

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Dinâmica do carbono orgânico dissolvido em solos com presença
de resíduos vegetais**

Gabriel Braz Martins

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2022**

Gabriel Braz Martins
Engenheiro Agrônomo

**Dinâmica do carbono orgânico dissolvido em solos com presença de
resíduos vegetais.**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011.

Orientador:

Prof. Dr. **CARLOS EDUARDO PELLEGRINO CERRI**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

Piracicaba
2022

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP**

Martins, Gabriel Braz

Dinâmica do carbono orgânico dissolvido em solos com presença de resíduos vegetais / Gabriel Braz Martins - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2022.

62p.

Dissertação (Mestrado) - - USP / Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”.

1. Matéria orgânica dissolvida (MOD) 2. Soja 3. Milho 4. Neossolo Quartzarênico 5. Latossolo Vermelho I. Título

Dedico

**Aos meus pais, João e Sandra, e aos meus irmãos, João e Mariana
Pelo apoio, amor e carinho em todos os momentos**

AGRADECIMENTOS

À Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ-USP) e ao Programa de Pós-Graduação em Solo e Nutrição de Plantas pela oportunidade de realizar o meu mestrado em ciências.

À CAPES por fornecer minha bolsa de estudos durante o mestrado.

Aos docentes do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, pelos conhecimentos adquiridos durante as disciplinas.

Aos técnicos do Departamento de Ciência do Solo, Eleusa Bassi, Nivanda Ruiz, Leandro Goia e Reginaldo Nogueira pelo apoio durante o desenvolvimento do projeto.

Ao meu orientador Prof. Dr. Carlos Eduardo Pellegrino Cerri, pela oportunidade, amizade, compreensão, ensinamentos, dedicação e apoio durante o meu mestrado, sem o qual não seria possível terminar essa etapa.

Ao Prof. Dr. Altemir Braga e Prof. Dr. Edwin Ortega pela disposição, apoio nas análises estatísticas da minha dissertação e ensinamentos.

À minha família, principalmente aos meus pais, Sandra e João Jr., por fazerem de tudo para eu ter tido as oportunidades que me permitiram chegar até aqui, e aos meus irmãos, Mariana e João Neto, pelo apoio, carinho e sempre ter torcido pelo meu sucesso.

Aos amigos que fiz ao longo dessa jornada Beatriz Vanolli, Beatriz Cunha, Marcelo Oliveira, Adriano Moreira, Maurício, Mayara Martins, Maiara Oliveira, Patrícia, Gustavo, Christian por me ajudar nos tempos difíceis, amizade, companheirismo e carinho.

“No meio da dificuldade encontra-se a oportunidade”

Albert Einstein

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT.....	8
1. INTRODUÇÃO.....	9
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	11
2.1. Definição de COD	11
2.2. Importância do COD.....	12
2.3. Dinâmica do COD no solo.....	14
3. MATERIAL E MÉTODOS	19
3.1. Descrição do local de estudo e montagem do experimento.....	19
3.2. Testes para checagem do funcionamento dos lisímetros	24
3.3. Coleta do material vegetal.....	25
3.4 Delineamento experimental.....	25
3.5 Coleta e preparo das amostras	25
3.6 Parâmetros avaliados.....	28
3.6.1 Teor e estoque de Carbono	28
3.6.2 Quantificação do COD	28
3.7 Análise Estatística.....	28
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1. Fluxo de COD percolado	31
4.2. Carbono orgânico dissolvido no solo.....	36
4.3. Teores e estoques de C no solo	40
5. CONCLUSÕES.....	50
REFERÊNCIAS.....	51
APÊNDICE.....	59

RESUMO

Dinâmica do carbono orgânico dissolvido em solos com presença de resíduos vegetais

O acúmulo de resíduos culturais podem aumentar o teor de matéria orgânica do solo, gerando vários serviços ecossistêmicos e são uma das fontes para produção do carbono orgânico dissolvido (COD). A produção de COD no sistema terrestre varia de acordo com as características do solo, clima e do resíduo cultural. A maior parte das pesquisas com COD do solo foram conduzidas em áreas florestais e em zonas temperadas, pouco se sabe sobre COD em solos tropicais. Diante disso, conduziu-se um experimento em campo com lisímetros com colunas de 30 cm de solo para analisar o fluxo de COD sob solos de texturas contrastantes, Neossolo Quartzarênico (NQ) de textura arenosa e Latossolo Vermelho (LV) de textura média, e diferentes resíduos vegetais, sem resíduo (SR), resíduo de soja (*Glycine max*)(S), resíduo de milho (*Zea mays*)(M), e combinação dos resíduos de soja e milho (MS). Também avaliou-se possíveis mudanças nos teores e estoques de carbono (C). Um total de 64 lisímetros foram utilizados, sendo os tratamentos: o NQ sob os diferentes resíduos vegetais nos tempos três e seis meses após o início do experimento (totalizando 32 lisímetros) e o LV sob os diferentes resíduos vegetais nos tempos três e seis meses após o início do experimento. Durante o experimento foram feitas duas coletas destrutivas para analisar as camadas de 0-10, 10-20 e de 20-30 cm, quanto aos teores e estoques de C e ao carbono orgânico extraível em água (COEA), representando COD presente no solo. A primeira coleta foi realizada três meses após o início do experimento e a segunda seis meses após o início do experimento. Os lisímetros foram submetidos à chuvas naturais e a água percolada no solo foi coletada por seis meses, quantificada e analisada quanto ao COD percolado (COD_{perc}). Os resultados mostraram que em LV, SR apresentou diminuição do teor e estoque de C, S aumentou o teor e estoque de C após três meses e reduziu ao final. Os tratamentos M e MS apresentaram apenas o incremento do teor de C, com o acúmulo sendo maior em MS pela variação da relação C/N. Já no NQ, a junção dos resíduos vegetais fez com que houvesse maior consumo da matéria orgânica do solo, apresentando menor acúmulo de C do que M no fim do experimento, M apresentou aumento no estoque de C e no teor de C na camada 0-10 cm. No tratamento S o teor de C permaneceu constante na camada 0-20 cm e houve encrostamento da camada superficial. Enquanto a ausência de resíduos levou à formação de uma biocrosta, tendo aumento no teor de C na camada 0-10 cm e estabilização do teor na camada 10-20 cm no tratamento SR. Os teores de COEA e a quantidade de COD_{perc} acumulada em NQ não mudaram sob os diferentes resíduos, com exceção do COEA da camada 20-30 cm, que diminuiu com o tempo. Em LV a presença de resíduos vegetais, possibilitou melhor estruturação do solo e maior perda de COD_{perc} em M e MS, mas a concentração de COD_{perc} foi igual entre os tratamentos. Somente o tratamento M apresentou maior quantidade de COEA que SR na camada 0-10cm. A presença de resíduos vegetais afetaram a dinâmica do COD do solo.

Palavras-chave: Matéria orgânica dissolvida (MOD), Soja, Milho, Neossolo Quartzarênico, Latossolo Vermelho

ABSTRACT

Dissolved organic carbon dynamics in soils with the presence of crop residues

The accumulation of crop residues can increase the soil organic matter content, generating several ecosystem services and are one of the sources for the production of dissolved organic carbon (DOC). The production of DOC in the terrestrial system varies according to the characteristics of the soil, climate and crop. Most soil DOC research has been conducted in forested areas and temperate zones, little is known about DOC in tropical soils. Therefore, a field experiment was conducted with lysimeters with columns of 30 cm of soil to analyze the flow of DOC under soils with contrasting textures: Quartzipsamment (NQ) of sandy texture and Typic Hapludox (LV) of loamy texture, and different plant residues: soybean residue (S) (*Glycine max*), corn residue (*Zea mays*) (M), the combination of soybean and corn residues (MS), and without residue (control) (SR). Possible changes in carbon (C) contents and stocks were also evaluated. A total of 64 lysimeters were used, with the treatments: NQ under different plant residues at times three and six months after the beginning of the experiment (totaling 32 lysimeters) and LV under different plant residues at times three and six months after the beginning of the experiment. During the experiment, two destructive collections were made to analyze the layers of 0-10, 10-20 and 20-30 cm, regarding the contents and stocks of C and the water extractable organic carbon (WEOC), representing DOC present in the soil. The first collection was carried out three months after the beginning of the experiment and the second six months after the beginning of the experiment. The lysimeters were subjected to natural rain and the water percolated in the soil was collected for six months, quantified and analyzed for percolated DOC (DOC_{perc}). The results showed that in LV the SR treatment presented a decrease in the C content and stock, S increased the content and stock of C after three months and reduced at the end. The treatments M and MS showed only increase in C content, with the accumulation being greater in MS, because of the variation in the C/N ratio. While in NQ, the mixture of crop residues resulted in a higher consumption of soil organic matter, with a lower accumulation of C than M at the end of the experiment, M showed an increase in C stock and C content in the 0-10 cm layer. In the S treatment, the C content remained constant in the 0-10 cm layer and there was crusting of the surface layer. While the absence of residues led to the formation of a biocrust, with an increase in C content in the 0-10 cm layer and stabilization of the content in the 10-20 cm layer in the SR treatment. The WEOC contents and the amount of DOC_{perc} accumulated in NQ did not change under the different residues, with the exception of the WEOC in the 20-30 cm layer, which decreases with time. In LV, the presence of plant residues allowed better soil structuring and greater loss of DOC_{perc} in M and MS, but the DOC_{perc} concentration was the same between treatments. Only the treatment M presented a greater amount of WEOC than SR in the 0-10cm layer. The presence of plant residues affected the dynamic of DOC from the soil.

Keywords: Dissolved organic matter (DOM), Soybean, Maize, Quartzipsamment, Typic hapludox

1. INTRODUÇÃO

A população mundial deverá atingir 8,5 bilhões de pessoas em 2030, 9,7 bilhões em 2050 e 10,5 bilhões em 2100 (ONU, 2019). Por esse crescimento esperado procura-se aumentar a quantidade e qualidade dos alimentos produzidos de forma sustentável. Uma forma de alcançar esse objetivo é melhorar a qualidade do solo por meio de técnicas conservacionistas, como por exemplo, o Sistema Plantio Direto, que potencialmente acumula matéria orgânica no solo.

O acúmulo de palhada ou resíduos culturais aumentam o teor de matéria orgânica do solo (MOS) e geram vários serviços ecossistêmicos (BLANCO-CANQUI; LAL, 2009). Os restos culturais também são uma das fontes para produção da matéria orgânica dissolvida (MOD) (KALBITZ et al., 2000). A MOD corresponde a menos de 1% da MOS (BODDY et al., 2007), embora seja a menor fração da MOS é a mais ativa e móvel (KALBITZ et al., 2000).

Carbono orgânico dissolvido (COD) compõe a MOD (KALBITZ et al., 2000) e normalmente a MOD é quantificada pelo seu teor de carbono (C) e referida como COD (CARDINALI et al., 2014). Assim, neste presente estudo MOD será referida como COD.

O COD está ligado ao ciclo do C, redistribuição do C pelo perfil do solo, e aos processos de acumulação e estabilização da MOS (KAISER; KALBITZ, 2012; LEINEMANN et al., 2018). O COD pode transportar poluentes pelo perfil do solo, é fonte de nutrientes para os microrganismos e está ligado à dinâmica dos nutrientes no solo (KALBITZ et al., 2000). Algumas das fontes de COD são: pluviolixiviado, restos culturais, esterco animal e exsudatos das raízes (GMACH et al., 2020).

Em áreas sob agricultura, a formação e mobilização de COD são influenciados por fatores ambientais e antropogênicos (CHANTIGNY, 2003; KALBITZ et al., 2000). A mudança do uso da terra apenas influencia a curto prazo a dinâmica e formação de COD, enquanto o tipo de vegetação e a quantidade de restos culturais que ficam no solo influenciam a longo prazo e determinam a concentração e composição do COD (CHANTIGNY, 2003).

As pesquisas relacionadas ao COD foram realizadas principalmente em áreas florestais e em zonas temperadas (KALBITZ et al., 2000). Poucos estudos existem em áreas agrícolas (VAN GAELLEN et al., 2014). No Brasil, entre os anos 1990 a 2018 houve apenas 15 publicações sobre COD no solo, dentre as quais apenas algumas

tiveram como foco o fluxo de COD ou a sua dinâmica no perfil do solo. Pouco é conhecido sobre COD em solos tropicais, que possuem alto teor de hidro(óxidos) de Fe e Al (relacionados a adsorção e dessorção de COD) e que são em geral mais intemperizados e profundos (GMACH et al., 2020) do que solos sob clima temperado. Entender a dinâmica do COD no solo é importante para adequar as práticas de manejo, mitigar sua perda no solo e, possível, contaminação de corpos d'água. No Brasil, há muito a se avançar para entender a dinâmica de COD, especialmente em sistemas agrícolas com práticas de manejo diversificadas (GMACH et al., 2020).

Neste contexto, conduziu-se um experimento em campo com lisímetros para avaliar a dinâmica do COD sob solos de texturas contrastantes e presença de resíduos vegetais em condição de clima tropical. Os objetivos específicos foram: i) avaliar o fluxo do COD percolado nos solos sob os diferentes resíduos vegetais, e ii) analisar a quantidade de COD ao longo do perfil do solo no decorrer do tempo. A hipótese neste presente estudo foi que independentemente do solo, a concentração de COD no solo e a quantidade de COD percolado aumentariam sob a presença de resíduo vegetal, sendo maior sob palhada que possui maior relação C/N.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Definição de COD

A matéria orgânica dissolvida (MOD) e carbono orgânico dissolvido (COD) possuem várias definições e descrições. Na literatura, podem ser encontradas outras denominações para COD, uma delas sendo “carbono solúvel em água” (ZMORA-NAHUM et al., 2005).

