médio ponderado, em mm; w_{is} – proporção de agregados em cada classe/peneira em %; x_{is} – diâmetro médio de cada classe, em mm.

Para estimar o percentual de macroagregados, foi realizado o somatório do conteúdo de solo retido nas peneiras maiores que 0,25mm e para microagregados o somatório de solo contido nas peneiras com malha inferior a 0,25mm.

Densidade

A densidade do solo foi calculada pelo quociente da massa de solo e o volume do anel volumétrico, com adaptações, segundo Teixeira et al. (2017). Foram coletadas triplicatas de solo com anéis volumétricos de bordas biseladas, de aproximadamente 4,88 cm de diâmetro e 5,28cm de altura, na posição vertical em trincheiras abertas no solo. As amostras foram secas em estufa a 105 °C por 48 horas, e após retiradas e deixadas esfriar e posteriormente realizada a pesagem e o cálculo conforme a equação 6:

$$D_s = m_a / V \quad (6)$$

Em que: D_s – densidade do solo, em kg dm⁻³ (equivalente a g cm⁻³); m_a – massa da amostra de solo seco a 105 °C até peso constante, em g; V – volume do cilindro, em cm³.

Resistência e umidade

A Resistência do solo à penetração (RP) foi avaliada nas profundidades de 0 – 40 cm, com o uso de penetrômetro digital (Falker, Porto Alegre, Brasil) com gradações de 1 cm em 5 pontos amostrais de cada parcela (ver Nascimento et al, 2020). Para estimar a umidade do solo foram coletadas amostras deformadas de solo, transferidas para recipientes com peso conhecido e pesadas. Posteriormente, as amostras foram transferidas para estufa a 105 °C, deixando-as nessa condição até peso constante e novamente pesadas (Viana et al., 2017). A equação 7 foi utilizada para estimar a umidade atual:

$$CGA = (a-b) / b \quad (7)$$

Onde: CGA é o conteúdo gravimétrico de água em kg kg⁻¹; a – massa da amostra úmida, em g; b – massa da amostra seca a 105 °C até atingir peso constante, em g.

Porosidade

Três sub amostras de solo foram coletadas em trincheiras abertas no solo em um ponto central de cada parcela com auxílio de anéis volumétricos de bordas biseladas, de aproximadamente 4,88cm de diâmetro e 5,28cm de altura. Após a coleta das amostras, ainda no campo, retirou-se o excesso de solo dos bordos dos anéis e o bordo inferior do anel foi envolvido com tecido de poliéster e elástico de borracha para evitar perdas de solo. Em laboratório, as amostras foram colocadas para saturar em bandejas plásticas com altura de água atingindo 3/4 da altura dos anéis. Após 24 h de imersão em água, obteve-se a massa saturada das amostras. Em seguida, por meio da mesa de tensão (Dane e Hopmans, 2002), iniciou-se a drenagem das amostras na

tensão de 0,006 MPa, obtendo a massa úmida do solo em equilíbrio nessa tensão. Em seguida foram colocadas para secar a 105° C por 48h em estufa de aeração forçada para obtenção de massa de solo seco. Considerando que a tensão de drenagem de 0,006 MPa é suficiente para retirar a água alocada nos macroporos, foi possível determinar o volume de microporos de acordo com os procedimentos descritos em Danielson *et al.* (1986). Com a diferença entre as massas das amostras saturadas com água e secas a 105 °C, tendo o volume conhecido das amostras, calculou-se a porosidade total do solo. A macroporosidade foi obtida pela diferença entre a porosidade total e a microporosidade do solo.

Quociente metabólico

O quociente metabólico (qCO₂) foi determinado segundo metodologia proposta por Anderson e Domsh (1993) através da relação da respiração microbiana/biomassa microbiana e seu valor expresso em mg C-CO₂ g⁻¹ CBM h⁻¹. A respiração microbiana do solo (RMS) foi estimada pelo CO₂ evoluído a partir de 25 g de solo durante 167 h, com extração através de NaOH 1 mol L⁻¹ e titulação com HCl 0,5 mol L⁻¹ (ALEF e NANNIPIERI, 1995). Enquanto a determinação do carbono da biomassa microbiana do solo (C.BMS) foi feita pelo método de irradiação-extração, metodologia adaptada de Islam e Weil (1998) e Brookes et al. (1982) utilizando-se, em lugar do clorofórmio, o forno de micro-ondas (2.450 Mhz, marca Brastemp, modelo BMS45CBBNA) para eliminar os microrganismos e liberar os componentes celulares. Foram pesadas 10 g de cada amostra de solo em placas de petri, totalizando 4 placas de petri por amostra de solo. Duas placas contendo solo foram submetidas ao processo de irradiação no micro-ondas por 120 segundos, período determinado pelo cálculo de potência do micro-ondas e do tempo de exposição, e duas foram mantidas sem irradiação. Posteriormente, as amostras foram submetidas a uma extração rápida, com K₂SO₄ 0,5 mol L⁻¹, procedendo-se sequencialmente à determinação do carbono (DA SILVA; DE AZEVEDO e DE-POLLI, 2007). O carbono da biomassa microbiana do solo (C.BMS) foi calculado pela equação 8:

$$CBMS = (CI - CNI) / Kc \quad (8)$$

Onde: CBMS = carbono da biomassa microbiana do solo em mg de C por kg de solo; CI = quantidade de C (mg kg⁻¹) recuperada na amostra irradiada; CNI = quantidade de C (mg kg⁻¹) recuperada na amostra não irradiada; kc = fator de correção que

representa a eficiência do extrator em extrair C da biomassa microbiana do solo (adimensional), $k_c = 0,33$ (SPARLING e WEST, 1988).

Quociente microbiano

O quociente microbiano (qMIC) foi calculado utilizando o carbono da biomassa microbiana do solo (SMBC) como uma porcentagem do carbono orgânico total (org-C) do solo, de acordo com a equação 9:

$$qMIC (\%) = CBMS / COT \quad (9)$$

Em que: CBMS é o carbono da biomassa microbiana, em mg CBM. kg⁻¹ solo seco;

COT: carbono orgânico do solo, em g C kg⁻¹ solo seco.

Para o cálculo do índice, foi utilizado o teor de C obtido dos extratos na determinação da biomassa microbiana, enquanto o C orgânico total foi determinado pelo método adaptado de Sparks (1996).

CAPÍTULO III - RESPOSTA DE ÍNDICES ECO-FISIOLÓGICOS Á ESTABILIZAÇÃO DO CARBONO ORGÂNICO DO SOLO MEDIANTE A APLICAÇÃO DE CÁLCIO, SILÍCIO, UREIA E BIOMASSA VEGETAL

Improving nature-based solutions for regenerative tropical agrosystems by enhancing the soil stabilised organic carbon fraction

Abstract

Increasing and maintaining SOC stocks is a highly effective strategy for mitigating the effects of global warming and the best way to improve soil agricultural quality. This approach helps prevent shifting cultivation and new deforestation while reducing environmental degradation. We hypothesised that the use of high-quality substrates associated with polyvalent cations can enhance the stable fraction of soil organic matter. Therefore, we aimed to assess the effect of Ca and Si associated with high-quality biomass and N on the eco-physiological indices qCO_2 and $qMIC$, as well as on stabilised soil organic carbon fractions in a Arenic Hapludult soil on the Amazon periphery. Soil samples were collected from the 0–10 cm and 10–20 cm layer and four replicates of the following treatments were tested: U (urea); L (legume); L + U; Ca + L (calcium + legume) Si + L (silicon + legume); Ca + L + U; Si + L + U; and Ca + Si + L + U. We found that cations significantly influenced the eco-physiological indices, decreasing qCO_2 , increasing $qMIC$, and subsequently enhancing the stabilised C fraction (MAOC). Si showed a higher capacity for MAOC accumulation than Ca, with a notable difference of 32% observed between (Si+L) and (Ca+L). Recalcitrance plays a minor role in C dynamics in the humid tropics, underscoring the importance of SOM stabilisers as key drivers for C accumulation. However, whereas Ca relied on synthetic N to increase stabilised C fraction, Si achieved this through biological N. The higher N concentration in maize plants treated with Si suggests a greater capacity for N release, enhancing N availability and promoting soil rootability. This outcome can be decisive in preventing the adverse effects of synthetic N's gas emissions and reducing costs for farmers. Our findings can greatly contribute to mitigating CO_2 emissions in agricultural systems, highlighting the potential for future agroecosystem sustainability and enhanced resilience.

Keywords: Carbon. Nitrogen cycles. Climate mitigation. Tropical soils. Calcium. Silicon.

INTRODUCTION

Soils are the largest global reservoir of active organic carbon (C) cycling, as soil organic matter (SOM) contains more C than that stored in vegetation and the atmosphere combined, or three times more C than in the atmosphere (Pierson et al., 2022). Therefore, even minor changes in the balance between inputs to and outputs from SOM would significantly impact atmospheric C (Dignac et al., 2017; Liang et al., 2017). Consequently, increasing and maintaining soil organic carbon (SOC) stock is one of the most efficient strategies for mitigating the impact of global warming driven by atmospheric CO_2 (IPCC, 2022). Furthermore, enhancing soil resilience to climate

change through C accumulation represents the optimal approach for improving soil agricultural quality, diminishing the need for shifting cultivation, preventing new deforestation, and reducing environmental degradation (Walthall et al., 2012; Huppmann et al., 2018).