O COD é geralmente descrito como um complexo de moléculas orgânicas de vários tamanhos e estruturas (SOLINGER et al., 2001), considerados sem uma identidade química específica (VITALE; DI GUARDO, 2019). Apenas uma pequena proporção do COD foi identificada quimicamente (HERBERT; BERTSCH, 2006a).

Por COD não possuir identidade química específica, geralmente, é descrito operacionalmente como solutos que passam em filtro com poro de tamanho de 0,45 µm (KALBITZ et al., 2000). Entretanto, há divergências entre os autores para o tamanho do poro utilizado para a classificação. Day (1991) classifica como sendo a solução que passa em filtro de 0,3 a 0,5 µm. Já em outros estudos, utilizaram filtro 0,2 µm (FREEMAN et al., 2004; LUNDQUIST et al., 1999; OSTERHOLZ et al., 2015) e 0,7 µm (FELLMAN et al., 2008; ROTH et al., 2019; SANDERMAN et al., 2008). No estudo de Sanderman et al. (2008), os autores compararam os filtros de 0,45 e 0,7 µm e não encontraram diferença entre a concentração de COD presente na amostra. O uso de diferentes filtros dificulta a efetiva comparação dos resultados quantitativamente (KALBITZ et al., 2000).

Destaca-se que COD no solo ainda pode ser classificado de três formas: COD I, COD II e COD III, a depender de qual porção do espaço dos poros do solo ele ocupa (ZSOLNAY, 1996). COD I é o COD presente em microagregados e está fisicamente protegido dos microrganismos e plantas, contudo, se exposto a perturbações, se torna disponível. COD II corresponde ao COD presente nos mesoagregados e seus atributos ficam entre COD I e COD III, além disso é presumivelmente metabolizado pelos microheterotróficos. Por fim, COD III é o COD presente nos macroagregados, é a fração mais móvel e está exposta a todo o espectro das vias do metabolismo biótico.

Verifica-se que COD I e COD II podem não ser extraídos para análise sem perturbar as amostras de solo. A matéria orgânica extraída pela agitação das amostras de solo com soluções aquosas é classificada como carbono orgânico extraível em água (COEA) e inclui o COD III e parte do COD II e I, em razão da

desestruturação do solo, dessorção do COD e lise dos microrganismos (CHANTIGNY, 2003). Já o COD III pode ser extraído por lisímetros ou copos de sucção (CHANTIGNY, 2003; ZSOLNAY, 1996). Há diferentes métodos para extrair COEA, o que dificulta a comparação dos resultados. Mudam-se o extrator (água destilada ou sal), temperatura de extração, tempo de agitação, razão dos volumes solo/extrator, tempo de centrifugação, preparo e armazenamento das amostras. Essas mudanças influenciam na diminuição ou aumento do COD extraído (JONES; WILLETT, 2006) e na sua composição (SILVEIRA, 2005).

2.2. Importância do COD

As moléculas de COD contêm nutrientes como nitrogênio (N) e fósforo (P), de tal modo que a dinâmica do COD afeta a mobilidade e disponibilidade dos nutrientes (KAISER et al., 2001; KALBITZ et al., 2000), contribui com a disponibilidade de micronutrientes (MARSCHNER; KALBITZ, 2003) e forma um complexo orgânico com ferro (Fe) e alumínio (Al). Por sua vez, influenciando na mobilidade de ambos pelo perfil do solo, a complexação com Al pode atenuar a toxicidade para plantas e organismos do solo (JANSEN et al., 2003). Ademais, o COD compete com fosfato por sítios de adsorção, que pode acarretar no aumento da disponibilidade de fosfato (GMACH et al., 2020) ou na lixiviação de COD (KALBITZ et al., 2000), possibilitando a contaminação dos aquíferos ou adsorvido em camadas mais profundas do solo, aumentando o estoque de C em profundidade (GMACH et al., 2020).

Ressalta-se que o COD também desempenha um papel importante no ciclo do C (KALBITZ et al., 2000), os microrganismos usam o COD como substrato (GMACH et al., 2020) e a atividade microbiana associada com a disponibilidade de substrato pode influenciar a mineralização e solubilização de C (PARK; MATZNER, 2003). Portanto, está ligado com a movimentação do C pelo perfil do solo e sua perda (KALBITZ et al., 2000; SPARLING et al., 2016; ZSOLNAY, 1996) e com a podzolização (ZSOLNAY, 1996).

O COD pode ser uma alternativa para monitorar os impactos dos manejos na qualidade do solo, por ser mais suscetível a mudanças no ambiente do que a MOS (SILVEIRA, 2005). Além disso, está relacionado com a melhor estruturação do

solo, posto que auxilie na estabilização de colóides do solo e agregados (ZSOLNAY, 1996).

Moléculas pequenas como aminoácidos e peptídeos são componentes do COD (HERBERT; BERTSCH, 2006b) e servem como fonte de N para as plantas (NÄSHOLM et al., 2008). A quantidade adquirida pelas plantas constitui uma proporção significativa do N absorvido durante o período de desenvolvimento, mas pode não ser o suficiente para se obter uma produção semelhante quando adubada com N (HOLST et al., 2012).

Del Valle et al. (2020) observaram que o COD presente no solo reprimiu a sinalização entre alfafa (*Mendicago sativa*) e um simbiote microbiano fixador de N, no caso, *Ensifer meliloti*, pela atenuação do sinal de flavonoides, resultando na diminuição da nodulação. Em contrapartida, Xie et al. (2021) revelaram que COD aumentou a abundância de bactérias diazotróficas e, assim, a nodulação da soja (*Glycine max*). A repressão da nodulação é dependente da estrutura química da molécula de sinalização, da disponibilidade de íons metálicos e da fonte do carbono orgânico derivado da planta (DEL VALLE et al., 2020). No entanto, mais pesquisas são necessárias para compreender sobre a retenção de flavonoides na rizosfera e de como interagem com os microrganismos diazotróficos em resposta à alteração do resíduo orgânico (XIE et al., 2021).

Observando a questão ambiental, o COD, em solos tropicais, pode contribuir no aumento da emissão de CO₂, devido ao aumento dos fluxos de COD e pelo aumento da atividade microbiana (GMACH et al., 2020). O seu consumo pelos microrganismos pode produzir metano e óxido nitroso, gases do efeito estufa, pela criação de um meio anóxico e, possivelmente, o COD também seja o doador de elétrons necessários para a metanogênese e desnitrificação (ZSOLNAY, 1996).

Por fim, COD pode transportar xenobióticos e metais tóxicos (KALBITZ et al., 2000) e pelo COD proveniente da MOS, pode-se aferir o movimento de poluentes inorgânicos e orgânicos no solo (AMERY et al., 2008). Em ambientes rasos e/ou por não possuírem a capacidade de reter esses materiais, pode ocorrer contaminação de lençóis freáticos, por lixiviação e de corpos d'água (rio, lagos, etc.), por escoamento lateral (ZSOLNAY, 1996) o que acarreta na acidificação e eutrofização da água (VAN KESSEL; VAN GROENIGEN, 2009). No caso de solos tropicais com alta profundidade, como os solos brasileiros, essa fração lixiviada é considerada um importante estoque de C em profundidade (GMACH et al., 2020).

Em resumo, pelo COD podem-se fazer aferições sobre a qualidade do solo, movimentação de poluentes, disponibilidade de nutrientes e estoque de C do solo. O COD pode ser absorvido pelas plantas e contribuir para seu desenvolvimento (HOLST et al., 2012; NÄSHOLM et al., 2008). Os sinais dos flavanoides são afetados pelo COD no solo e, assim, podem reduzir ou não a nodulação, destacando a relevância do COD ao avaliar a relação entre raízes de plantas e microrganismos (DEL VALLE et al., 2020). À vista disso, compreender a dinâmica do COD nos solos é importante para estimar as mudanças no tamanho do estoque de C e previsão da exportação do C para os corpos d'água.

2.3. Dinâmica do COD no solo

Os meios de entrada de COD no solo se dão pela pluviolixiviação, exsudação radicular, serapilheira, resíduos de colheita, microrganismos (biomassa microbiana e metabólitos dos microrganismos) e decomposição da MOS (GMACH et al., 2020). As principais fontes de COD no solo podem ser resíduo vegetal/serapilheira recente e MOS estabilizada (MICHALZIK et al., 2003), mas não se sabe qual o nível de contribuição é maior entre ambos, visto que depende da condição e local do experimento (GMACH et al., 2020; KALBITZ et al., 2000).

A produção e liberação de COD no solo são controladas por diversos fatores e processos, a incluir características do próprio solo, relevo, clima, vegetação presente no local, características do material orgânico (resíduo vegetal, esterco, etc.), uso do solo, práticas de manejo e microrganismos do solo (GMACH et al., 2020; KALBITZ et al., 2000; MICHALZIK et al., 2003).

A vegetação presente no local determina a quantidade e o tipo de entrada de C no solo (ZSOLNAY, 1996). A característica da planta influencia na quantidade de pluviolixiviado e concentração de COD presente nesse. Algumas plantas possuem cera nas folhas, o que dificulta a retirada de C. No mais, a cobertura da copa das plantas influenciam na quantidade de pluviolixiviado que irá para o solo (KAISER; KALBITZ, 2012; KALBITZ et al., 2000). A quantidade de resíduo vegetal e a exsudação das raízes variam com o tipo de vegetação, o que interfere na concentração e composição do COD liberado (MICHALZIK et al., 2003; ZSOLNAY, 1996). O COD derivado do resíduo vegetal pode contribuir para a formação de um horizonte A, o acúmulo de carbono orgânico do solo (COS) durante o

desenvolvimento do solo, no horizonte B, ao passo que o COD derivado da raiz (exudação e decomposição da raiz) pode explicar a presença de COS nas camadas mais profundas e uma parte do COD drenado dos perfis do solo (USELMAN et al., 2007).

A taxa de liberação de COD aumenta com a quantidade de fontes de C no meio (PARK et al., 2002), desde que possuam alta relação C/N e teor de lignina (GMACH et al., 2020). Solos que possuem baixa relação C/N apresentam COD em menor quantidade (KINDLER et al., 2011). Neste norte, quando a relação C/N é baixa, a produção de COD da MOS diminui e o COD do solo é assimilado pelos microrganismos (CAMINO-SERRANO et al., 2014). A qualidade do material está ligada com a composição que o COD terá no solo (FRANKLIN et al., 2020).

A temperatura possui correlação positiva com a concentração de COD no solo, mas o fluxo de COD no solo não depende apenas da temperatura. O efeito da temperatura no fluxo de COD pode ser modificado ou até mascarado pela condição climática, hidrológica, quantidade e qualidade da serapilheira e pelas propriedades do solo (KALBITZ et al., 2000). O amplo efeito da temperatura no COD no solo é atribuído principalmente às condições de umidade que controlam o equilíbrio entre a decomposição anaeróbia e aeróbia (JENNINGS et al., 2009).

A produção de COD aumenta com a temperatura, mas o seu consumo pelos microrganismos do solo é ainda maior (MOORE et al., 2008). Nesse sentido, a liberação de COD com aumento da temperatura não se dá somente pela atividade microbiana, mas por demais aspectos, como pela lixiviação física (KALBITZ et al., 2000). Nos trópicos a relação entre temperatura e concentração de COD no solo ainda devem ser exploradas, já que sua produção pode ser menor que a decomposição.

A precipitação é a maior rota de remoção física do carbono orgânico reativo atmosférico na forma de COD, sendo, portanto, o seu maior componente (SAFIEDDINE; HEALD, 2017; WILLEY et al., 2000). As concentrações de COD na água da chuva estão entre 0,1 e 1 mg C L⁻¹ (SAFIEDDINE; HEALD, 2017) e estimativas globais do fluxo de deposição úmida (via precipitação) do COD variaram entre 306 e 580 Tg C ano⁻¹, dos quais 50 a 70% são depositados nos continentes (JURADO et al., 2008; KANAKIDOU et al., 2012; SAFIEDDINE; HEALD, 2017; WILLEY et al., 2000).

O solo seco seguido de um evento de chuva, fator que o umedece, aumenta a concentração de COD no seu lixiviado, isto se dá, provavelmente, pela diminuição da decomposição junto à morte dos microrganismos, já que esse fenômeno ocasiona o acúmulo de produtos microbianos no solo. Isso também se deve pelo fato da criação de um meio anaeróbico, que pode ser o efeito mais importante da umidade do solo quanto à dinâmica de COD (KALBITZ et al., 2000).

Portanto, a mobilização COD do solo é afetada pela quantidade e intensidade da chuva, bem como do armazenamento e fluxo de água do solo (RIZINJIRABAKE et al., 2019a). A percolação do COD no solo será maior em casos de evento de chuva intensa, o COD adsorvido pode ser dessorvido, criando-se um fluxo preferencial de água e desestruturando-se o solo que, possivelmente, libera o COD, antes, fisicamente protegido dentro dos agregados. Quanto menor o tempo de contato da solução do solo com o solo, menos COD será adsorvido e consumido pelos microrganismos (FRÖBERG et al., 2007; KALBITZ et al., 2000).

A comunidade decompositora da MOS consiste em bactérias, fungos, protozoários e invertebrados, contudo, ressalta-se que os fungos são os principais agentes no processo de produção de COD, devido à degradação incompleta da MOS (KALBITZ et al., 2000).

Os microrganismos estão relacionados com a formação de um potencial reservatório de COD, já que permitem a imobilização e liberação de compostos orgânicos, bem como de sua perda através da mineralização (GMACH et al., 2020; KALBITZ et al., 2000), possibilitando a permanência do COD no solo e sua estabilização.

Ressalta-se que a conservação do COD no solo não decorre do seu processamento biótico e abiótico, que transforma COD em moléculas recalcitrantes, mas sim de processos simultâneos de consumo, transformação e formação em novos compostos pelos microrganismos (ROTH et al., 2019).

A concentração de COD costuma ser maior na superfície do solo, reduzindo quanto maior a profundidade (CAMINO-SERRANO et al., 2014; LEINEMANN et al., 2018). O excepcional aumento da concentração de COD com a profundidade decorre de menor decomposição e consumo do COD, pelas maiores condições de anaerobiose, ou com o maior tempo de permanência da água nas camadas mais profundas (CAMINO-SERRANO et al., 2014).

Nota-se que as características do solo influenciam na mobilidade, produção, perda, estabilização, transformação, quantidade e qualidade do COD (GMACH et al., 2020; KALBITZ et al., 2000; LEINEMANN et al., 2018). Nesse sentido, o alto teor de argila, presença de minerais com alta área específica de superfície, alta capacidade de troca catiônica, presença de hidro(óxidos) de Fe e Al diminuem a concentração de COD na solução do solo (adsorção de COD), diminuindo a quantidade de COD com a profundidade (GMACH et al., 2020).

Os cátions, como cálcio e sódio, tem a capacidade de adsorver o COD (SINGH et al., 2016), à medida que os ânions, como sulfatos e fosfatos, competem com o COD nos sítios de adsorção, aumentando sua mobilidade (KALBITZ et al., 2000). O pH afeta o COD no solo, mas seus efeitos variam com o local e condição dos experimentos. No entanto, com o aumento do pH, geralmente aumenta-se a mobilidade de COD (GMACH et al., 2020; KALBITZ et al., 2000).

As características do solo afetam também a produção, transformação e estabilização de COD pela; i) formação de compostos orgânicos insolúveis e a floculação desses compostos; ii) adsorção e complexação do COD com estruturas da MOS; iii) complexação de COD com cátions e iv) adsorção de substâncias ricas em COD em superfícies reativas de minerais de argila (SMRECZAK; UKALSKA-JARUGA, 2021).

A entrada de COD derivado de planta, sua percolação para as camadas mais profundas e processamento microbiano fazem com que a MO mais degradada e adsorvida naquela camada sejam remobilizadas e percoladas no solo, possibilitando substituição e remobilização de MO ainda mais antiga das camadas inferiores (KAISER; KALBITZ, 2012; LEINEMANN et al., 2018).

O COD do solo pode ser lixiviado, transportado para camadas mais profundas, ou escoado superficialmente (EDWARDS et al., 2008). Portanto, a declividade do terreno afeta o tempo de residência do COD. Quanto maior o declive, menor o tempo de contato do COD no solo, facilitando sua perda por escoamento lateral em épocas de chuva (RIZINJIRABAKE et al., 2019b). O COD lixiviado pode ser retido nos minerais do solo, onde contribui para o estoque de C (FRÖBERG et al., 2007), ou pode alcançar lençóis freáticos (SPARLING et al., 2016).

As práticas agrícolas como adubação, calagem e uso da terra afetam a qualidade e quantidade do COD no solo (CHANTIGNY, 2003; KALBITZ et al., 2000; SMRECZAK; UKALSKA-JARUGA, 2021).

As revisões de literatura realizadas por Chantigny (2003), Kalbitz et al. (2000) e Smreczak e Ukalska-Jaruga (2021), mostram que há variação dos resultados obtidos pelos diferentes usos da terra e práticas agrícolas, ocasionadas pelas diferentes condições experimentais, práticas de manejo do solo. Práticas conservacionistas tendem a conservar mais a MOS e diminuir a produção do COD. A calagem, há diferentes resultados, semelhante ao pH do solo. A adubação tem efeitos contraditórios, por fornecer N ao meio e facilitar a degradação da MOS e de não influenciar na produção de COD. Normalmente áreas de vegetação nativa apresentam maiores teores de COD no solo (CHANTIGNY, 2003).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição do local de estudo e montagem do experimento

O experimento foi conduzido em Piracicaba, estado de São Paulo (SP), Brasil. O clima da área de estudo é classificado como subtropical com poucas chuvas no inverno e verão quente (Cwa – classificação climática de Köppen), e com precipitação anual de 1300 mm. Os dados climáticos históricos (30 anos) para o município de Piracicaba estão apresentados na Figura 1.

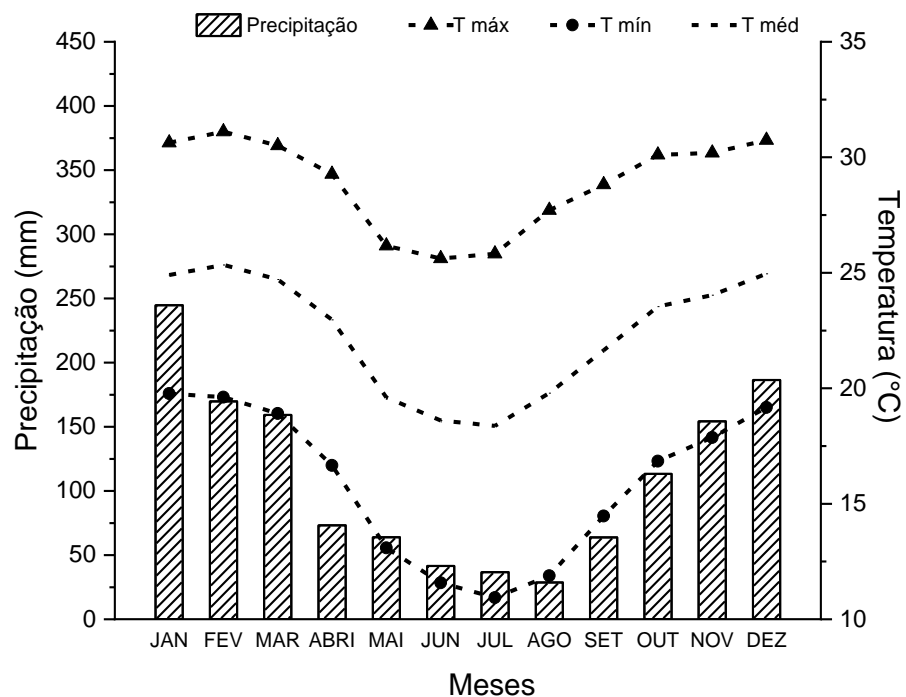


Figura 1: Temperatura média mensal (máxima, média e mínima) (°C) e precipitação média anual (mm) em Piracicaba de 1988 a 2018. Fonte: Série de Dados Climatológicos do Campus Luiz de Queiroz de Piracicaba, SP, Departamento de Engenharia de Biosistemas, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, LEB - ESALQ – USP.

Para avaliar o fluxo de carbono orgânico dissolvido (COD) na camada de 0-30 cm foram montados lisímetros de drenagem livre (Figura 2). Os lisímetros foram construídos a partir de tubos de PVC com 20 cm de diâmetro e 40 cm de comprimento, perto do fundo dos tubos, para evitar a perda de solo, foram colocados uma peneira de aço inoxidável de 120 μ m e um disco perfurado de aço inoxidável de 2 mm de abertura. Para segurar o disco e a peneira foi colado um anel de PVC dentro do tubo com cola de PVC. Embaixo do anel de PVC foi anexado um funil

junto a um anel de borracha, para oferecer vedação, e o funil foi conectado por uma mangueira a um frasco de vidro graduado com capacidade de um litro (Figura 2).

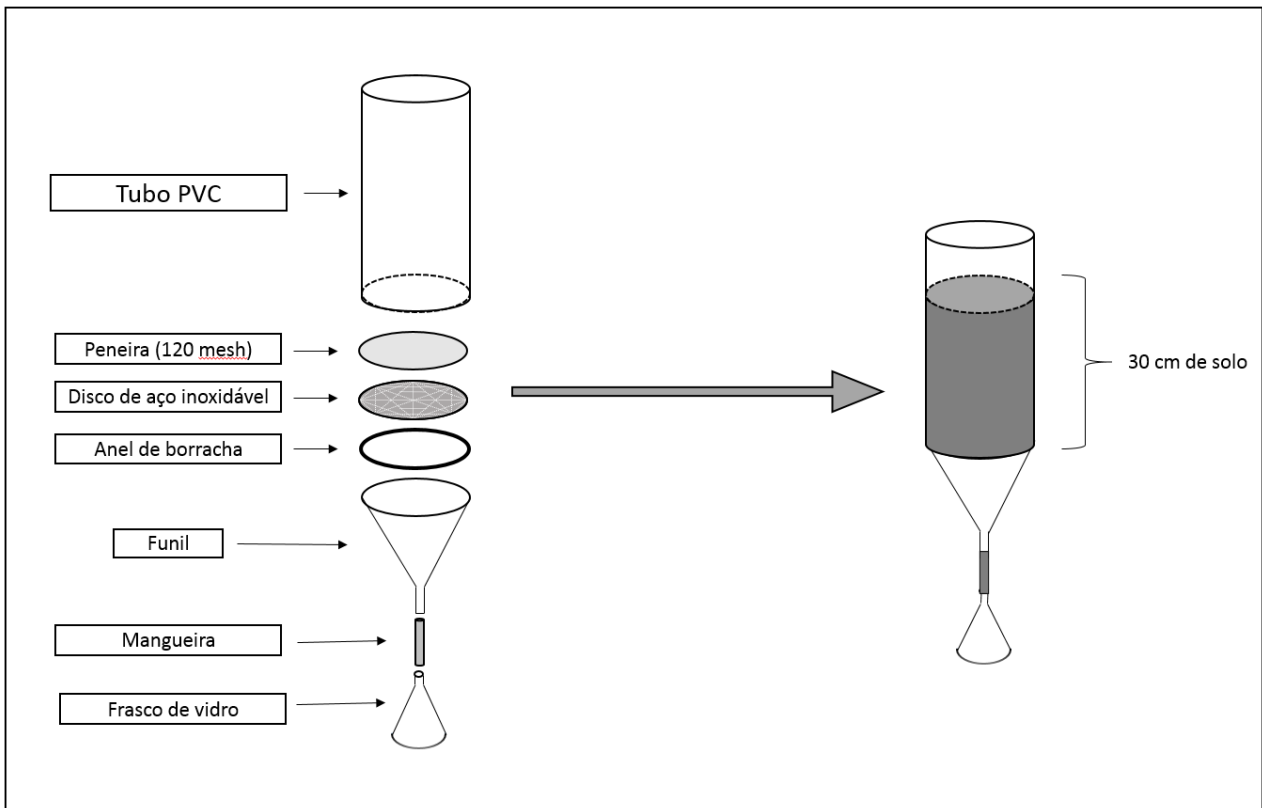


Figura 2: Esquema do sistema de lisímetros de drenagem livre para avaliar a solução do solo lixiviada, adaptado: Gmach, 2018.

Os solos utilizados para preencher os lisímetros foram ambos retirados de áreas sob mata nativa. A primeira área fica nas proximidades do município de Anhembi-SP (22°43'31.1"S e 48°01'20.2"W) e a segunda área localizada dentro da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (Esalq) nas coordenadas 22°42'05.1"S e 47°37'45.2"W (Figura 3).

Locais de amostragem:

- Neossolo Quartzarênico (NQ) – arenoso
 - Localização: 22°43'31.1"S e 48°01'20.2"W



- Latossolo Vermelho (LV) – textura média
 - Localização: 22°42'05.1"S e 47°37'45.2"W



Figura 3: Coordenadas geográficas dos locais de amostragem dos solos utilizados no experimento.

O solo coletado do município de Anhembi foi classificado como Neossolo Quartzarênico (EMBRAPA, 2013), de textura arenosa, correspondente a “Quartzipsamment” (Soil Taxonomy). Já o solo coletado na Esalq foi classificado como Latossolo Vermelho (EMBRAPA, 2013), de textura média, correspondente a “Typic Hapludox” na classificação americana (Tabela 1).

Tabela 1: Caracterização dos solos usados no experimento da camada 0-20 cm.

Propriedade	Unidade	Neossolo Quartzarênico	Latossolo Vermelho
Areia		900,00	406,00
Silte	g kg ⁻¹	22,00	277,00
Argila		75,00	317,00
Densidade		1,30	1,00
Densidade partícula	g cm ⁻³	2,55	2,60
C		0,86	1,93
N	%	0,06	0,17
C:N		14,33	11,35
pH	(CaCl ₂)	3,90	6,50
P		4,00	28,00
S		5,30	9,50
K	mg dm ⁻³	<0,70	4,10
Ca		5,30	96,50
Mg		<1,00	20,00
Al		5,70	0,0
H+Al		62,00	18,00
SB	mmol _c dm ⁻³	6,90	120,50
CTC		69,00	138,00
V	%	10,00	87,00
M		45,00	0,00

C:N = razão entre carbono e nitrogênio, P = Fósforo, S = Enxofre, K = Potássio, Ca = Cálcio, Mg = Magnésio, Al = Alumínio, H+Al = Acidez potencial, SB = soma de bases (Ca+Mg+K), CTC = Capacidade de Troca Catiônica (SB+Al+H), V = Saturação por bases (SBx100/CTC); m = Saturação por alumínio (100xAl³⁺/SB+Al³⁺).

Fonte: CONZ et al., 2017.

A coleta de solo nessas áreas foi realizada por camadas de 10 cm, ou seja, primeiro a camada 0-10 cm foi coletada depois a camada 10-20 cm e por fim a camada 20-30 cm, sendo que a terra de cada camada coletada foi acondicionada em sacos distintos para que posteriormente fosse possível preencher os lisímetros restabelecendo a sequência original das camadas (Figura 4).



Figura 4: Coleta dos solos Latossolo Vermelho (foto da esquerda) e Neossolo Quartzarênico (demais fotos) utilizados no experimento.

Portanto, o preenchimento dos lisímetros ocorreu via método destrutivo, primeiro foi adicionado ao tubo a terra oriunda da camada 20-30 cm depois a de 10-20 cm e por último a camada de 0-10 cm. Com o intuito de restituir as densidades dos solos próximas às condições encontradas nas áreas de coleta utilizou-se de um compressor de madeira e um martelo de borracha. Depois de montado o experimento os lisímetros ficaram três semanas sem receber nenhum resíduo vegetal, para estabilizar o solo dentro dos tubos (Figura 5).