In the humid tropics, biological productivity and ecosystem health rely heavily on maintaining a balance between SOC input and loss, along with the adequate maintenance of cations in the soil (Quesada et al., 2020). In these regions, environmental degradation occurs when agrosystem management fails to counteract natural processes that diminish SOC content, primarily due to fast turnover and decreased sum of basic cations (SBC) caused by high leaching rates (Moura, 2023). Interdependent, these processes are accelerated by the intensity of climate change, which favours breaking the bonds between polyvalent cations and organic compounds (Ramos et al., 2018). To reverse these processes, prolonged periods of soil moisture combined with consistent year-round warm weather support nature-based solutions, such as the fast growth of nitrogen (N) fixer plants, leading to significant production of high-quality biomass (Berenguer et al., 2018). However, to harness these benefits, the soil microbial community must play a pivotal role during the biomass decomposition process, facilitating the increase of SOC stocks by forming microbial biomass and stabilising its residues (Buckeridge et al., 2020). This includes the transformation of biomass into stable SOC with decreased CO₂ loss, or rather, an increased C use efficiency is necessary (Liang et al., 2017).

In humid tropical regions, where climate and soil conditions favour high decomposition rates and fast turnover, recalcitrance appears to be less critical than microorganism activity for microbial biomass production in C accumulation processes (Moura et al., 2023; Nunes et al., 2024). Since the last decade, it has been widely acknowledged that the most persistent organic C in soil may not derive from recalcitrant plant litter or their residues but rather from C consumed by microorganisms, partly mineralised for energy acquisition (catabolism) and then partly used for building microbial biomass (anabolism) (Kästner & Miltner, 2018). Therefore, in addition to the efficiency of microorganism communities, the substrate quality, including the C:N ratio, emerges as the primary driver for microbial C production (Angst et al., 2021). N availability influences growth and respiration as

decomposer cells strive to maintain a balanced composition of C and nutrients. When the availability of nutrients increases and the nutrient exceeds the microorganisms' necessary equilibrium, C accumulation increases. Conversely, N restriction reduces C accumulation (Adingo et al., 2021). Moreover, in tropical agricultural systems, N availability and harnessing are crucial to improve crop performance, relying on biomass decomposition and SOM accumulation (Nunes et al., 2024). Effective soil management as a C sink presents some uncertainties that require clarification to comprehend the link between microbial decomposition, microbial C production, and the build-up of stabilised SOC and increased C stocks (Cotrufo et al., 2022; Buckeridge et al., 2020).

Microbial biomass, during or after its conversion and stabilisation, can associate with minerals within soil aggregates or become incrustated with polyvalent cations, such as Fe, Ca, Al, Mg, or Si precipitates (Liang et al., 2019; Ellerbrock and Gerke 2018). However, in tropical sandy loam soil characterized by low clay mineral content and weak coarse soil structure, increased availability of polyvalent cations appears to be the primary alternative for the chemical protection of SOC (Nunes et al., 2024; Sena et al., 2020). Organo-mineral interactions facilitate those between cations and microbial biomass, which can be crucial in stabilising SOM (Kleber et al., 2015). Recent studies have demonstrated positive relationships between polyvalent cations and SOC stability (Rowley, Grand and Verrecchia, 2018; Song et al., 2018; Dlamini et al., 2019). Bonds formed between organic compounds and mineral surfaces have been associated with minimising microbial degradation of organic compounds (Porrás et al., 2018).

The effectiveness of cations in interacting with SOC primarily relies on the availability of coordination sites, while the binding strength between cations and SOC is also related to ionic potential (Sposito, 2008; Kleber et al., 2015). From a practical standpoint, Si and Ca emerge as the most promising polyvalent cations for tropical soil management due to their affordability and intrinsic capacity to interact with microbial compounds resulting from microorganism activities (Nunes et al., 2024; Ellerbrock and Gerke, 2018). However, a long time is necessary to detect significant changes in soil stabilised C, which may lead to delayed or even ineffective decision-making regarding the adoption of optimal management practices (Anthony et al.,

2020). Therefore, attention has been directed towards the C utilisation efficiency of soil microorganisms or their ability to convert absorbed C into biomass C. This parameter is highly responsive to management effects and can effectively evaluate ongoing improvements or warning signs of soil quality deterioration (Liang et al., 2020). Consequently, assessing eco-physiological parameters allows for rapid detection of changes in soil organic properties resulting from management practices, enabling prompt and efficient corrective measures (Silva et al., 2021). The eco-physiological approach in soil microbiology, as introduced by Anderson et al. (1978), involving metabolic (qCO_2) and microbial ($qMic$) quotients facilitates early measurement of the effective activity of the soil microbial community for microbial biomass production, soil mineral interaction, and SOC storage (Almeida et al., 2018; Luo et al., 2020).

We hypothesised that in tropical agricultural systems, the use of high-quality substrate associated with polyvalent cations (Ca and/or Si) affects the eco-physiological indices during biomass decomposition, increasing the stable fraction of SOM and promoting N harnessing. Therefore, understanding these processes enables anticipation of whether microbial community activity or service results in lower or higher SOC content, consequently leading to lower or higher sustainability or soil degradation. This finding could indicate the contribution of the system to global warming, elucidating the degree of future agroecosystem sustainability and resilience status. In the scenario, we aimed to evaluate the effects of Ca and Si, applied individually or in combination, along with high-quality biomass and N, on eco-physiological indexes, stabilised SOC fraction, and N harnessing in a humid tropical soil of the Amazonian periphery.

MATERIALS AND METHODS

Area characterization

The experiment was conducted in the humid tropic region of the Amazonian periphery in the city of São Luís, Maranhão State (2° 31' 51" S, 44° 18' 24" W), from October 2021 to March 2023. According to the Köppen classification, the region is characterized by a hot and semi-humid equatorial climate with two well-defined seasons: a rainy season from January to June and a dry season with an accentuated water deficit from July to December. The average annual temperature is

approximately 27°C. The average annual precipitation during the experimental period was 2,851 millimetres (CPTEC, 2023). The region's soil exhibits cohesive characteristics (Giarola and Silva, 2002; Moura et al., 2012) and is classified as Arenic Hapludult, according to the Soil Survey Staff (2014). Table 1 shows the chemical and physical properties of the soil before the experiment.

pH (CaCl ₂)	P	Al + H	Ca	Mg	K	CTC	PBS	org- C	Coarse sand	Thin sand	Silt	Clay
	Mg dm ⁻³	 mmol dm ³					%		g kg ⁻¹			
4.0	15	25	15	9	1	50	50	20	300	545	65	90

Table 1. Chemical and physical properties of the experimental soil at a depth of 0–10 cm. PBS, per cent base saturation; CTC, cation exchange capacity, org-C, organic carbon.

Prior to our study, the area was used to evaluate the effect of leguminous biomass on soil attributes and crop productivity. Plots that exclusively contained legumes in the previous experiment were also maintained with legumes in the subsequent experiment. The implementation of this previous experiment took place in 2011. Maize (cultivar AG 7088) was sown at the onset of the rainy season during 2011–2013 and 2015–2018. In January 2014, soybeans were sown as crop rotation (data not shown). Fertilisation, as commonly recommended for the region for maize and soybean, consisted of applying 80 kg ha⁻¹ of P₂O₅ from triple superphosphate, 180 kg ha⁻¹ of K₂O from potassium chloride, and 5 kg ha⁻¹ of Zn in the form of zinc sulphate. Inorganic N was applied as urea at a concentration of 180 kg ha⁻¹ of N, exclusively in the plots that received this treatment (IAC, 2022).

Experimental design and conduction

The experiment was conducted under a no-tillage mulch system. In 2021, 1000 kg/ha/year of Ca (agricultural gypsum) and Si (diatomaceous earth) were applied in the predetermined plots. A randomized complete block design with eight treatments and four replicates was used. The following treatments were studied: 1) U (urea); 2) L (legume); 3) L + U (legume + urea); 4) Ca + L (calcium + leguminous); 5) Si + L (silicon + legume); 6) Ca + L + U (calcium + legume + urea); 7) Si + L + U (silicon + legume + urea); and 8) Ca + Si + L + U (calcium + silicon + legume + urea). The leguminous plants used as biomass sources were stylosanthes var. Campo Grande (*Stylosanthes capita* x *Stylosanthes macrocephala*), gliricidia (*Gliricidia sepium*), and leucena (*Leucaena leucocephala*), with respective C/N ratios of 10.6, 13.51, and

11.48. Dry matter application consisted of 1.300 kg ha⁻¹ of *Stylosanthes capitata*, 3.200 kg ha⁻¹ of *Leucaena leucocephala* and 3.200 kg ha⁻¹ of *Gliricidia sepium*, totalling 7.700 kg ha year, a standard rate for modified alley cropping systems according to Aguiar et al. (2010). *Stylosanthes* was cultivated within the experimental area, while the biomass of *leucaena* and *gliricidia* was obtained from trees growing in rows used as windbreaks around the experimental area. After cutting and applying the biomass, maize (*Zea mays* L. cultivar AG 1051) was sown with a spacing of 80 cm between rows and 20 cm between plants. At planting, fertilisers were manually applied at a rate of 55 kg P ha⁻¹ as triple superphosphate, 83 kg K ha⁻¹ as potassium chloride, and 5 kg Zn ha⁻¹ in the form of zinc sulphate. In plots receiving N, 50 kg sN ha⁻¹ was applied as urea. Moreover, these plots were fertilised at 25 and 44 days after the emergence of the maize plants with 50 kg ha⁻¹ of N as urea in each fertilisation (IAC, 2022).