Figura 5: Montagem do experimento.

3.2. Testes para checagem do funcionamento dos lisímetros

Durante o período de estabilização do solo dentro dos tubos lisimétricos realizaram-se testes para averiguar se as quantidades de água lixiviada dos tubos, com o mesmo tipo de solo, eram semelhantes e se havia alguma falha no sistema. Para isso, em cada lisímetro foram adicionados dois litros de água e, no dia posterior, realizou-se a quantificação do lixiviado. Caso houvesse uma discrepância entre os valores lixiviados entre os tubos preenchidos com o mesmo tipo de solo, o sistema era checado para possíveis vazamentos e verificação de suas causas. Em alguns dos lisímetros teve-se que trocar os anéis de borracha e, em outros, o problema de vazamento foi corrigido tapando os buracos com silver tape (Figura 6).



Figura 6: Checagem do funcionamento dos lisímetros antes do início do experimento.

3.3. Coleta do material vegetal

As palhas de milho e de soja utilizadas no experimento foram coletadas no campo experimental de Anhembi, pertencente a Esalq, e no campo experimental localizado dentro do Campus Luiz de Queiroz, respectivamente. A palha de soja foi coletada no dia 24 de outubro de 2019, a cultivar utilizada era TMG 7067 e estava entre os estádios fenológicos R6 e R7. A palha de milho foi coletada no dia 18 de outubro de 2019 e estava no estágio fenológico R6.

O material vegetal da soja coletado foi colocado em estufa para secar por uma semana, para ficar em condições semelhantes ao material vegetal do milho, que não precisou ficar em estufa.

3.4. Delineamento experimental

O experimento foi conduzido por seis meses em delineamento inteiramente casualizado em uma esquema fatorial 2x4x2x3 (2 solos, 4 resíduos vegetais, 2 tempos e três profundidades). No total foram 16 tratamentos com quatro repetições cada um, totalizando 64 unidades experimentais. Foram estudados os seguintes efeitos: teor e estoque de C, concentração de C orgânico extraível em água (COEA), fluxo total de COD presente na solução percolada do solo (COD_{perc}) e a concentração de COD_{perc} . Essas variáveis respostas foram estudadas em função das seguintes covariáveis: resíduos vegetais, tempo, solos e profundidade do solo.

Os solos utilizados foram Neossolo Quartzarênico (NQ) coletado próximo ao município de Anhembi e o Latossolo Vermelho (LV) coletado na Esalq, as profundidades estudadas foram as camadas 0-10, 10-20 e 20-30 cm.

Os resíduos vegetais (RV) usados foram palha de milho (*Zea mays*), de soja (*Glycine max*), a combinação das palhas de soja e milho e o controle (SR), no qual não houve o acréscimo de RV. A quantidade de RV utilizada em cada tratamento foi de 8 t ha⁻¹ de palha de milho (M), 4 t ha⁻¹ de palha de soja (S) e na combinação das duas palhas foi utilizado 6 t ha⁻¹, sendo 20% do total palha de soja e 80% palha de milho (MS). Os restos culturais de soja e milho foram adicionados a superfície do solo dos lisímetros após o período de três semanas. Para que os restos culturais de milho e soja adicionados não fossem levados pelo vento foi colocada uma tela de arame no topo do lisímetro (Figura 7).



Figura 7: Experimento montado já com as telas de segurança para evitar perda de restos vegetais e com recipientes coletores de lixiviados.

Durante o experimento foram feitas duas coletas destrutivas para analisar o solo das camadas de 0-10, 10-20 e de 20-30 cm. A primeira coleta foi feita 3 meses após o início do experimento e a segunda amostragem foi feita 6 meses após o início do experimento.

3.5. Coleta e preparo das amostras

A solução percolada do solo foi coletada e quantificada durante todo o período experimental. As coletas só terminaram após a percolação da solução do solo cessar e todo percolado foi quantificado em garrafas coletoras, com capacidade de medir até 1L. O percolado quantificado era então coletado em garrafas PET (Polietileno Tereftalato) de 100 mL para serem levadas ao laboratório para análises.

Quando choveu por dias consecutivos foi feita a junção de no máximo três coletas. A solução coletada foi filtrada utilizando-se um filtro pré-calcinado de

microfibra de vidro de $0,70\mu\text{m}$ (Whatman GF/F[®]) e armazenada em um freezer até o momento das análises do COD_{perc} .

Conforme mencionado anteriormente, nos tempos 3 meses e 6 meses após o início do experimento foram coletadas amostras de solo nas camadas 0-10, 10-20 e 20-30 cm (Figura 8).



Figura 8: Amostragem de solos dos lisímetros nas camadas 0-10c, 10-20cm e 20-30cm durante o período experimental.

Das amostras de solo coletadas foram realizadas análises do C orgânico total (COT) e do COEA. Após a coleta, as amostras foram secas ao ar e passadas em peneira de 2 mm para homogeneização do material. Para a determinação de C total as amostras foram moídas e passadas em peneira de 100 mesh.

Para adquirir o COEA a ser analisado de cada camada, foi seguida a metodologia de Santos et al. (2022) com as seguintes modificações: 15 g de solo de cada camada foram pesados e misturados em 30 mL de água deionizada e agitadas a 125 rpm por 24 horas; em sequência as amostras foram centrifugadas a 1250 rpm por 10 min, após esse processo o sobrenadante foi coletado e centrifugado novamente sob rotação de 9000 rpm por 10 min, depois coletado e filtrado por filtro pré-calcinado de microfibra de vidro de $0,70\mu\text{m}$ (Whatman GF/F[®]) e armazenados em freezer até o momento das análises.

3.6 Parâmetros avaliados

3.6.1. Teor e estoque de Carbono

O teor de COT foi determinado pelo método de combustão seca (NELSON; SOMMERS, 1996) via analisador elemental (Leco CN-2000®, St. Joseph, MI, USA).

Os cálculos dos estoques de C foram feitos a partir dos teores de COT, de acordo com a eq. (1),

$$\text{Estoque de C (Mg ha}^{-1}\text{)} = T \times d \times h \quad (1)$$

sendo: Estoque de C em Mg ha⁻¹, T: teor de COT (%), d: densidade do solo (g dm⁻³), h: espessura da camada (cm). Para os cálculos do estoque de C foi utilizada a densidade inicial da vegetação nativa.

3.6.2 Quantificação do COD_{perc} e COEA

O COEA e COD_{perc} foram determinados por meio do equipamento TOC-VCPN- Shimadzu® (Quioto, Japão). O fluxo do COD_{perc} foi calculado pela multiplicação de suas concentrações e do volume da solução percolada coletada (SPARLING et al., 2016). Na determinação de COD_{perc} do NQ parte das amostras foram diluídas com água ultra pura, já que a solução sem diluição ultrapassou os limites máximos de detecção do equipamento. As amostras da primeira coleta foram diluídas na razão de 1:50, da terceira coleta até a sexta as amostras foram diluídas na razão de 1:3, da oitava até a décima primeira foram diluídas na razão de 1:2. Para as demais amostras avaliadas não foi necessário realizar o procedimento de diluição.

3.7 Análise Estatística

Para avaliar o DIC em esquema fatorial foram realizados ajustes utilizando a técnica estatística de análises de variância (ANOVA). Primeiramente, ajustou-se o efeito do teor de C em função das covariáveis RV versus tempo (fatorial duplo) em cada profundidade amostrada (0-10, 10-20 e 20-30 cm). Depois, ajustou-se o efeito

do estoque de C em função das covariáveis RV versus tempo da camada 0-30 cm. Então, ajustou-se o efeito do teor de COEA em função das covariáveis RV versus tempo de cada camada amostrada. E, por fim, ajustaram-se os efeitos do teor de COD_{perc} em função das covariáveis RV versus tempo na camada 0-30 cm e das médias cumulativas de COD_{perc} em função da covariável RV na camada 0-30 cm.

Devido às dificuldades que se tem na interpretação de estudos fatoriais com mais de dois fatores. Decidiu-se fixar os solos LV e NQ, por se tratarem de solos muito contrastantes o que dificulta a comparação estatística, para estudar comportamento dos RV em cada um dos tempos avaliados e, também, para cada uma das camadas. Dessa forma, realizou-se um estudo descritivo para avaliar os efeitos das variáveis respostas em função das covariáveis e, depois, ajustou-se o modelo fatorial para estudar os efeitos de uma das covariáveis em função da outra.

Para verificar a significância de diferença de contrastes de duas médias das covariáveis foram realizados os testes de Tukey ou t-Student. Conseqüentemente, para validar os resultados da ANOVA foram realizados os testes de Shapiro-Wilk e Bartlett ($p < 0,05$) para testar as pressuposições de normalidade e de homocedasticidade dos resíduos, respectivamente. Caso as pressuposições fossem violadas, os efeitos das variáveis respostas eram transformadas pelo método BOX-COX e, em seguida, realizava-se novamente a ANOVA. Se a ANOVA fosse significativa ($p < 0,05$), as médias serão comparadas pelo teste de Tukey ($p < 0,05$).

Quando não se verificou a normalidade, mesmo após as transformações de dados. Realizou-se então o ajuste da distribuição Assimétrica t – Student Tipo 3 (ST3) (FERNANDEZ et al., 1995). E a análise de resíduo foi realizada utilizando o resíduo quantílico proposto por Dunn e Smyth (1996) das distribuições normal e ST3. Para esses resíduos foram feitos “envelopes simulados”, conforme Hodges e Atkinson (1987). Se os pontos fora do envelope forem menos de 20% o modelo está bem ajustado, quando as duas distribuições apresentavam valores abaixo de 20% era optada a distribuição normal. Caso contrário, os resultados foram mostrados de forma descritiva.

No caso do modelo estar bem ajustado, as médias eram avaliadas por intervalos de confiança para todos os RV dentro de RV:tempos (interação entre os dois) e todos os tempos dentro dos tempos:RV tomando dois a dois ($p < 0,05$). Se não houvesse a interação entre resíduo vegetal e tempo, a comparação das médias

era feita pelos intervalos de confiança para todos os RV e todos os tempos de dois a dois ($p < 0,05$), respectivamente.

As análises dos efeitos do teor de COEA em função das covariáveis RV versus tempo nas profundidades 0-10 e 10-20 cm do LV e na profundidade 10-20 cm do NQ e do estoque de C em função das covariáveis RV versus tempo da camada 0-30 cm do LV foram realizadas pelo método da extração dos resíduos quantílicos, verificação do modelo através dos “envelopes simulados” e comparação das médias pelo intervalo de confiança.

Para os efeitos do teor de C em função das covariáveis RV versus tempo do NQ nas profundidades 0-10, 10-20 20-30 cm e das concentrações de COD_{perc} em função das covariáveis RV versus tempo da camada 0-30 cm do LV e NQ foram feitas análises descritivas, bem como as diferenças entre as profundidades do mesmo solo.

As análises estatísticas foram realizadas pelo software “R” Foundation for Statistical Computing v.3.5 com os pacotes “Gamlss” e “hnp”.

No Apêndice segue as rotinas utilizadas na extração dos resíduos quantílicos, teste do envelope e intervalos de confiança na análise do COEA do NQ da camada 10-20 cm.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Fluxo de COD percolado:

Os dados climáticos durante o período experimental são apresentados na figura 9. Do início do experimento até Fevereiro houve a maior concentração de chuvas e após este mês houve queda da temperatura e diminuição da precipitação. Nos meses de Abril e Maio não houve percolação de água suficiente para análise do COD_{perc} .

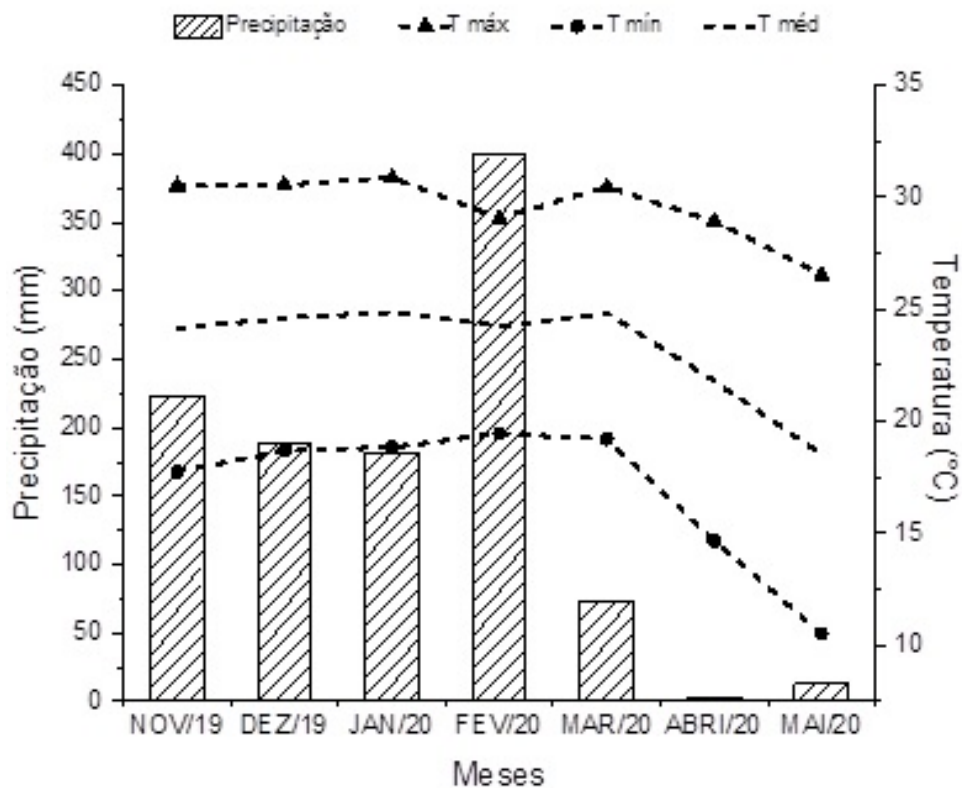


Figura 9: Temperatura média mensal (máxima, média e mínima) (°C) e precipitação média mensal (mm) em Piracicaba. Fonte: Série de Dados Climatológicos do Campus Luiz de Queiroz de Piracicaba, SP, Departamento de Engenharia de Biossistemas, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, LEB - ESALQ – USP.