Eco-physiological indices and fractionation of soil organic carbon analyses

In May 2023, four soil subsamples per plot were collected using a probe-type Dutch auger with a diameter of 100 mm at depths of 0–10 cm and 10–20 cm. The samples were homogenised to create a composite sample and kept in conditions similar to those for collection until they arrived at the laboratory, where they were sieved through a 2 mm mesh and stored. For the biological analyses, the samples were refrigerated at 4°C, while for the physical and chemical analyses, they were air-dried and stored in plastic bags.

Metabolic quotient

The metabolic quotient (qCO₂) was determined following the methodology proposed by Anderson and Domsh (1993) through the ratio of microbial respiration/microbial biomass. Microbial respiration (MR) was estimated by measuring the CO₂ evolved from 25 g of soil over 167 h, extracted using 1 mol L⁻¹ NaOH and titrated with 0.5 mol L⁻¹ HCl, as described by Alef and Nannipieri (1995). Soil microbial biomass carbon (SMBC) was determined by the irradiation-extraction method adapted from Brookes et al. (1982) and Islam and Weil (1998). Instead of chloroform, a microwave oven (2.450 Mhz, Brastemp, model BMS45CBBNA) was used to eliminate microorganisms and release cellular components.

For this, 10 g of soil was placed in each of the four Petri dishes. Two plates with soil were subjected to microwave irradiation for 120 seconds — a period determined by calculating microwave power and exposure time — and two were kept without irradiation. Subsequently, the samples were subjected to a rapid extraction with K_2SO_4 at 0.5 mol L^{-1} , proceeding sequentially to the determination of C (Silva, Azevedo and De-Polli, 2007). The SMBC was calculated by the equation 1 determined by Sparling and West (1988).

$$\text{SMBC} = \frac{(\text{irradiated C} - \text{non irradiated C})}{0.33} \quad (1)$$

Microbial quotient

The microbial quotient (qMIC) was calculated using the soil microbial biomass carbon (SMBC) as a percentage of the total organic carbon (org-C) of the soil, according to the equation:

$$\text{qMIC (\%)} = \frac{\text{SMBC}}{\text{TOC}} \quad (2)$$

To calculate the index, the C content obtained from the extracts in the determination of microbial biomass was used, while the total organic C was determined by the method adapted from Sparks (1996).

Soil and plant analyses

Undisturbed soil samples collected in May 2023 using 100 cm^3 volumetric rings were used to determine soil bulk density (ρ_s), which was calculated as m/v , where m is the dry collection soil mass at 105°C and v is the ring volume (Thomasson, 1978). Soil pH was measured using the soil- CaCl_2 system by weighing 10.0 g of soil sample into 100 mL polyethylene bottles and adding 50 mL of calcium chloride solution (prepared at soil to 0.01 M CaCl_2 , 1:5 w/v ratio), following the FAO (2021) method.

Plants' dry matter and total N content were measured during the tasselling physiological stage of maize. At each sampling, five plants were randomly selected from each plot. All plant materials were dried at 60°C for three to four days until a constant weight was achieved and then ground for analysis. N content in each sample was determined by digesting the mass of dried plant matter in sulphuric acid ($\text{H}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}_2$), following the standard distillation method described by Cottenie (1980). The parameter related to N in the maize plants were

calculated according to Fageria and Baligar (2005), as follows: accumulated N at tasselling (ANAT) = dry matter at tasselling (kg/ha) x N at tasselling (g kg) / 1000.

Particulate organic carbon (POC) and mineral associated organic carbon (MAOC) were evaluated according to the method adapted from Cambardella and Elliott (1992). For this, 10 g of air-dried soil was weighed and sieved through a 2 mm mesh and placed in 250 ml polyethene cups. Subsequently, 40 ml of sodium hexametaphosphate dispersing solution (5 g L⁻¹) was added to each cup. The samples were then shaken for 15 hours in a horizontal shaker with 130 min⁻¹ oscillations, passed through a 0.053 mm mesh sieve and rinsed multiple times with distilled water until the clay was completely removed. The particulate material retained on the sieve was transferred to polyethene cups using water jets. Afterwards, the material was dried in an oven with forced air circulation at 50°C until a constant mass was reached.

After drying, the material was weighed, and the mass of the particulate fraction (MPF) was determined. Then, it was ground and homogenised before being subjected to the determination of the total organic carbon (TOC) (Sparks, 1996). This method involves C oxidation via potassium dichromate, allowing for the determination of the C content of the particulate fraction of the soil (CFP). POC was calculated according to the equation 3:

$$\text{POC} = \frac{\text{CFP} \times \text{MPF}}{10 \text{ gr}} \quad (3)$$

MAOC was calculated by the difference between TOC and POC, using the equation 4:

$$\text{MAOC} = \text{TOC} - \text{POC} \quad (4)$$

The carbon stock (CS) was then calculated according to the equation 5 proposed by Veldkamp (1994), as follows:

$$\text{CS} = (\text{MAOC} \times \text{Ds} \times e) / 10 \quad (5)$$

Where: CS = carbon stock (Mg.ha⁻¹); MAOC = mineral associated with organic C content at a depth of 20 cm (g kg⁻¹); Ds = soil density at a depth of 20 cm (kg dm⁻³); e = thickness of the evaluated layer (20 cm). The soil density was estimated using Klute's (1986) method. The values obtained for each treatment were U=1.56; L=1.52; L+U=1.58; Ca+L=1.55; Si+L=1.53; Ca+L+U=1.57; Si+L+U=1.53; Ca+Si+L+U=1.49.

Statistical analyses

The results were submitted to analysis of variance (ANOVA), testing for homogeneity and normality, followed by Tukey's test to compare the means of the variables of each treatment at a 5% significance level. Pearson's linear correlation was adopted. The packages *exp.DES.pt*, *GGally* and *ggplot2* were used in R version 4.3.2 (2023).

RESULTS

The addition of polyvalent cations had a significant impact on the eco-physiological indices. Notably, the highest qCO_2 values were observed in treatments lacking polyvalent cations (L, U and L+U), where qCO_2 exceeded that of all the treatments with cations. In contrast, the lowest qCO_2 was found in the Si+L treatment, almost four times lower than in L and L+U and almost three times lower than in U. No significant differences were observed between the treatments with cations regarding qCO_2 (Figure 1a). For $qMIC$, the differences between treatments were less enlightening. However, in contrast to qCO_2 , the highest $qMIC$ was observed in Si+L, surpassing other treatments except for Ca + L. The lowest microbiological activity was recorded in L+U, two and half times lower than in Si+L and two times lower than in Ca+L. However, this difference in Ca+L did not persist when compared to the other treatments (Figure 1b).

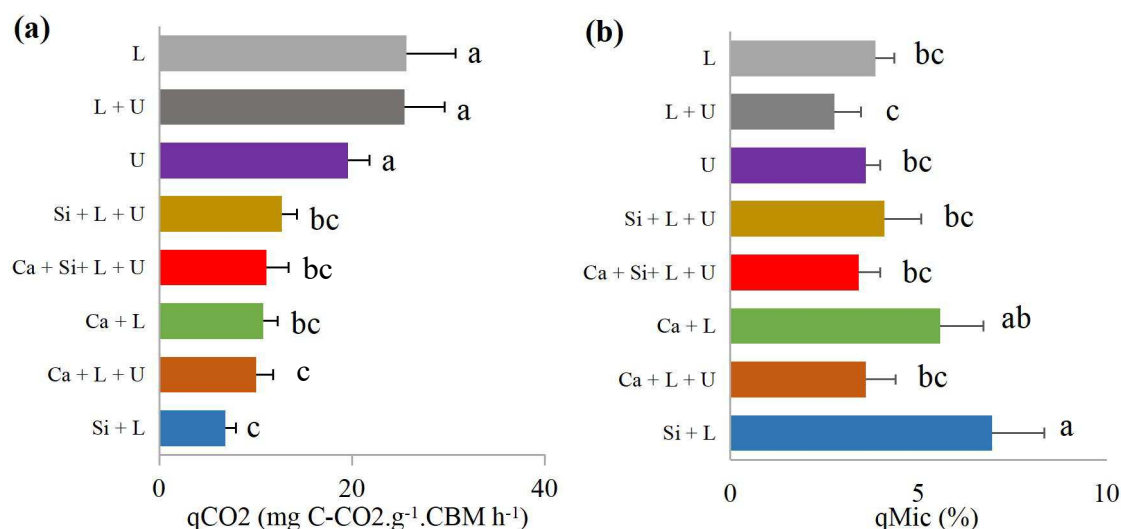


Figure 1. (a) Metabolic quotient (qCO_2) and (b) microbiological quotient ($qMIC$) at a depth of 0-10 cm. Different letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).