A figura 10 apresenta as concentrações de COD_{perc} no decorrer do tempo em ambos os solos, LV (Figura 10 A) e NQ (Figura 10 B) sob os diferentes resíduos vegetais: sem resíduos vegetais (ou seja, controle, aqui denominados SR), sob resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e a combinação de resíduos de milho e soja (MS).

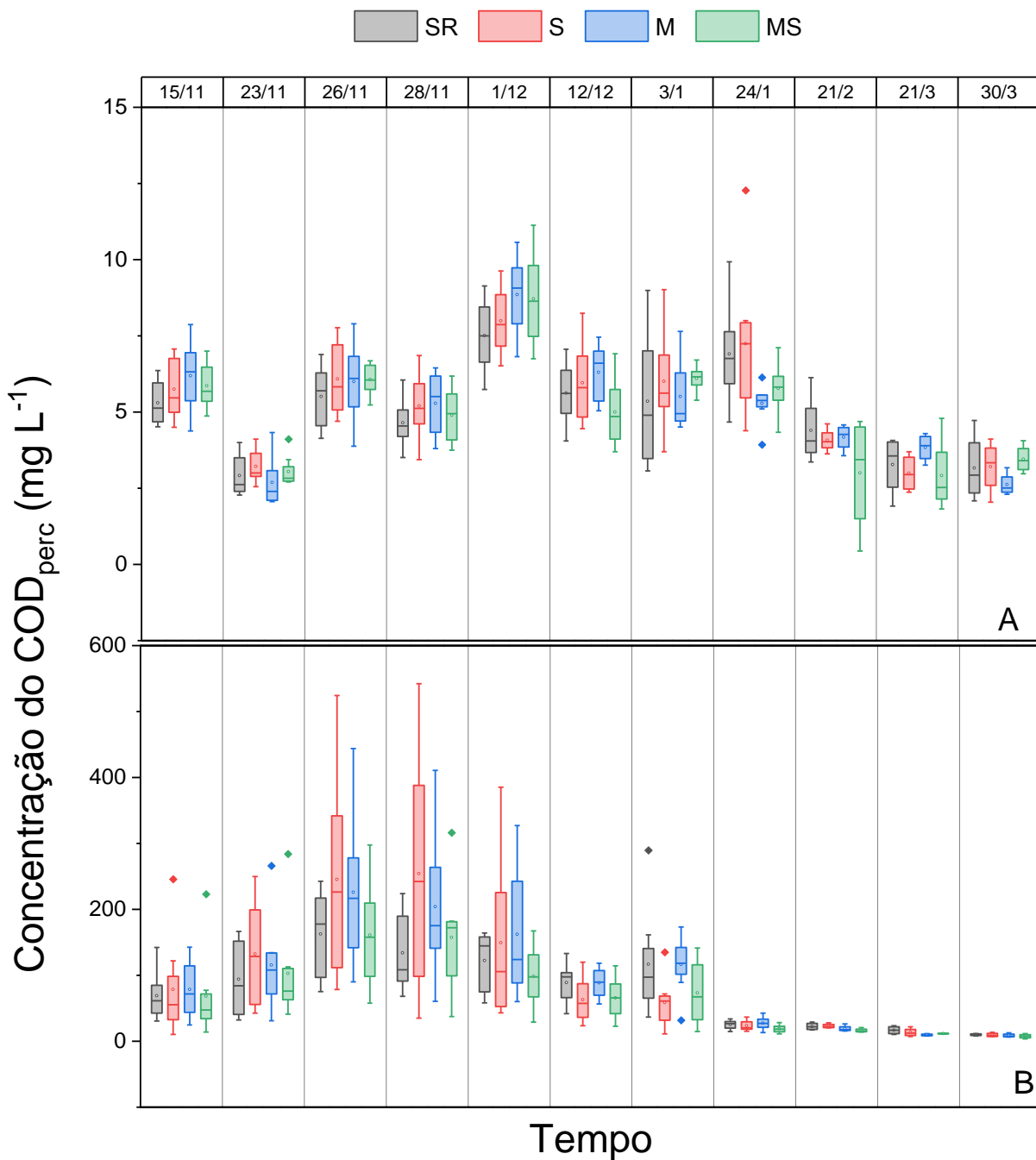


Figura 10: Box-Plot das concentrações do COD_{perc} (mg L⁻¹) da camada 0-30 cm do LV (A) e NQ (B) sob os diferentes resíduos: sem resíduo (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação dos resíduos milho e soja (MS). Pontos dentro do box-plot indicam as médias, enquanto os de fora indicam outliers.

As concentrações de COD_{perc} do LV não tiveram uma interação aparente em relação ao tipo de cobertura do solo, mas sim das condições climáticas ao longo do tempo (temperatura, precipitação etc.). Um exemplo disso foi a concentração de COD_{perc} abaixar do dia 15/11 para o dia 23/11, possivelmente, pelo maior consumo do COD por microrganismos (KALBITZ et al., 2000) e maior tempo de contato da

água percolada com o solo (FRÖBERG et al., 2007). Enquanto que no dia 26/1 houve o incremento do COD_{perc} pela criação de um meio anaeróbico, ocasionando a morte dos microrganismos e liberação de compostos microbianos e menor decomposição do COD presente no solo (KALBITZ et al., 2000).

O NQ, por possuir melhor drenagem de água (EMBRAPA, 2013), não teve o mesmo comportamento que LV. As chuvas criaram ambiente propício para a decomposição da MOS e liberação de COD (LEINWEBER et al., 2008) e o solo por possuir menos capacidade de reter COD (GMACH et al., 2020) e água (GEROLA et al., 2014) a concentração de COD_{perc} foi maior que em LV. Isso também é uma, provável, explicação da menor oscilação das concentrações do COD_{perc} . Já que o fluxo de COD no NQ é determinado principalmente pelos macroporos e fluxos de água (KALBITZ et al., 2000).

De modo geral, no NQ também não apresentou efeito dos resíduos vegetais sobre as concentrações do COD_{perc} e sim das condições climáticas. Apenas no dia 3 de janeiro de 2020, houve uma dependência aparente dos resíduos. O S apresentou menor concentração em comparação aos outros tratamentos por haver pouca palha restante nesta época e menos aporte de C.

No LV houve diferença do fluxo acumulado de COD_{perc} entre os lisímetros sob os diferentes resíduos. Em M e MS a quantidade de COD_{perc} foi de 11,7 e 11,1 $kg\ ha^{-1}$, respectivamente, e apresentaram maior translocação de COD que em SR. Enquanto, S não diferiu dos demais lisímetros (Figura 11 A). No NQ não houve diferença entre os lisímetros sob os resíduos avaliados quanto ao fluxo acumulado de COD_{perc} (Figura 11 B).

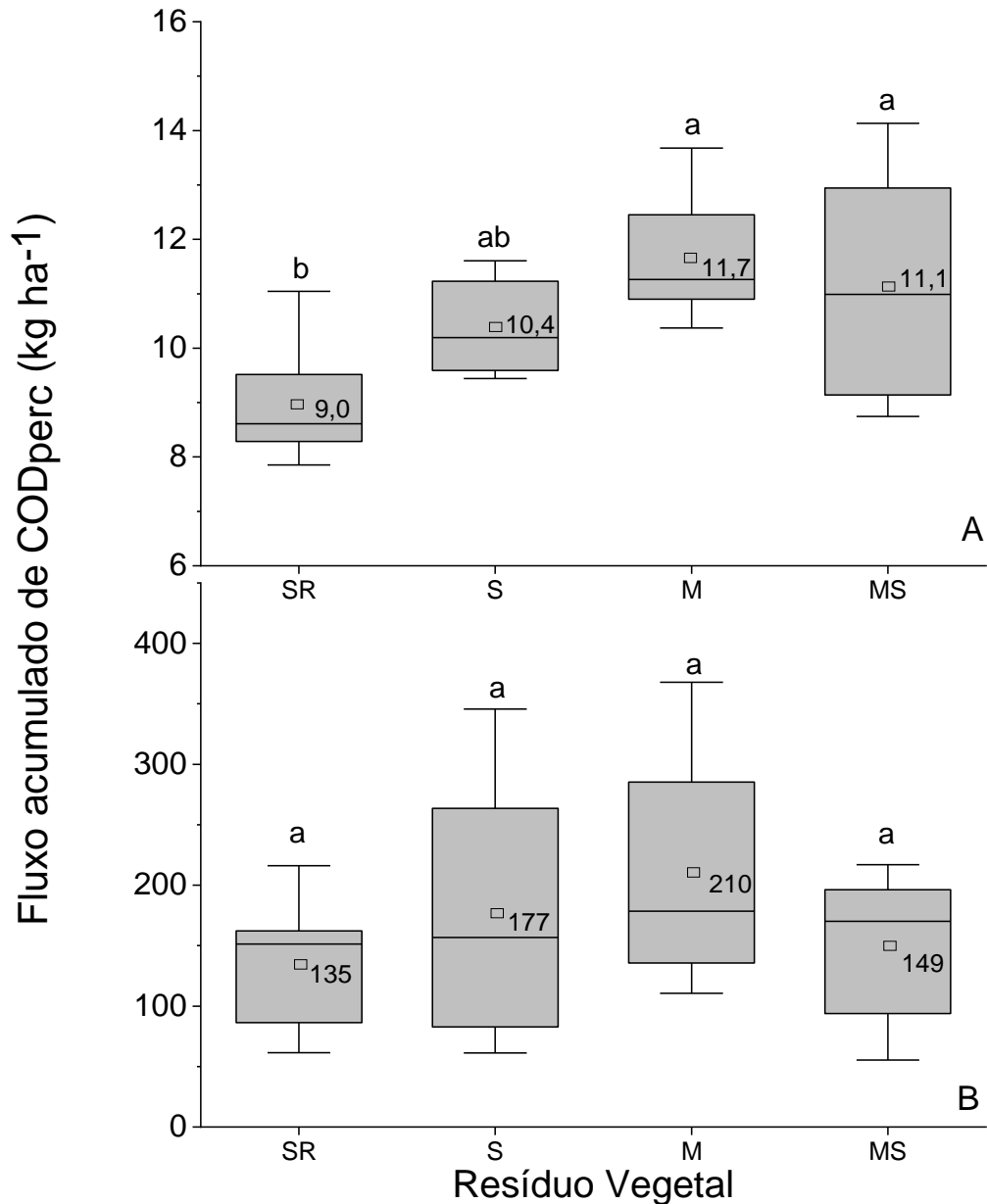


Figura 11: Box-Plot das concentrações de COC_{perc} da camada 0-30 cm do LV (A) e NQ (B) sob os diferentes resíduos: sem resíduo (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação dos resíduos milho e soja (MS). Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5 %. Os pontos e números dentro do box-plot representam valores médios do fluxo acumulado de COD_{perc} .

Quando foi comparada a média do fluxo acumulado de COD_{perc} dos tratamentos de NQ com a média dos tratamentos de LV. A quantidade total translocada de COD em NQ (168 kg ha^{-1}) foi cerca de 15 vezes maior que LV (11 kg ha^{-1}). O fluxo acumulado de COD_{perc} foi maior em NQ por esse tipo de solo possuir menor quantidade de argila e hid(óxidos) de Fe e Al que o LV, possuindo menos capacidade de reter o COD (GMACH et al., 2020). Além da translocação de COD em

solos arenosos ser, principalmente, determinada pelos macroporos e fluxo de água (KALBITZ et al., 2000). Além de experimentos em lisímetros tenderem a criar um fluxo preferencial de água permitindo um fluxo rápido de água nos solos, diminuindo a adsorção de COD e seu consumo pelos microrganismos (FRÖBERG et al., 2007; KALBITZ et al., 2000).

A baixa capacidade do NQ reter o COD e pelo fluxo do COD ser determinado pelo fluxo de água e pelos macroporos também explicam a igualdade dos tratamentos em NQ quanto ao fluxo acumulado de COD_{perc}. Enquanto no LV os tratamentos MS e M apresentaram maiores valores de COD_{perc} em comparação ao SR. O fluxo da água no solo resultou na diferença entre os tratamentos, uma vez que, as concentrações do COD_{perc} entre os tratamentos não se diferenciaram (Figura 10 A) e o cálculo do fluxo do COD_{perc} é realizado pela multiplicação da concentração de COD_{perc} pelo volume da solução percolada (SPARLING et al., 2016). A presença de restos culturais teve efeito indireto na percolação do COD no LV.

Em SR e após a palha da soja ter sido totalmente decomposta em S, o solo ficou mais suscetível aos efeitos erosivos da chuva, uma vez que, a cobertura vegetal fornece proteção ao solo (PROSDOCIMI et al., 2016). Com isso o impacto da chuva no solo causa o desprendimento das partículas do solo e causando, possivelmente, o entupimento dos poros (MAÏGA-YALEU et al., 2013) e com isso menos água é percolada. Enquanto em MS e M, a palha de milho possui uma alta relação C/N sendo decomposta mais lentamente (BERTOL et al. 2004) e a presença de cobertura vegetal melhora a estruturação do solo pela entrada de C (CASTIONI et al., 2019), favorecendo a percolação da água (GMACH et al., 2021).

O estudo do fluxo do COD é importante para compreender como os tipos de cobertura do solo irão influenciar na percolação do COD. Como apresentado neste estudo o fluxo do COD foi diferente em cada solo e, somente, em LV houve diferença entre os tipos de cobertura vegetal. Entretanto, NQ obteve um maior fluxo de COD que LV e isso pode ocasionar em maior liberação de CO₂ e até na contaminação do lençol freático ou, no caso do LV, na redistribuição e estabilização do C para camadas mais profundas (GMACH et al., 2020).

4.2. Carbono orgânico dissolvido do solo

Em todas as profundidades não houve interação entre RV versus tempo. Os resíduos vegetais em ambos os solos não se diferenciaram, exceto à camada 0-10 cm do LV, na qual apenas o M se diferenciou de SR e apresentou maior concentração de COEA. Ao longo do tempo, as camadas superficiais (0-20cm) de NQ e LV apresentaram diminuição da concentração de COEA após três meses e ao final não apresentou alteração no conteúdo de COEA. Na camada 20-30 cm do LV apresentou perda de COEA no tempo “3 meses” e no tempo “6 meses” houve um incremento de sua concentração, nesta camada em NQ houve apenas perda de COEA. (Figuras 12 e 13)

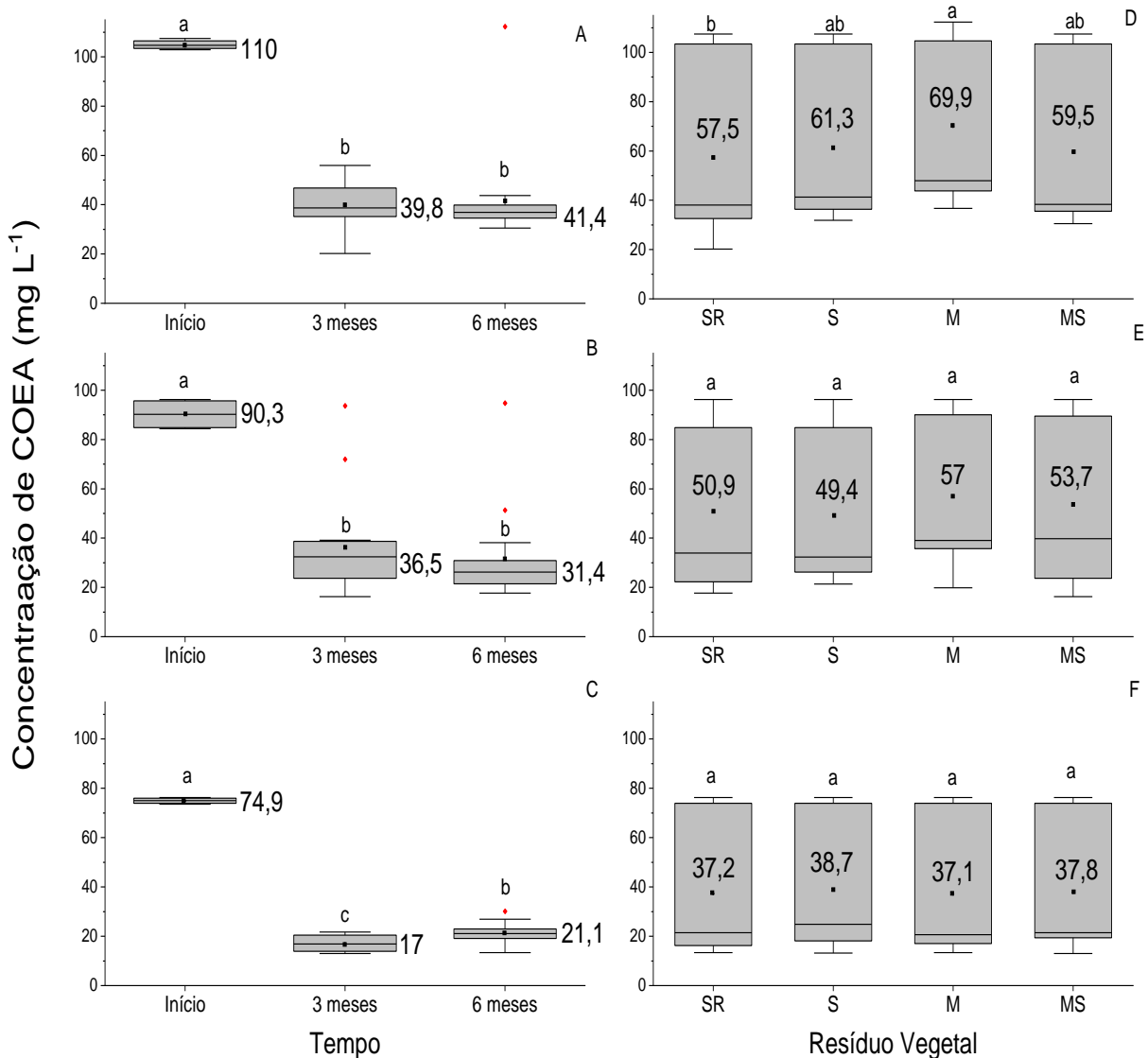


Figura 12: Box-Plot das concentrações de COEA (mg L^{-1}) do LV nas camadas 0-10 cm (A e D), 10-20 cm (B e E) e 20-30 cm (C e F) sob os diferentes resíduos vegetais: sem resíduo vegetal (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação de resíduo de milho e soja (MS) nos tempos: Início (início do experimento), 3 meses (três meses após o início do experimento e 6 meses (seis meses após o início do experimento e seu fim). Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5 % nas figuras 13 C e F. Nas figuras 13 A e D e 13 B e E, médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste intervalo de confiança a 5 % na distribuição ST3. Pontos pretos e os números representam as médias de concentração de COEA e os pontos vermelhos os outliers.

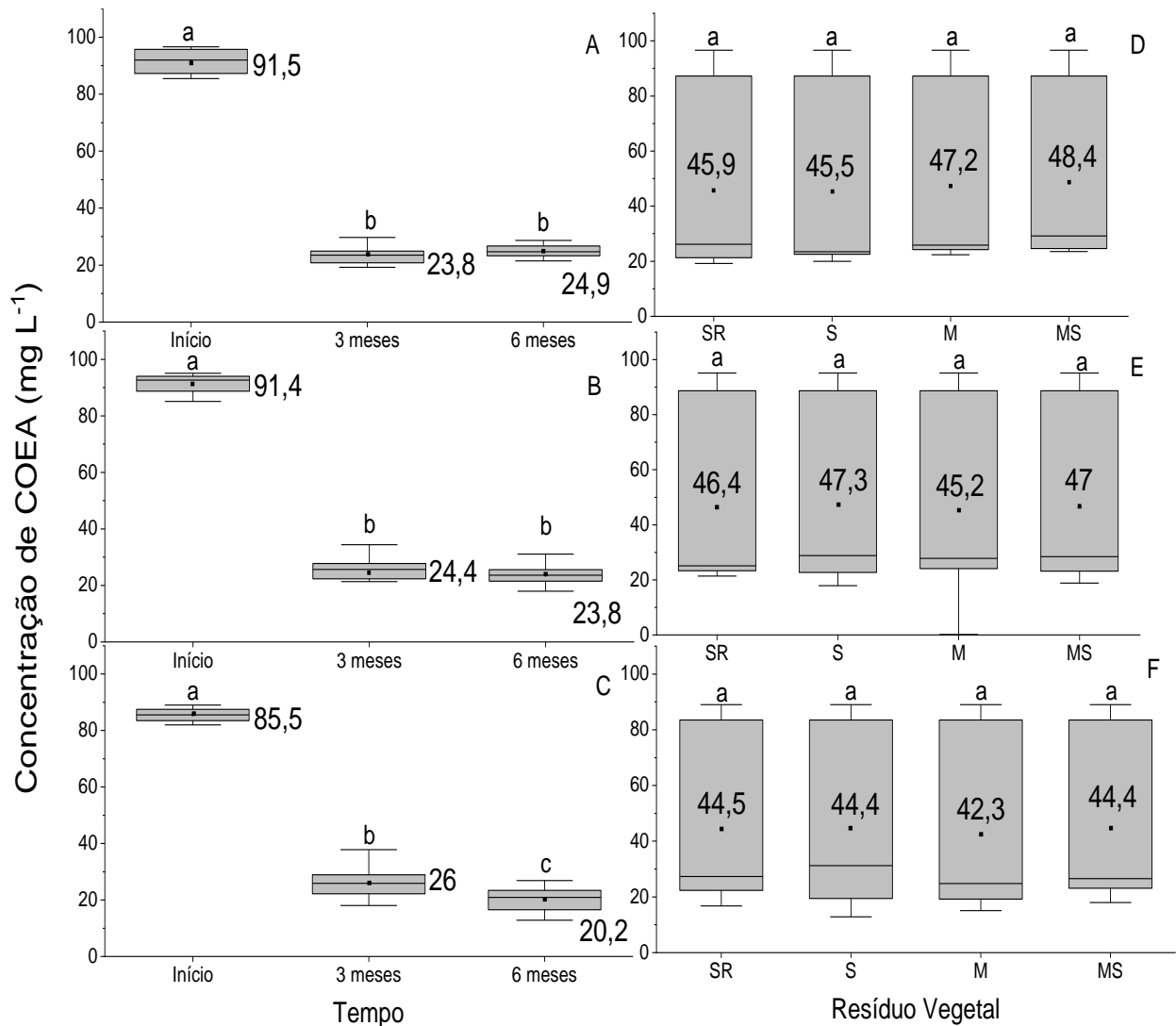


Figura 13: Box-Plot das concentrações de COEA (mg L^{-1}) do Neossolo nas camadas 0-10 cm (A e D), 10-20 cm (B e E) e 20-30 cm (C e F) sob os diferentes resíduos vegetais: sem resíduo vegetal (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação de resíduo de milho e soja (MS) nos tempos: Início (início do experimento), 3 meses (três meses após o início do experimento e 6 meses (seis meses após o início do experimento e seu fim). Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5 % nas figuras 13 A e D e 13 C e F. Nas figuras 13 B e E, médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste intervalo de confiança a 5 % na distribuição ST3. Pontos e os números representam as médias de concentração de COEA.

Os maiores teores de COEA foram encontrados, geralmente, nas camadas superiores do solo. Este resultado está de acordo com os obtidos por outros autores, nos quais houve diminuição do COEA com a profundidade (GABOR et al., 2014; LEINEMANN et al., 2018; SANTOS et al., 2022). A maior concentração de COEA na superfície deve-se à entrada de C, pela decomposição dos resíduos vegetais (MICHALZIK et al., 2003), e contribuição da biomassa presente nestas camadas, que é processada e transformada continuamente pelos microrganismos quando percolam para as camadas mais profundas. Isso faz com que a MO estabilizada naquela camada seja remobilizada, processada e transportada para baixo no perfil do solo, onde substituem e remobilizam MO ainda mais antiga, sendo definido como “modelo em cascata” (KAISER; KALBITZ, 2012; LEINEMANN et al., 2018).

O maior teor de argila e hidro(óxidos) de Fe e Al nas camadas superiores do LV, faz com que o COEA seja adsorvido, diminuindo a concentração de COEA com a profundidade do solo (GMACH et al., 2020). No NQ houve, também, o decréscimo da concentração de COEA com a profundidade. Entretanto, nas camadas superiores (0-20 cm) a diferença foi mínima, no início houve um decréscimo de 0,1% da concentração de COEA após três meses 2% e ao final do experimento 0,4%, isso ocorre pelo fato do NQ ser um solo muito homogêneo e com alto teor de areia, com a única diferença entre os horizontes sendo a presença da MO nos primeiros 15 cm (EMBRAPA, 2013). Na camada 20-30 cm do NQ a diferença foi maior, e após três meses o teor de COEA foi cerca de 6% superior às camadas superiores. Entre o início do experimento até a metade houve uma maior concentração de chuva (Figura 9), o que pode ter ocasionado a iluviação de substâncias orgânicas, diminuindo a velocidade do fluxo da água nessa camada (RUMPEL et al., 2012), aumentando o tempo de contato da solução percolada com o solo, assim a concentração de COEA foi maior na camada mais profunda (CAMINO-SERRANO et al., 2014; VICCA et al., 2009) e, também pela presença das substâncias iluviadas. Da metade do experimento até o final, a concentração de chuvas foi menor, que pode ter criado uma condição dos microrganismos do solo degradarem as substâncias iluviadas, já que a proteção química/física contra a degradação da MO no NQ é baixa (MORADI et al., 2017), assim o teor de COEA voltou a diminuir.

Neste estudo, as concentrações de COEA mais altas ao início do experimento, estão de acordo com os resultados obtidos por outros autores, nos quais as concentrações de COEA foram maiores nos solos florestais não

perturbados (CHANTIGNY, 2003; JEONG et al., 2021; LIM et al., 2018). No preparo dos lisímetros houve a perturbação do solo, aumentando a oxigenação dos microrganismos, acelerando o processo de decomposição (GMACH et al., 2020).

Com o avançar do tempo houve a estabilização na concentração de COEA nas camadas superiores, tanto para NQ quanto para LV. Na camada 20-30 cm do NQ houve diminuição de COEA, possivelmente ocasionada pelo fato da degradação de COEA aumentar com a profundidade (GABOR et al., 2014), e perdas por lixiviação, já que possui poucos mecanismo para reter a MOS (GMACH et al., 2018).