Concerning the C fractions, polyvalent cations increased the MAOC fraction, which was higher in the Ca+Si+L+U, Si+L and Ca+L+U treatments than those without cations (Figure 2). However, Si was more efficient than Ca, demonstrating independence from N for C stabilisation. Specifically, while Si+L+U did not differ from Si+L, Ca+L+U was 28% higher than Ca+L, which was not even different from L+U. Meanwhile, Si+L was equal to Ca+L+U, and the difference between Si+L and Ca+L was 32%. In addition, there was a 43% increase in MAOC when comparing the conventional treatment U to Ca+Si+L+U. Similarly, cations increased POC fraction, particularly when Ca was used with U, or when Si was used without U. Thus, the results for POC in the treatments were as follows: Ca+Si+L+U = Si+L = Ca+L+U > Si+L+U = Ca+L = L+U = L > U (Figure 3). Furthermore, while the POC:MAOC ratio was 0.58 in Si+L and decreased to 0.36 with N addition in Si+L+U, it was 0.48 in Ca+L and increased to 0.59 in Ca+L+U.

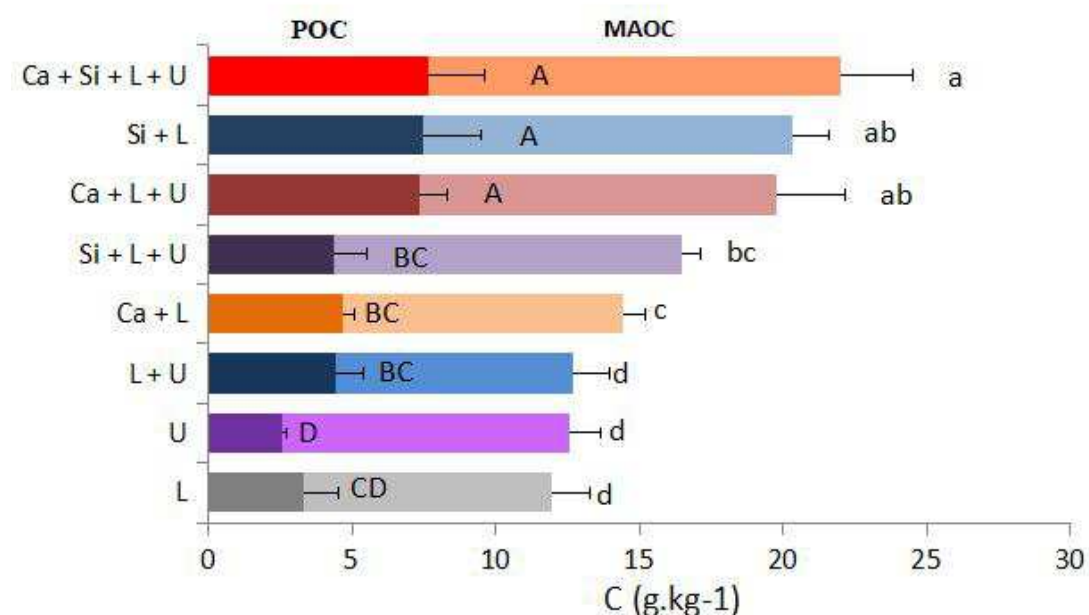


Figure 2. (a) Total organic carbon (TOC) fractionated into particulate organic carbon (POC) and organic carbon associated with minerals (MAOC) at a depth of 0 – 10 cm. Different capital letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test for POC and lower letters for MAOC. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).

Changes in MAOC were significant compared to the conventional treatment (U) only when Si + biomass or Ca + biomass + N were used (Figure 3). Indeed, the

conventional system (U) biomass alone (L), biomass with N (L+N), or with Ca (L+Ca) were not able to increase accumulated C. In contrast, using Si with biomass (Si+L) doubled the amount of accumulated C compared to biomass alone. When this treatment was compared to biomass with urea (L+U), accrual was 35%.

The harnessing of N and its concentration in maize increased when cations were applied. However, Si was more efficient than Ca in promoting N uptake. Indeed, the concentration in maize plants was 72% higher in Si + L than in Ca+L (Figure 3). When urea was used in these treatments, there was no increase in N concentration with Si, but with Ca, the increase was 65%. Si with biomass (Si+L) increased N concentration in maize by more than 75% compared to two treatments: biomass alone (L) and the conventional treatment (U). When Si+L+U was compared to biomass plus urea (L+U), the difference in accrual due to Si was 47%.

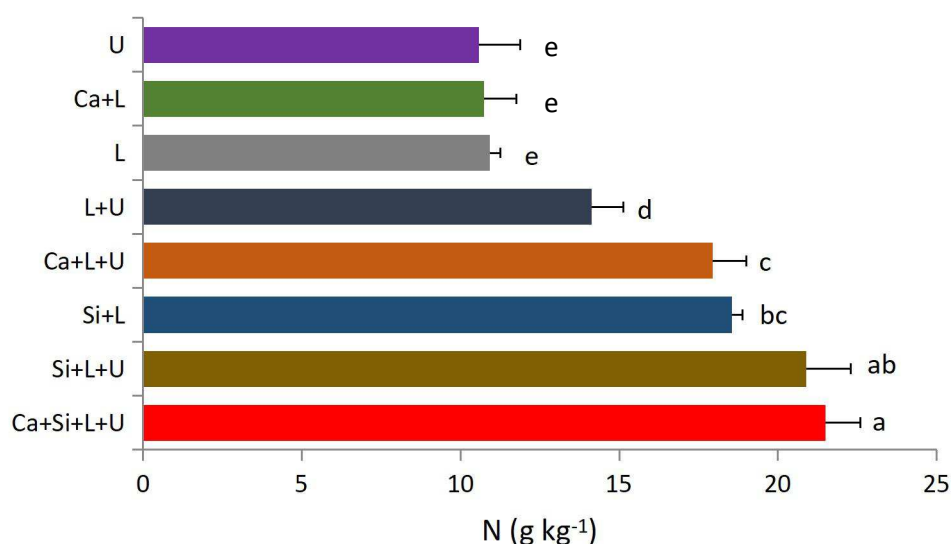
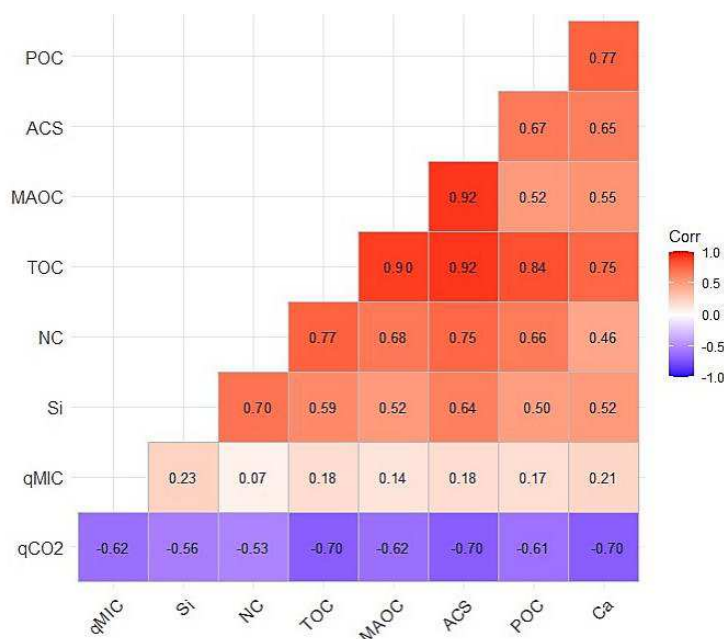


Figure 3. Leaf nitrogen concentration in *Z. mays* at the flowering stage. Different letters indicate significant differences ($p \leq 0.05$) among the sites based on one-way ANOVA followed by Tukey's test. U (urea); L (leguminous); L + U (leguminous + urea); Ca + L (calcium + leguminous); Si + L (silicon + leguminous); Ca + L + U (calcium + leguminous + urea); Si + L + U (silicon + leguminous + urea); Ca + Si + L + U (calcium + silicon + leguminous + urea).

Ca and Si presented significant positive correlations of 0.55 and 0.52 with MAOC and 0.77 and 0.55 with POC, respectively (Figure 4). Significant negative correlations of -0.70 and -0.56 for qCO_2 were observed when Ca and Si were present in the soil, respectively. MAOC and POC also showed significant negative correlations with qCO_2 (-0.62 and -0.61). The accumulated C stock had a significant negative

correlation (-0.70) with qCO_2 and no significant correlation for $qMIC$. This correlation pattern was also observed for N concentration in maize, particularly the significant positive correlation of 0.71 with Si (Figures 4 and 5).