No LV da camada 20-30 cm a concentração de COEA diminuiu após três meses e ao final apresentou um incremento. Quando comparou-se as figuras 12C e 14C é possível averiguar que os tratamentos M e MS foram os responsáveis por abaixar a média de COEA neste tempo. Nos tratamentos M e MS a produção de COD é maior, pela maior relação C/N do material (GMACH et al., 2020), enquanto que em SR não houve aporte de C e S o resíduo apresenta baixa relação C/N, que leva a produção de COD, mas é rapidamente consumido (CAMINO-SERRANO et al., 2014), o COD produzido pela decomposição do resíduo do milho, possivelmente, foi o principal responsável pela perda de COD e C desta camada pelo desencadeamento do efeito “modelo cascata”, sendo que o C liberado pode ser mineralizado e perdido como CO₂ (GMACH et al., 2020). Ao final do experimento o incremento da concentração do COEA ocorreu, possivelmente, pela degradação da MOS pelos microrganismos (NAKANISHI et al., 2012), para todos os tratamentos, e decomposição dos resíduos vegetais, nos tratamentos M e MS. A variação da relação C/N também explica a razão de somente o tratamento M se diferenciou de SR na camada 0-10 cm. O MS por possuir ambos os resíduos, pode ter produzido compostos mais lábeis que são facilmente degradados pelos microrganismos, fazendo a concentração de COEA não se diferenciar de SR .

Em NQ, não houve diferença entre os tratamentos nas camadas avaliadas. Isso pode ter acontecido pelo NQ não ter os mecanismos para reter o C no solo (GMACH et al., 2020), da bioencrustação da camada superficial de SR e encrustação da camada superficial de S. A bioencrustação tem a capacidade de proteger contra a degradação da MOS e fornecer C ao solo, enquanto o encrostamento protege a MOS contra a degradação (CANTÓN et al., 2014; MAÏGA-YALEU et al., 2013).

Os resultados obtidos neste estudo estão de acordo com o proposto por Chantigny (2003), em que a mudança do uso da terra influencia a curto prazo a

dinâmica e formação de COD. Entretanto, deve-se analisar em um período maior a dinâmica do COD no solo, para compreender melhor a influência dos resíduos vegetais à longo prazo. A MOS é umas das principais fontes do COD no solo (MICHALZIK et al., 2003) e neste estudo a MOS nativa pode ter mascarado o efeito da cobertura vegetal durante o período do estudo.

4.3. Teores e estoques de C no solo

De modo geral, os lisímetros com a presença de restos vegetais (palhas de soja e milho) apresentaram maiores teores de C em relação aos lisímetros sem resíduos e no início do experimento não houve diferença entre os tratamentos para o teor e estoque de C, pois os solos foram coletados da mesma área. Como era de se esperar, observou-se uma diminuição dos teores de C em profundidade (ou seja, maiores teores na camada 0-10 cm comparativamente a camada 20-30 cm) (Figura 14).

No Latossolo (LV) para a profundidade 0-10 cm, no tempo “3 meses”, SR obteve teor médio de C de 37 g kg^{-1} . Já em S, M e MS o teor de C foi aumentado em 30, 11 e 19%, respectivamente ($S > MS > M > SR$). No tempo “6 meses” o SR apresentou menor teor de C (34 g kg^{-1}), o MS aumentou 38% em comparação ao SR e apresentou o maior teor de C. O M apresentou aumento de 35% e S 26 % em comparação ao SR ($MS > M > S > SR$). O SR ao decorrer do tempo diminuiu o teor de C, reduzindo 13% do teor de C ao final do experimento (“Início” > “3 meses” > “6 meses”). Para S houve incremento de 23% do teor de C no tempo “3 meses” e ao final do experimento houve uma redução de 11% em comparação ao tempo “3 meses” (“3 meses” > “6 meses” > “Início”). Já, M e MS apresentaram padrão similar no decorrer do experimento, sempre aumentando o teor de C, sendo que para M aumentou 18% em comparação ao início e MS 21% o teor de C (“6 meses” > “3 meses” > “Início”) (Figura 14 A).

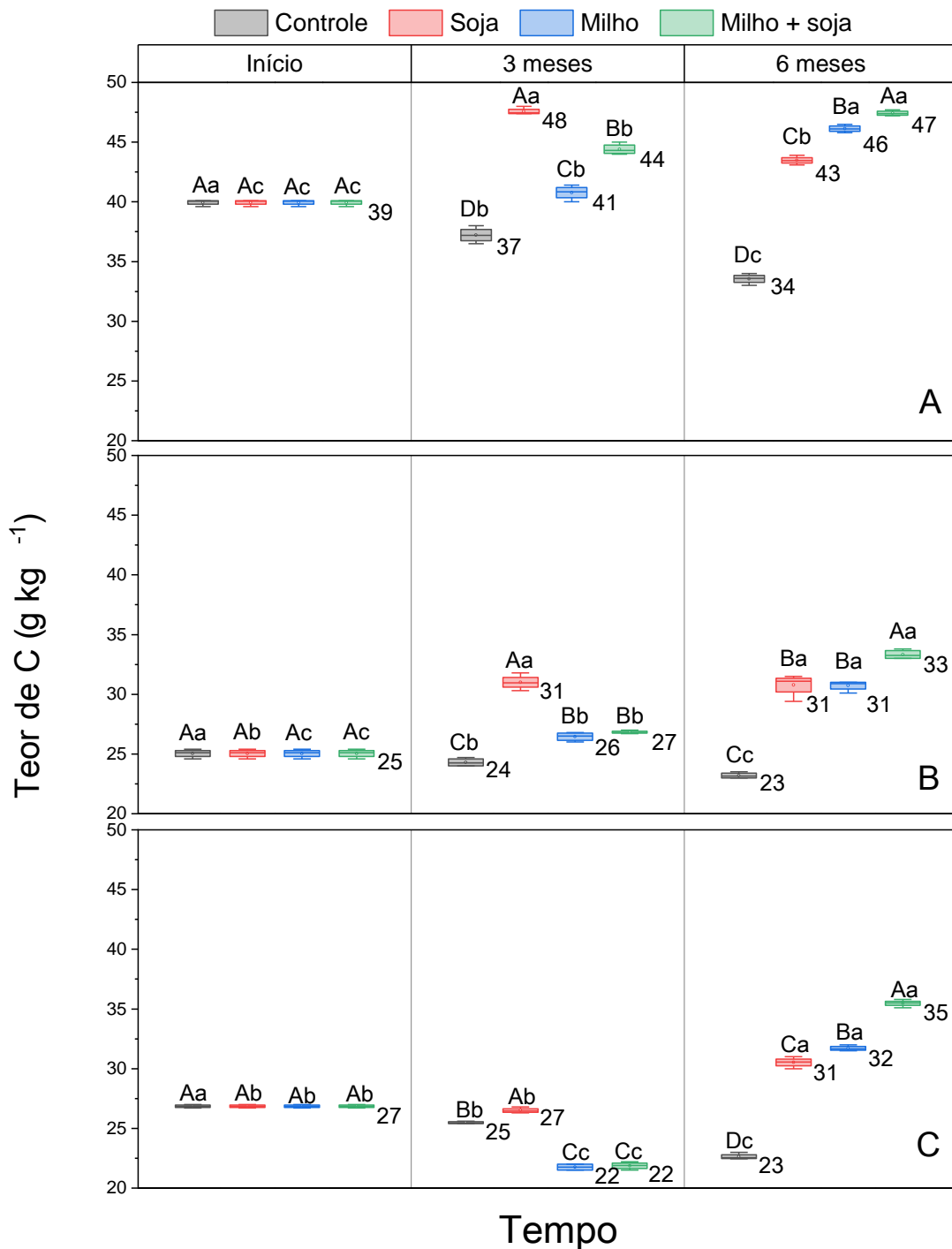


Figura 14: Box-Plot dos teores de C (g kg^{-1}) do Latossolo nas camadas 0-10 cm (A), 10-20 cm (B) e 20-30 cm (C) sob os diferentes resíduos vegetais: sem resíduo vegetal (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação de resíduo de milho e soja (MS) nos tempos: Início (início do experimento), 3 meses (três meses após o início do experimento) e 6 meses (seis meses após o início do experimento e seu fim). Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5 %, sendo que as letras maiúsculas comparam os diferentes resíduos em cada tempo (Início, 3 meses e 6 meses após o início do experimento) da mesma profundidade e minúsculas comparam as médias de cada resíduo vegetal da mesma profundidade ao longo do tempo. Os pontos e números representam os valores médios dos teores de C.

Na camada 10-20 cm três meses após o início do experimento, S aumentou em 29% em comparação ao SR (24 g kg^{-1}), enquanto M e MS aumentaram em média 10% o teor de C ($S > M = MS > SR$). Ao final do experimento, MS aumentou em 44% o teor de C em comparação ao SR. Enquanto, S e M aumentaram em média 35% o teor de C comparativamente ao SR ($MS > S=M > SR$). No decorrer do experimento, a camada 10-20 cm teve padrão similar à camada 0-10 cm.(Figura 14 B).

Na camada 20-30 cm os resultados dos teores de C apresentaram padrão semelhante à camada 10-20 cm, alterando que M e MS obtiveram uma redução média de 7% no teor de C em comparação ao SR no tempo “3 meses” ($S > SR > M =MS$). O S teve menor teor de C do que M no fim do período experimental ($MS > M > S > SR$). No decorrer do experimento houve uma redução de 19% do teor de C no tempo “3 meses” em comparação ao início do experimento para M e MS. Já no final do período experimental, houve um incremento de 46% do teor de C no M e 59% no MS (“6 meses” > “Início” > “3 meses”) (Figura 14 C).

No estoque de C da camada 0-30 cm do LV houve diferença entre todos os tratamentos nas épocas “3 meses” e “6 meses”. Os valores mais baixos em ambas as épocas ocorreram em SR, enquanto S teve o maior estoque de C na época “3 meses” e MS foi maior que M ($S > MS > M > SR$). Já na época “6 meses”, MS apresentou maior valor e M foi maior que S ($MS > M > S > SR$). Ao longo do experimento o estoque de C em SR apenas diminuiu (“Início” > “3 meses” > “6 meses”), enquanto que em S o estoque aumentou até a metade do experimento e depois permaneceu constante (“6 meses” = “3 meses” > “Início”). Para o tratamento M houve uma redução no estoque de C após três meses e ao final houve um incremento, sendo maior até que o valor inicial (“6 meses” > “Início” > “3 meses”). Finalmente, para o tratamento MS o estoque aumentou com o decorrer do experimento (“6meses” > “3 meses” > “Início”) (Tabela 2).

Tabela 2: Estoque de C (Mg ha^{-1}) da camada 0-30 cm do NQ sob os diferentes resíduos vegetais ao longo do tempo.

Resíduo vegetal	Tempo		
	Início	3 meses	6 meses
	Estoque de C		
SR	91,9 \pm 0,2 Aa	87,0 \pm 0,6 Db	79,4 \pm 0,3 Dc
S	91,9 \pm 0,2 Ab	105,1 \pm 0,8 Aa	104,8 \pm 0,6 Ca
M	91,9 \pm 0,2 Ab	89,0 \pm 1,0 Cc	109,0 \pm 0,8 Ba
MS	91,9 \pm 0,2 Ac	93,1 \pm 0,7 Bb	116,2 \pm 0,5 Aa

Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste intervalo de confiança a 5 % na distribuição normal, sendo que as letras maiúsculas comparam as médias dos diferentes resíduos vegetais dentro do mesmo tempo (Início, 3 meses e 6 meses) e as letras minúsculas as médias de cada resíduo vegetal no decorrer do tempo. SR: sem resíduo vegetal, S: resíduo de soja, M: resíduo de milho, MS: combinação de resíduo de milho e soja.

No geral, o LV apresentou decréscimo no teor de C em todas as profundidades, com exceção do início do experimento, quando a exsudação das raízes em profundidade e sua senescência podem ter influenciado no aumento do C na camada 20-30 cm. A exsudação das raízes e sua senescência aumenta o teor de C (REES et al., 2005). O teor de C reduziu com a profundidade, possivelmente, pela maior quantidade de MOS e concentração de microrganismos nas camadas superficiais e entrada de material orgânico dos resíduos vegetais e chuva (PLANTE et al., 2011).

O SR apresentou o menor valor no teor de C e apenas diminuiu com o decorrer do tempo. Na implantação do experimento houve o revolvimento do solo na montagem dos lisímetros, que causa maior areação do solo e aumenta a atividade microbiológica (GMACH et al., 2018). Sem a cobertura vegetal não houve aporte de C, o solo ficou desprotegido e criou condições para o aumento da atividade microbiana (i.e, maior umidade e temperatura), acelerando a decomposição da MOS e diminuindo o teor de C (CERRI et al., 2008; GUIMARÃES et al., 2013).

O S apresentou melhor resultado na metade do experimento. A baixa relação C/N da palha de soja faz com que o material seja facilmente decomposto (BERTOL et al., 2004), e neste processo parte do C pode ser perdida como CO_2 e a outra incorporada ao solo (SIX et al., 2006). Já na metade do experimento, o resíduo vegetal foi, quase, totalmente decomposto. Assim o solo ficou exposto às condições

favoráveis para a degradação da MOS e perda de C no sistema. Entretanto, a diminuição não foi igual ao tratamento SR, pois nesta época não houve o revolvimento do solo e o alto teor de argila e a presença de hidr(óxidos) de Fe e Al fornecem maior proteção física e química à MOS contra a degradação (SIX et al., 2002). A perda de C no tratamento S ocorreu apenas na camada 0-10 cm, na qual há maior atividade enzimática (PLANTE et al., 2011). Enquanto que nas camadas mais profundas o C é mais estabilizado e recalcitrante (LEINEMANN et al., 2018). Com isso a perda de C foi mais pronunciada na camada superficial, além da decomposição das raízes pequenas presentes no solo, possivelmente, ajudaram a manter o teor de C em profundidade (REES et al., 2005) e a translocação de formas lábeis de C, como COD (GMACH et al., 2020).

Nos lisímetros sob M e MS apresentaram decréscimo no teor de C na camada 20-30 cm na metade do experimento. Provavelmente pela percolação de substâncias orgânicas (i.e COD) que fez com que a MO mais antiga e estabilizada fosse liberada na solução do solo (KAISER; KALBITZ, 2012), podendo ser perdida pela mineralização e respiração dos microrganismos e/ou lixiviada (GMACH et al., 2020) e ao menor aporte de C pela menor taxa de decomposição da palhada, por possuir maior relação C/N (BERTOL et al., 2004, SUN et al., 2021). Ao final do experimento isso já não ocorreu, possivelmente, pela estabilização do C no solo e contínuo aporte de C pelos resíduos.