Three groups influencing COS stability were evident in the principal component analysis (PCA) (Figure 5). The first group, comprising L, U and L+U, was related to increased soil respiration and qCO_2 . The second group (Ca+Si+L+U, Ca+L+U, and Si+L+U) showed that the association between cations and urea directly reduced microbial respiration, thereby increasing soil C. The third group (Ca+L and Si+L) had a greater capacity for C utilisation by microorganisms ($qMIC$). Axis 1 (62%) and axis 2 (14.9%) of the PCA together explained 76.9% of the variance and indicated that Ca, Si, TOC, POC, MAOC and NC had a strong association and trend towards the qCO_2 . That is, when the concentrations of these variables increased, qCO_2 tended to decrease,



and $qMIC$ increased. The largest contribution observed in axis 1 was from the variable TOC (18%), while the smallest was from $qMIC$ (2%). For axis 2, the greatest contribution was from the $qMIC$ (68%), with Ca having the lowest contribution (0.1%).

Figure 4. Correlation coefficients between polyvalent cations, microbiological indices, nitrogen and soil carbon fractions. TOC (total organic carbon), POC (particulate organic carbon), MAOC (mineral associated organic carbon), qCO_2 (metabolic quotient), $qMIC$ (microbial quotient), Ca (calcium), Si (silicon), ACS (accumulated carbon stock), NC (nitrogen concentration).

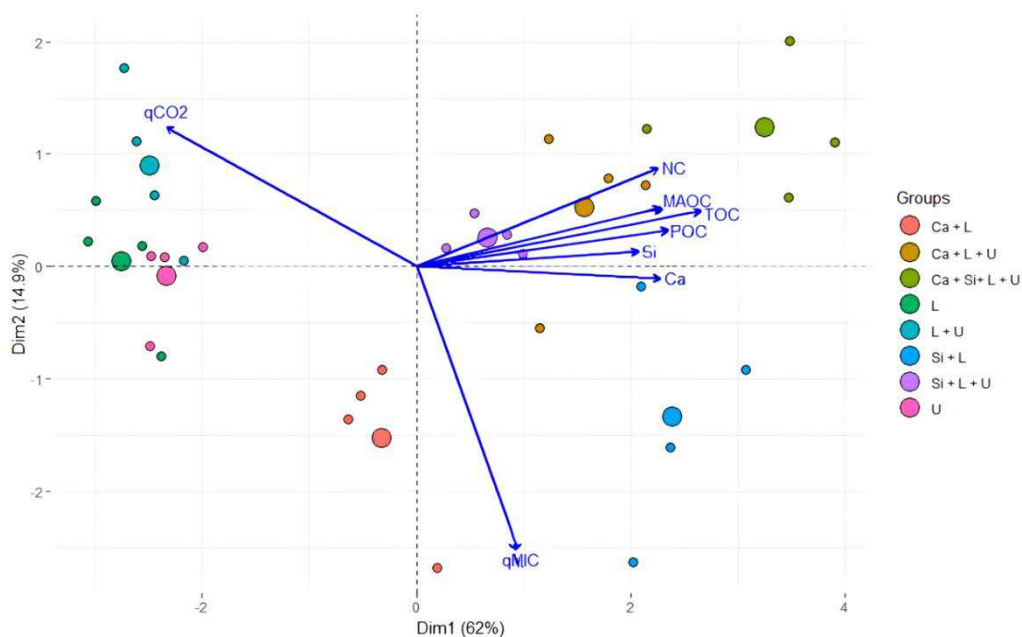


Figure 5. Principal component analysis (PCA) ordination plot of the importance of associations between eco-physiological indices, polyvalent cations and soil organic carbon in the 0-10 cm deep layer. TOC (total organic carbon), POC (particulate organic carbon), MAOC (mineral associated organic carbon), qCO₂ (metabolic quotient), qMIC (microbial quotient), Ca (calcium), Si (silicon), NC (nitrogen concentration).

DISCUSSION

Eco-physiological indices and stabilised soil organic carbon accumulation

Understanding the connections among the processes of soil biomass transformation, cations availability, and stabilised C accumulation can clarify how modifying the soil environment can steer microbial community activities for the effective conversion of soil towards a C sink. In this experiment, the eco-physiological approach enabled the measurement of the microbial activity's capacity to contribute to storing stabilised C when the energetic metabolism balance of soil microbial communities was altered by targeted environmental modification towards C stabilisation.

Ca and Si application negatively affected the respiration rate per unit microbial biomass C, termed the metabolic quotient (qCO₂), as shown in Figure 1a. This means a higher anabolism:catabolism ratio. Therefore, the lower qCO₂ values in the treatments with polyvalent cations signify greater microbial biomass production and other microbial products, contributing to increased microbially-driven soil stabilised C. In contrast, this process may not significantly contribute to C accumulation and soil health in treatments where biomass was readily recycled into decomposed

microbial biomass (such as in L+U). However, the decomposition rate of microbial biomass could be quite low when protected by Ca and Si oxides, as suggested by recent studies (Wang et al., 2020; Liang et al., 2019) and demonstrated here. Additionally, significant differences between treatments with Ca and Si expressed the differential capacity between these polyvalent cations to form complexed organo-organic or organo-cation structures, providing chemical protection to soil microbial biomass against microbial decomposers (Sposito, 2008; Jastrow, Amonette and Bailey, 2007; Sutton et al., 2005).

The comparison of qCO_2 and $qMIC$ between Si+L and L+U suggests that organic C accumulated in the Si plot, whereas it declined in the L+U plot, where soil resources are being exploited despite conventional fertilisation with synthetic N and biomass. These results support the conclusion that biomass alone, along with conventional fertilisation, is insufficient for accruing stabilised C. Therefore, biomass must be associated with cations to prevent land degradation in the humid tropics (Nunes et al., 2024; Moura et al., 2023; Sena et al., 2020).

As expected, MAOC was associated with lower qCO_2 and higher $qMIC$. However, it is worth highlighting that Si showed a higher capacity for MAOC accumulation than Ca. For instance, the difference between Si+L and Ca+L in terms of MAOC was 32%. Compared other cations, Si is more important in controlling the long-term global C cycle through complex interactions with microbial C storage. Mechanisms such as biogeochemical weathering of silicates, diatom, and phytolith C sequestration are some of the responsible processes by which Si interacts with SOC (Song et al., 2018). These interactions express the capacity of metal cations to bind organic compounds, a process that depends largely on the displacement of the hydration shell, cation valence, and its ionic potential (Ellerbrock and Gerke, 2018). Therefore, Si exhibited a greater influence than Ca in achieving an efficient energetic balance, thereby enhancing the potential for mineral protection of organo-cation molecules against microbial activities (Wang et al., 2020; Li et al., 2017). Furthermore, POC and MAOC accumulation results suggest that recalcitrance is less critical in humid tropical regions characterized by intense climate and soil microbial activity. Instead, C stabilisers such as polyvalent cations are necessary to favour the net balance of soil C accrual versus loss, a pivotal aspect for future climate predictions.

N effect on C accumulation and of cations on N harnessing

The N effect on C stabilisation has been a subject of controversy, and in this experiment, the result was even contradictory. When used in conjunction with Ca, N increased MAOC and POC. However, with Si, it reduced POC and did not affect MAOC. Interestingly, the effects of N addition on both POC and MAOC fraction C have differed among several studies, reported to be positive (Wu et al., 2023) and negative (Cusack et al., 2011). The interactions between Si and high-quality biomass, characterized by its high N content, mitigate the effect of synthetic N application on N availability, resulting in higher harnessing of biological N derived from leguminous biomass. There is sufficient evidence that the soil microbe community interacts with Si in soil by altering the transformation of the composition and abundance of the bacterial community (Liao et al., 2020). The contribution of the ambient Si availability to the growth of microbes, such as fungi and bacteria, is well known since the study by Wainwright et al. (1997). Given that the microorganism's ability to convert absorbed C into biomass C is directly related to their growth, the higher MAOC observed in the Si+L treatment can be attributed to mechanisms that foster positive interactions between Si, microbial grow, and high-quality biomass (Neu et al., 2017; Pati et al., 2016).

In turn, the higher N harnessing by maize in the treatment with Si can be attributed to two main factors. First, through the mechanism by which biomass and soil microbes interact with soluble Si to increase microbe abundance, thereby accelerating biomass turnover and N availability (Mabagala et al., 2022). This mechanism has been exhaustively demonstrated in paddy rice field ecosystems with straw returned, where Si accelerates straw decomposition and SOM turnover, increasing nutrient use efficiency (Liao et al., 2020). Another contributing factor is the positive effect of increased MAOC on soil rootability, creating a more favourable environment for root growth. In the same soil, the rise in MAOC resulted in a 40% reduction in soil penetration resistance and doubled N uptake (Nunes et al., 2024; Sena et al., 2020).

It is worth highlighting that the results of the correlation analyses suggest a trend in opposite directions for Ca and Si concerning qCO_2 . That is, when the concentrations

of these variables increase, qCO_2 tends to decrease, while TOC, POC, MAOC, and NC increase. However, the combined effect of these cations was not cumulative, as it was not superior to Si used alone. In addition, these analyses showed that $qMIC$, unlike qCO_2 , was unsuitable for evaluating C stabilisation. In the PCA, the strong association observed between cations, TOC, POC and MAOC indicated these cations as the main explanatory drivers to the formation and protection of SOC through the reduction of qCO_2 and the increase in microbial $qMIC$. The main agronomic outcome of these processes was the increased harnessing of biological N, as confirmed by the presence of the NC component associated with cations and SOC fractions.

CONCLUSION

Our findings highlight the important contribution of Ca and Si to C stabilisation compared to biomass plus conventional fertilisation, which was not able to increase SOC. In the humid tropics, characterized by strong climate influence and intense microbial activity, recalcitrance plays a minor role in increasing C stock. Therefore, SOM stabilisers such as Si and Ca emerge as two key drivers of C accumulation. However, significant differences were observed between the cations used. While Ca depended on synthetic N to increase stabilised C fraction, Si achieved this by harnessing biological N from leguminous biomass. The higher N concentration in maize plants treated with Si suggests a greater capacity to release N, augmenting its availability and improving soil rootability. This outcome can be decisive in preventing harmful environmental effects of N, increasing the capacity of the system to contribute to global warming mitigation while reducing costs to farmers. Our findings could significantly contribute to enhancing the future agroecosystem's sustainability and resilience, indicating potential reverse CO_2 fluxes in agricultural systems.

Acknowledgments

This study was financed in part by the ***** – Finance Code *****.

REFERENCES

Adingo S., Yu J.R., Xuelu L., Li X., Jing S., Xiaong Z. 2021. Variation of soil microbial carbon use efficiency (CUE) and its Influence mechanism in the context of global environmental change: a review. PeerJ. 9:e12131. <https://doi.org/10.7717/peerj.12131>

Aguiar, A. D. C. F.; Bicudo, S. J.; Costa Sobrinho, J. R. S.; Martins, A. L. S.; Coelho, K. P.; Moura, E. G. 2010. Nutrient recycling and physical indicators of an alley cropping system in a sandy loam soil in the pre-Amazon region of Brazil. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, v. 86, p. 189-198. <https://doi.org/10.1007/s10705-009-9283-6>

Alef, K., Nannipieri, P. 1995. *Methods in applied soil microbiology and biochemistry*. London: Academic Press.

Almeida, L. F. J.; Hurtarte, L. C. C.; Souza, I. F.; Soares, E. M. B.; Vergütz, L.; Silva, I. R. 2018, Formação de matéria orgânica do solo afetada pela bioquímica da serapilheira de eucalipto - evidências de um estudo de incubação. *Geoderma*, 312:121–129, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.004>

Anderson, J. P. E., Domsh, K. H. 1993. The metabolic quotient (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environment conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biol. Biochem.*, Oxford, v. 25, n. 3, p. 393-395. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90140-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90140-7)

Anderson, J.P.E., Domsch, K.H. 1978. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 10, 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)

Angst, G., Mueller, K.E., Nierop, K.G.J., Simpson, M.J. 2021. Plant- or microbial-derived? A review on the molecular composition of stabilized soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*. 156, 108189. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108189>

Anthony, M.A., Crowther, T.W., Maynard, D.S., van den Hoogen, J., Averill, C. 2020. Distinct Assembly Processes and Microbial Communities Constrain Soil Organic Carbon Formation. *One Earth*. 2, 349–360 (2020). <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.03.006>

Berenguer E., Yadvinder M., Paulo B., Amanda N. C., Cardoso, J. F., Filipe F., Liana, C., Rossi, M.M., de Seixas, J. B. 2018. Tree growth and stem carbon accumulation in human-modified Amazonian forests following drought and fire. *Phil. Trans. R. Soc. B* 373:20170308. <http://doi.org/10.1098/rstb.2017.0308>

Brookes, P. C., Powlson, D. S., Jenkinson, D. S. 1982. Measurement of microbial biomass phosphorus in soil. *Soil Biol. Biochem.*, 14:319-326. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(82\)90001-3](https://doi.org/10.1016/0038-0717(82)90001-3)

Buckeridge, K.M., La Rosa, A.F., Mason, K.E., Whitaker, J., McNamara, N.P., Grant, H.K., Ostle, N.J. 2020. Sticky dead microbes: Rapid abiotic retention of microbial necromass in soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 149, 107929. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107929>

Cambardella, C., Elliott, E. 1992. Particulate Soil Organic-Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 777-

783.

<https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>

Cotrufo, M.F., Lavallee, J.M. 2022. Chapter One - Soil organic matter formation, persistence, and functioning: A synthesis of current understanding to inform its conservation and regeneration. Em: Sparks, D.L. (org.) *Advances in Agronomy*. p. 1–66. Academic Press.

CPTEC/INPE. 2023. Centro de Previsão do Tempo e Pesquisas Climáticas. <https://www.cptec.inpe.br/>

Cusack, D.F., Silver, W.L., Torn, M.S., Burton, S., Firestone, M. 2011. Changes in microbial community characteristics and soil organic matter with nitrogen additions in two tropical forests *Ecology*, 92 (3) (2011), pp. 621-632.

Dignac, MF., Derrien, D., Barré, P. et al. 2017. Increasing soil carbon storage: mechanisms, effects of agricultural practices and proxies. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 37, 14. <https://doi.org/10.1007/s13593-017-0421-2>

Dlamini, P. et al. 2019. Chemical stabilisation of carbon stocks by polyvalent cations in plinthic soil of a shrub-encroached savanna grassland, South Africa. *Catena*, v. 181, n. November 2018, p. 10. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104088>

Ellerbrock, R. H., Gerke, H. H. 2018. Explaining soil organic matter composition based on associations between OM and polyvalent cations. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 181, n. 5, p. 721-736. <https://doi.org/10.1002/jpln.201800093>

Ramos, F., T., Dores, E.F.G.C., Weber, O. L.S., Beber, D.C., Campelo Jr, J.H., Maia, J.C.S. 2018. Soil organic matter doubles the cation exchange capacity of tropical soil under no-till farming in Brazil. *Journal of the science of food and agriculture*. 98. 10.1002/jsfa.8881. <https://doi.org/10.1002/jsfa.8881>

Fageria, N.K., Baligar, V.C. 2005. Enhancing Nitrogen Use Efficiency in Crop Plants. *Advances in Agronomy*, 88, 97-185. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113\(05\)88004-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113(05)88004-6)

FAO. 2021. Standard operating procedure for soil pH determination. Rome.

Giarola, N. F. B., Silva, A P. 2002. Conceitos sobre solos coesos e hardsetting. *Sci. agric. (Piracicaba, Braz.)* 59 (3). <https://doi.org/10.1590/S0103-90162002000300030>
<https://doi.org/10.1890/10-0459.1>

Huppmann, D., Rogelj, J., Kriegler, E., Krey, V., Riahi, K. 2018. A new scenario resource for integrated 1.5°C research. *Nature Climate Change*, 8(12), 1027–1030. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0317-4>

INSTITUTO AGRONÔMICO DE CAMPINAS – IAC. 2022. Boletim 100: recomendações de adubação e calagem para o Estado de São Paulo. Organizado por Heitor Cantarella; Dirceu Mattos Jr.; Rodrigo Marcelli Boaretto; José Antonio Quaggio; Bernardo Van Raij. Campinas, SP: IAC.

IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

Islam, K. R., Weil, R. R. 1998. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. *Biol. and Fert. Soils*. 27: 408-416. <https://doi.org/10.1007/s003740050451>

Jastrow, J. D., Amonette, J. E., Bailey, V. L. 2007. Mechanisms controlling soil carbon turnover and their potential application for enhancing carbon sequestration. *Climatic Change*, v. 80, p. 5–23. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9178-3>

Kästner, M., Miltner, A.. 2018. Chapter 5 - SOM and Microbes—What Is Left From Microbial Life, Editor(s): Carlos Garcia, Paolo Nannipieri, Teresa Hernandez, *The Future of Soil Carbon*, Academic Press. Pages 125-163, ISBN 9780128116876. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811687-6.00005-5>

Kleber, M., Eusterhues, K., Keiluweit, M., Mikutta, C., Mikutta, R., & Nico, P. S. 2015. Mineral-organic associations: Formation, properties, and relevance in soil environments. *Advances in Agronomy*, 130, 1–140. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>

Klute, A. (Ed.) 1986. *Methods of soil analysis: part 1: physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Madison: Soil Science Society of America, 1188 p.

Li, D., Wen, L., Yang, L., Luo, P., Xiao, K., Chen, H., Zhang, W., He, X., Chen, H., Liang, B.C., VandenBygaart, A.J., MacDonald, J.D., Cerkowniak, D., McConkey, B.G., Desjardins, R.L., Angers, D.A. 2020. Revisiting no-till's impact on soil organic carbon storage in Canada. *Soil and Tillage Research*. 198, 104529. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104529>

Liang, C., Amelung, W., Lehmann, J., Kästner, M. 2019. Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter, *Glob. Change Biol.*, 25, 3578–3590. <https://doi.org/10.1111/gcb.14781>

Liang, C., Schimel, J., Jastrow, J. 2017. The importance of anabolism in microbial control over soil carbon storage. *Nat Microbiol* 2, 1710. <https://doi.org/10.1038/nmicrobiol.2017.105>

Liao, M., Fang, Z.P., Liang, Y.Q., Huang, X.H., Yang, X., Chen, S.S., Xie, X.M., Xu, C.X., Guo, J.W. 2020. Effects of supplying silicon nutrient on utilization rate of nitrogen and phosphorus nutrients by rice and its soil ecological mechanism in a hybrid rice double-cropping system. *J Zhejiang Univ Sci B*. 21(6):474-484. <https://doi.org/10.1631/jzus.B1900516>

Luo, X., Hou, E., Zhang, L., Wen, D. 2020. Dinâmica do carbono no solo em diferentes tipos de florestas subtropicais determinada por fracionamento de densidade

e análise de isótopos estáveis. *Forest Ecology and Management*, 475, 18401. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2020.118401>

Mabagala, F. S., Geng, Y. H., Cao, G. J., Wang, L. C., Wang, M. Zhang, M. L. 2020. Effect of silicon on crop yield, and nitrogen use efficiency applied under straw return treatments. *Applied Ecology and Environmental Research* 18(4):5577-5590. DOI:[10.15666/aeer/1804_55775590](https://doi.org/10.15666/aeer/1804_55775590)

Moura, E. G. 2021. Entre a Agricultura e a Ecologia, uma interface por onde transita a emancipação dos agricultores do trópico úmido. São Luís: UEMA, cap. 6 e 7, p. 63-97.

Moura, E. G. et al. 2012. Management of a cohesive tropical soil to enhance rootability and increase the efficiency of nitrogen and potassium use. *Soil Use and Management*, v. 28, p. 370–377. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2012.00424.x>

Neu, S., Schaller, J., Dudel, E.G. 2017. Silicon availability modifies nutrient use efficiency and content, C:N:P stoichiometry, and productivity of winter wheat (*Triticum aestivum* L.) *Sci Rep*, 7:40829. <https://doi.org/10.1038/srep40829>

Nunes, J. F., Campos, L.S., Aguiar, A.D.C.F., Mooney, S.J., Pimentel, K.A., Moura E. G. 2024. Understanding how management can prevent degradation of the structurally fragile soils of the Amazonian periphery. *Eur J Agron.* Feb;153:None. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2023.127037>

Pati, S., Pal, B., Badole, S., et al. 2016. Effect of silicon fertilization on growth, yield, and nutrient uptake of rice. *Commun Soil Sci Plan Anal.* 47(3):284–290. <https://doi.org/10.1080/00103624.2015.1122797>

Pierson, D., Lohse, K.A., Wieder, W.R. et al. 2022. Optimizing process-based models to predict current and future soil organic carbon stocks at high-resolution. *Sci Rep* 12, 10824. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14224-8>

Porras, J., Giannakis, S., Ricardo, A. Torres-Palma, Jhon J. Fernandez, Michaël Bensimon, Cesar Pulgarin. 2018. Fe and Cu in humic acid extracts modify bacterial inactivation pathways during solar disinfection and photo-Fenton processes in water. *Applied Catalysis B: Environmental*. Volume 235. <https://doi.org/10.1016/j.apcatb.2018.04.062>

Quesada, C. A., Paz, C., Oblitas, E. M., Phillips, O. L., Saiz, G., Lloyd, J. 2020. Variations in soil chemical and physical properties explain basin-wide Amazon forest soil carbon concentrations. *Soil*, v. 6, p. 53–88. <https://doi.org/10.5194/soil-6-53-2020>

Rowley, M. C., Grand, S., Verrecchia, É. P. 2018. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry*, v. 137, n. 1-2, p. 27-49. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>

Sena, V. G., Moura, E. G., Macedo, V. R., Aguiar, A. C.F., Price, A. H., Mooney, S. J., Calonego, J. C. 2020. Ecosystem services for intensification of agriculture, with

emphasis on increased nitrogen ecological use efficiency. *Ecosphere*, v. 11, n. 2. <https://doi.org/10.1002/ecs2.3028>

Silva, E. E., Azevedo, P. H. S., De-Polli, H. 2007. Determinação da força muscular basal (RBS) e quociente metabólico do solo (qCO₂). *Seropédica, Embrapa Agrobiologia. Comunicado técnico* 99, 4p.

Silva, M. O., Santos, M. P., Paz, S. A. C., Silva, R. L. V., Moura, I. A. A., Silva, R. S., & Costa, K. D.S. 2021. Qualidade do solo: indicadores biológicos para um manejo sustentável. *Brazilian Journal of Development*, v. 7, n. 1, p. 6853-6875. <https://doi.org/10.34117/bjdv7n1-463>

Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. [S.l: s.n.].

Song, Z., Liu, C., Müller, K., Yang, X., Wu, Y., Wang, H. 2018. Silicon regulation of soil organic carbon stabilization and its potential to mitigate climate change. *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 463-475. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.020>

Sparks, D.L., Paga, A.L., Helmke, P.A., Loeppert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A., Johnston, C.T., Summer, M.E., eds. 1996. *Methods of soil analysis: Chemical methods. Part 3*. Madison, Soil Science Society of America, p.961-1010.

Sparling, G. P., West, A. W. 1988. A direct extraction method to estimate soil microbial-C calibration in situ using microbial respiration and ¹⁴C-labeled cells. *Soil Biol Biochem.*; 20:337-43. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(88\)90014-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(88)90014-4)

Sposito, G. 2008. *The Chemistry of Soils*. Universidade de Oxford. Imprensa, Oxford, p.329.

Sutton, R., Sposito, G., Diallo, M.S., Schulten, H.R. 2005 Molecular simulation of a model of dissolved organic matter. *Environ Toxicol Chem* 24(8):1902–191. <https://doi.org/10.1897/04-567r.1>

Thomasson, A. J. 1978. Towards an objective classification of soil structure. *Journal of Soil Science*. 29 (1), pp. 38-46. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02029.x>

Veldkamp, E. 1994. Organic Carbon Turnover in Three Tropical Soils under Pasture after Deforestation. *Soil Science Society of America Journal*, v.58, p.175-180.

Wainwright M., Al-Wajeeh K., Grayston S. J. 1997. Effect of silicic acid and other silicon compounds on fungal growth in oligotrophic and nutrient-rich media. *Mycol. Res.* 101 933–938. <https://doi.org/10.1017/S0953756297003560>

Walthall, C. L., Hatfield, J., Backlund, P. 2012. Climate change and agriculture in the United States: effects and adaptation. *USDA Technical Bulletin* 1935. Washington, DC. p. 186.

Wang C. et al. Stabilization of microbial residues in soil organic matter after two years of decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 2020;141:107687. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.107687>

Wang, K. 2017. Dynamics of soil organic carbon and nitrogen following agricultural abandonment in a karst region. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 122, n. 1, p. 230-242. <https://doi.org/10.1002/2016JG003683>

Wu, J., Zhang, H., Pan, Y., Cheng, X., Zhang, K., Liu, G. 2023. Particulate organic carbon is more sensitive to nitrogen addition than mineral-associated organic carbon: A meta-analysis. *Soil and Tillage Research*, Volume 232. <https://doi.org/10.1016/j.still.2023.105770>

CONSIDERAÇÕES FINAIS, LIMITAÇÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

Os resultados desta tese reafirmam a importância dos cátions polivalentes e do silício como mediadores fundamentais na dinâmica do COS em ambientes tropicais úmidos. A partir de abordagens complementares – meta-análise, análise multivariada e experimentação à campo – foi possível evidenciar que os cátions Ca, Mg e Al desempenham papéis distintos, porém sinérgicos, na proteção da matéria orgânica do solo, especialmente na fração mais estável do C (COAM). Além disso, o Si demonstrou ser um promissor estabilizador do carbono em solos tropicais, principalmente quando associado ao manejo de biomassa vegetal de alta qualidade. Esses achados contribuem para ampliar o escopo científico sobre o papel do Si na saúde do solo e sua interação com processos edáficos fundamentais, ainda pouco explorados em solos tropicais.

Nossas análises revelaram que, a nível global, variáveis como pH, textura do solo e tipo de vegetação modulam de forma expressiva a eficiência dos cátions na estabilização do COS. Em especial, ambientes com maior teor de argila e acidez favorecem a formação de complexos organometálicos e agregados estáveis, reforçando a relevância de práticas de manejo que respeitem as condições edafoclimáticas locais. Já a nível regional, os teores de COAM, Si, e em menor grau, COP, Ca, RMS e Macroposidade modulam as concentrações de COS no solo.

No entanto, algumas limitações precisam ser reconhecidas. Nossa meta-análise, embora robusta, se baseou em um número limitado de estudos com distribuição geográfica desigual, concentrando-se em determinadas regiões tropicais. A variabilidade nas metodologias de quantificação do COS e dos cátions entre os estudos também pode ter introduzido vieses nos resultados. No experimento de campo, as interações entre Ca, Si e N foram investigadas sob condições específicas, que podem não representar toda a diversidade de sistemas tropicais existentes. Nesse mesmo sentido, embora nosso estudo tenha avaliado uma quantidade adequada de variáveis do solo, poucas foram as variáveis biológicas abordadas. Dessa forma, abordagens futuras devem aumentar o número de atributos biológicos em ensaios à campo. No entanto, podemos afirmar que a respiração microbiana do solo é um indicador importante para monitorar a saúde do solo, incluindo a transformação do

carbono orgânico do solo e a produtividade agrícola e, o índice qMIC, nesse cenário de estudos, não mostrou-se válido como indicador eficaz.

Essas limitações, por outro lado, abrem caminhos relevantes para futuras investigações. Incentivamos que pesquisas futuras explorem: a aplicação combinada de Si e cátions polivalentes em diferentes tipos de solos e sistemas produtivos, considerando contextos de baixa fertilidade natural; A influência da mineralogia de solos tropicais intemperizados (especialmente em Argissolos e Latossolos) na formação e persistência do COAM; O papel da necromassa microbiana e dos grupos funcionais da MOS na mediação entre adições de nutrientes e estabilização do carbono e; O desenvolvimento de indicadores integrativos de saúde do solo, incluindo métricas físicas, químicas e biológicas, que possam ser aplicadas em planejamentos e estratégias voltadas para a agricultura sustentável.

Em síntese, esta tese não apenas contribui com novos conhecimentos sobre os mecanismos de estabilização do carbono em solos tropicais, como também propõe abordagens práticas e viáveis para o manejo sustentável da matéria orgânica do solo. Fortalecer o entendimento dos processos edáficos que favorecem o acúmulo e a permanência do COS é estratégico não apenas para a produtividade agrícola, mas também para a mitigação das mudanças climáticas e a resiliência dos ecossistemas tropicais.

REFERÊNCIAS

BELLÈ, Severin-Luca et al. Soil organic carbon stocks and quality in small-scale tropical, sub-humid and semi-arid watersheds under shrubland and dry deciduous forest in southwestern India. *Geoderma*, v. 409, 115606, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115606>.

BRADSHAW, C. J. A. et al. Underestimating the challenges of avoiding a ghastly future. *Frontiers in Conservation Science*, v. 1, p. 1–10, 2021.

BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO. Plano ABC+: Plano Setorial de Mitigação e de Adaptação às Mudanças Climáticas para a Consolidação de uma Economia de Baixa Emissão de Carbono na Agricultura (2020–2030). [S.l.]: [s.n.], 2021.

BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO. Plano Setorial de Mitigação e de Adaptação às Mudanças Climáticas para a Consolidação de uma Economia de Baixa Emissão de Carbono na Agricultura. [S.l.]: [s.n.], 2012.

BRONICK, C. J.; LAL, R. The soil structure and land management: a review. *Geoderma*, v. 124, p. 3–22, 2005. DOI: 10.1016/j.geoderma.2004.03.005.

CORBEELS, Marc et al. The 4 per 1000 goal and soil carbon storage under agroforestry and conservation agriculture systems in sub-Saharan Africa. *Soil & Tillage Research*, v. 188, p. 16–26, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.02.015>.

DÍAZ, S. et al. Pervasive human-driven decline of life on Earth points to the need for transformative change. *Science*, v. 366, p. 11, 2019.

DLAMINI, Phesheya et al. Chemical stabilisation of carbon stocks by polyvalent cations in plinthic soil of a shrub-encroached savanna grassland, South Africa. *Catena*, v. 181, 104088, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104088>.

ERKTAN, Amandine et al. Immediate and long-term effect of tannins on the stabilization of soil aggregates. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 105, p. 197–205, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.11.017>.

GISPERT, Maria; PHANG, Chantha; CARRASCO-BAREA, Lorena. The role of soil as a carbon sink in coastal salt-marsh and agropastoral systems at La Pletera, NE Spain. *Catena*, v. 185, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104331>.

HEINRICH, V. H. A. et al. The carbon sink of secondary and degraded humid tropical forests. *Nature*, v. 615, p. 436–442, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05679-w>.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. Programa Queimadas. Relatórios e Publicações. 2022. Disponível em: <https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/portal>. Acesso em: 08 ago. 2022.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: PÖRTNER, H.-O. et al. (eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2022. In press.

INTERNATIONAL ENERGY AGENCY – IEA. World Energy Outlook 2021. [S.l.]: [s.n.], 2021.

KAMRAN, M. et al. Effect of reduced mineral fertilization (NPK) combined with green manure on aggregate stability and soil organic carbon fractions in a fluvo-aquic paddy soil. *Soil and Tillage Research*, v. 211, 105005, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105005>.

KLEBER, Markus et al. Mineral–organic associations: Formation, properties, and relevance in soil environments. *Advances in Agronomy*, v. 130, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>.

LE NOË, Julia et al. Drivers of long-term carbon dynamics in cropland: A bio-political history. *Environmental Science and Policy*, v. 93, p. 53–65, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2018.12.027>.

LELIEVELD, J. et al. Effects of fossil fuel and total anthropogenic emission removal on public health and climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences – PNAS*, v. 116, n. 15, p. 7192–7197, 2019.

LIU, Wen-xuan et al. Improving soil aggregates stability and soil organic carbon sequestration by no-till and legume-based crop rotations in the North China Plain. *Science of the Total Environment*, v. 847, p. 11, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.157518>.

NUNES, J. F. et al. Understanding how management can prevent degradation of the structurally fragile soils of the Amazonian periphery. *European Journal of Agronomy*, v. 153, 127037, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.eja.2023.127037>.

O'BRIEN, S. L. et al. Edaphic controls on soil organic carbon stocks in restored grasslands. *Geoderma*, v. 251–252, p. 117–123, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.03.023>.

PALM, C. A. et al. Management of organic matter in the tropics: translating theory into practice. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, v. 61, n. 1/2, p. 63–75, 2001. DOI: 10.1023/A:1013318210809.

PARR, J. F.; SULLIVAN, L. A. Comparison of two methods for the isolation of phytolith occluded carbon from plant material. *Plant and Soil*, v. 374, p. 45–53, 2014.

PAUSTIAN, K. et al. Soil C sequestration as a biological negative emission strategy. *Frontiers in Climate*, v. 1, n. 8, p. 1–11, 2019.

POTENZA, R. F. et al. Análise das emissões brasileiras de gases de efeito estufa e suas implicações para as metas climáticas do Brasil 1970 – 2020. [S.l.]: [s.n.], 2021.

QIU, S. J. et al. Changes in soil carbon and nitrogen pools after shifting from conventional cereal to greenhouse vegetable production. *Soil and Tillage Research*, v. 107, n. 2, p. 80–87, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.02.006>.

RICHARDS, A. E.; DALAL, R. C.; SCHMIDT, S. Soil carbon turnover and sequestration in native subtropical tree plantations. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 39, n. 8, p. 2078–2090, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.012>.

ROMANENS, R. et al. Soil diversity and major soil processes in the Kalahari basin, Botswana. *Geoderma Regional*, v. 26, e00410, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00410>.

ROWLEY, Mike C.; GRAND, Stéphanie; VERRECCHIA, Éric P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry*, v. 137, p. 27–49, 2018.

SCHARLEMANN, J. P. W.; TANNER, E. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management*, v. 5, n. 1, p. 81–91, 2014.

SCOTT, C. E. et al. Impact on short-lived climate forcers increases projected warming due to deforestation. *Nature Communications*, v. 157, n. 9, p. 1–9, 2018.

SISTEMA DE ESTIMATIVA DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA – SEEG. Emissões de CO₂e(t) no Brasil. 2020. Disponível em: https://plataforma.seeg.eco.br/total_emission. Acesso em: 10 ago. 2022.

SONG, Z. et al. Silicon regulation of soil organic carbon stabilization and its potential to mitigate climate change. *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 463–475, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.020>.

SPOSITO, G. The chemistry of soils. Oxford: Oxford University Press, 2008.

SUTTON, Rebecca; SPOSITO, Garrison; DIALLO, Mamadou S.; SCHULTEN, Hans-Rolf. Molecular simulation of a model of dissolved organic matter. *Environmental Toxicology and Chemistry*, v. 24, n. 8, p. 1902–1911, 2005.

VON LÜTZOW, M. et al. Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *European Journal of Soil Science*, v. 57, n. 4, p. 426–445, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>.



Emitido em 23/02/2026

DOCUMENTOS COMPROBATÓRIOS Nº 201/2026 - DPARQ (11.14.68.07.05)

(Nº do Protocolo: NÃO PROTOCOLADO)

(Assinado digitalmente em 23/02/2026 11:02)

CRISTIANE DE JESUS PEREIRA GASPAR

SECRETARIO III

866500

Para verificar a autenticidade deste documento entre em <https://sis.sig.uema.br/documentos/> informando seu número:
201, ano: **2026**, tipo: **DOCUMENTOS COMPROBATÓRIOS**, data de emissão: **23/02/2026** e o código de
verificação: **e9820ffd1f**