Nas camadas superficiais (0-20 cm) houve apenas o incremento do teor de C, sendo que MS obteve maior teor de C. O resíduo vegetal MS teve a junção dos efeitos dos resíduos S e M. Primeiramente a palha de soja foi decomposta, em menor velocidade pela presença de milho que possui alta relação C/N (SUN et al., 2021), por isso apresentou menor teor de C quando comparado com o tratamento S. Ao final, apresentou maior teor, pela presença do resíduo de milho, que forneceu proteção à MOS do solo e aporte de C, e mais importante a combinação dos resíduos não causou o efeito “priming”, possivelmente, pelo LV apresentar maior estabilidade dos agregados e possuir mais fungos do que bactérias, que dificulta a ocorrência do efeito “priming” (CHEN et al., 2022).

No Neossolo Quartzarênico (NQ) para profundidade 0-10 cm, na metade do experimento M e MS apresentaram maiores teores de C, incremento de 1% em comparação ao SR, enquanto S teve o menor valor (9,1 g kg⁻¹). Ao final do experimento, SR obteve 9,8 g kg⁻¹ de teor de C, diminuindo 7% sob S e 10% sob

MS; enquanto M apresentou um incremento de 41% em comparação ao SR. Nas diferentes épocas do experimento o tratamento S permaneceu com valor constante, enquanto M e SR apresentaram incremento de 52% e 8%, respectivamente. Para o tratamento MS observou-se um incremento de 2% do teor de C após três meses e ao final o teor de C reduziu 4% (Figura 15 A).

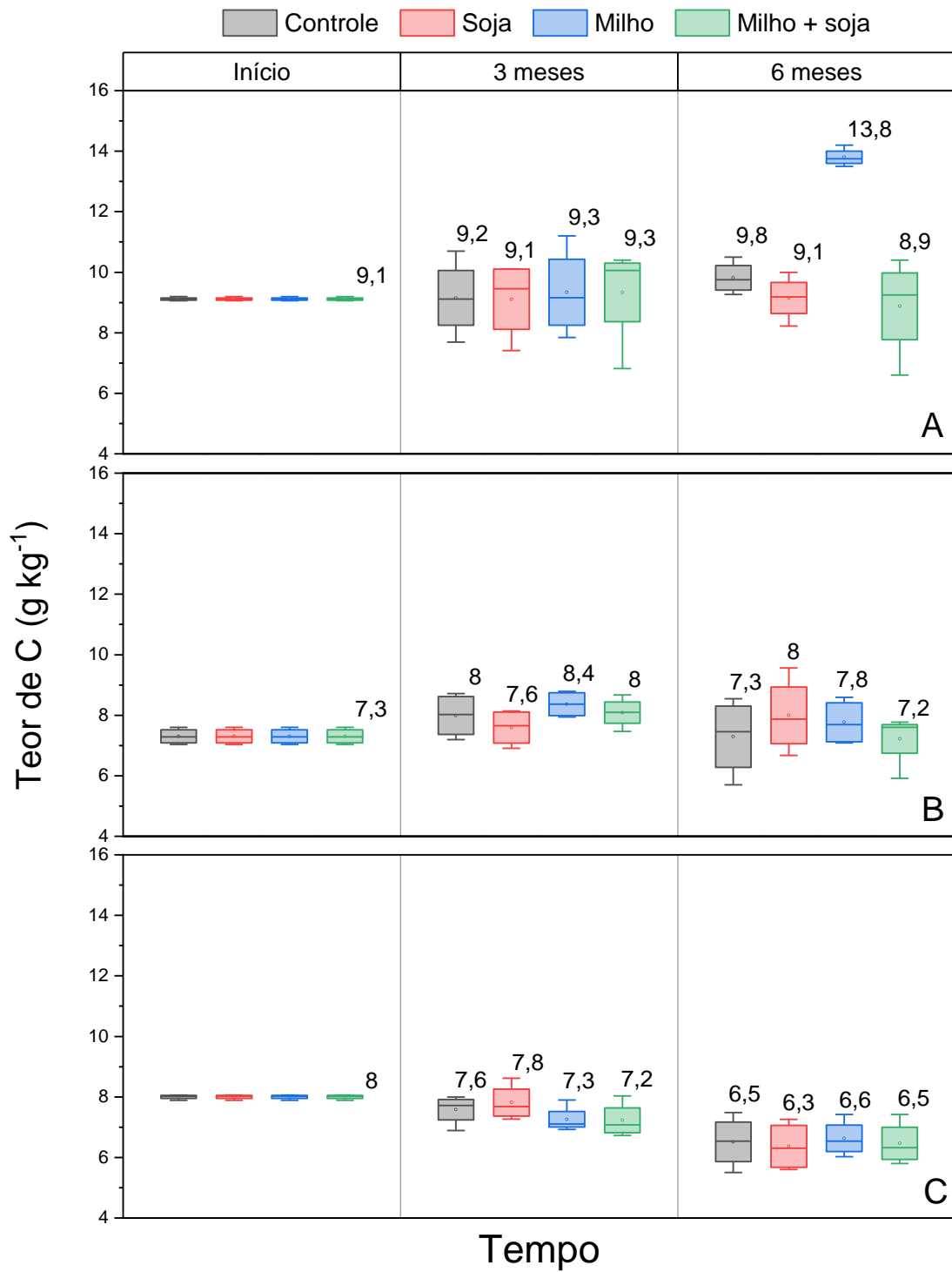


Figura 15: Box-plot dos teores de C (g kg^{-1}) do Neossolo nas camadas 0-10 cm (A), 10-20 cm (B) e 20-30 cm (C) sob os diferentes resíduos vegetais: sem resíduo vegetal (SR), resíduo de soja (S), resíduo de milho (M) e combinação de resíduo de milho e soja (MS) nos tempos: Início (início do experimento), 3 meses (três meses após o início do experimento) e 6 meses (seis meses após o início do experimento e seu fim). Pontos e os números representam as médias dos teores de C.

Na camada 10-20 cm na metade do experimento M apresentou maior teor de C, incremento de 5% em comparação ao SR, MS obteve mesmo teor de C que SR, enquanto S apresentou o menor valor de teor de C, 5% menor que em SR. No final do período experimental, MS apresentou menor teor de C ($7,2 \text{ g kg}^{-1}$), SR foi cerca 1% maior que MS, M foi aproximadamente 8% e S 11% maior que MS. Ao longo do experimento, em SR e MS observou-se incremento do teor de C após três meses e ao final o teor diminuiu, sendo semelhante ao valor inicial, em S houve um acréscimo de 9,5% do teor de C ao final do período experimental. Enquanto M houve incremento de 15 % do teor de C após três meses e ao final houve um decréscimo no teor de C de 8% (Figura 15 B). Os teores de C da camada 20-30 cm do NQ foram similares entre os tratamentos e diminuíram com o passar do tempo (Figura 15 C).

No NQ o estoque de C na época “3 meses” não apresentou diferença entre os tratamentos (SR=S=M=MS). Ao final do experimento, o tratamento M apresentou maior valor e não houve diferença entre os demais tratamentos (M > SR=S=MS). Para os tratamentos SR, S e MS não houve diferença entre os estoques das diferentes épocas (“Início” = “3 meses” = “6 meses”). Para o tratamento M não houve diferença entre o início do experimento e após três meses, apresentando um aumento no estoque de C ao final do período experimental (“6 meses” > “3 meses” = “Início”) (Tabela 3).

Tabela 3: Estoque de C (Mg ha^{-1}) da camada 0-30 cm do NQ sob os diferentes resíduos vegetais ao longo do tempo.

Resíduo vegetal	Tempo		
	Início	3 meses	6 meses
	Estoque de C		
SR	$31,7 \pm 0,3 \text{ Aa}$	$32,1 \pm 2,3 \text{ Aa}$	$30,7 \pm 2,6 \text{ Ba}$
S	$31,7 \pm 0,3 \text{ Aa}$	$31,9 \pm 2,4 \text{ Aa}$	$30,6 \pm 3,0 \text{ Ba}$
M	$31,7 \pm 0,3 \text{ Ab}$	$32,4 \pm 1,9 \text{ Ab}$	$36,7 \pm 1,8 \text{ Aa}$
MS	$31,7 \pm 0,3 \text{ Aa}$	$32,0 \pm 1,8 \text{ Aa}$	$29,3 \pm 1,3 \text{ Ba}$

Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%, sendo que as letras maiúsculas comparam as médias dos diferentes resíduos vegetais dentro do mesmo tempo (Início, 3 meses e 6 meses) e as letras minúsculas as médias de cada resíduo vegetal no decorrer do tempo. SR: sem resíduo vegetal, S: resíduo de soja, M: resíduo de milho, MS: combinação de resíduo de milho e soja.

No NQ, o resíduo vegetal SR não apresentou diminuição aparente do teor de C nas camadas superiores (0-20 cm), havendo até um incremento do teor de C ao final do experimento. O teor de C não foi alterado com a formação de biocrostas (encrostamento do solo e proliferação de microrganismos) na superfície do solo, pelos eventos de chuvas intensas que ocorreram ao longo do experimento. O encrostamento físico do solo já diminui a perda de C, imitando o efeito da cobertura vegetal de proteger a MOS da degradação (MAÏGA-YALEU et al., 2013), enquanto que a formação da biocrosta pode até produzir C orgânico, aumentando a produção de C com o desenvolvimento desta biocrosta (CANTÓN et al., 2014).

O S não apresentou mudança do teor de C na camada 0-10 cm ao longo do experimento. A decomposição do resíduo de soja forneceu C ao solo e favoreceu o encrostamento da camada superficial do solo pela maior exposição do solo aos efeitos erosivos da chuva. Assim, criou um equilíbrio entre a entrada e saída de C do solo. A respiração dos microrganismos pode ter sido igual ao aporte de C (CHEN et al., 2015). Enquanto na camada 10-20 cm houve o incremento do teor de C, possivelmente pela entrada de C ser maior que a respiração dos microrganismos.

Em M e MS não houve encrostamento da camada superficial do solo. Entretanto, M e MS obtiveram resultados semelhantes aos tratamentos SR e S na metade do experimento, mostrando que o encrostamento do solo imitou o efeito da cobertura vegetal de proteger contra a degradação da MOS (MAÏGA-YALEU et al., 2013), ou, possivelmente por o NQ possuir baixa capacidade de reter o C no solo (MORADI et al., 2017) e a decomposição da palha do milho ser mais lenta que da soja (BERTOL et al., 2004), tendo um menor aporte de C até a metade do experimento. Ao final do experimento, o tratamento M apresentou incremento no teor de C, enquanto MS uma diminuição. Uma potencial explicação refere-se à degradação primária do resíduo da soja, fez com que houvesse a proliferação de microrganismos capazes de degradar este material, após a degradação total do resíduo da soja, sobrou apenas o resíduo de milho, que possui uma relação C/N maior fazendo com que os microrganismos consumissem a MOS. A microbiota do solo para conseguir degradar a palha que possui maior relação C/N consome a MOS nativa em busca de N (KUZUYAKOV, 2010). O decréscimo de C não foi maior, pela proteção conferida pelo resíduo de milho e pelo aporte de C.

Na camada 20-30 cm o teor de C não variou entre os tratamentos e diminuiu com a profundidade, possivelmente, por haver menor entrada de C nessa camada e contínua saída do C, por mineralização e lixiviação. O NQ possui baixa capacidade de proteção física e química da MOS (MORADI et al., 2017).

Os resultados obtidos entre os solos mudaram entre si, o LV apresentou maiores teores de C em todas as camadas. No tratamento SR, LV apresentou perda de C, já em NQ não houve, tendo até o aumento do C na camada superficial pelo bioencrustamento desta camada. Enquanto que no tratamento S o encrustamento da camada superficial do NQ, conferiu proteção contra a degradação da MOS e o teor de C não alterou e em LV houve o incremento do teor de C nas camadas superficiais após três meses e ao final aumento da camada 20-30 cm, provavelmente pela formação de COD nas camadas superiores e percolado e adsorvido nesta camada. No geral, as mudanças dos teores de C ocorreram, provavelmente, pela diferença da mineralogia e textura do LV e NQ, que confere a capacidade do solo de proteção física e química da MOS (CERRI et al., 2011; SIX et al., 2002) e pelos microrganismos ali presente (CHEN et al., 2022).

Tanto LV quanto NQ tiveram os resultados dos estoques de C seguindo os padrões dos resultados obtidos nos teores de C, uma vez que se utilizou valores de densidade do solo constantes, obtidos da condição original do solo antes do evento de coleta das amostras destrutivas para montagem dos lisímetros. Vale ressaltar a importância de realizar o cálculo de mesmas massas de solo, utilizando como referência a massa de solo do ambiente que sofreu menos alterações, para corrigir erros oriundos da variação de massas com a mudança da densidade do solo (DE MORAES et al., 1996; ELLERT; BETTANY, 2011). Caso as áreas de estudo não apresentarem similaridades na textura, teor de argila se faz necessário à correção, considerando o teor médio de argila das áreas estudadas (DE MORAES et al., 1996). O revolvimento do solo, possivelmente, causa alteração na densidade do solo e redução nos teores e estoques de C (SANTOS et al., 2021; SIX et al., 2002), que resultará em erro na hora de comparar os estoques de C das diferentes épocas.

5. CONCLUSÕES

A presença de cobertura vegetal afetou a concentração de COD no solo e a quantidade de COD percolado, somente em LV. Em LV, apenas M apresentou maior concentração de COEA que SR na camada 0-10 cm, e o fluxo de COD percolado foram iguais em M e MS e maior do que SR. Em relação as concentrações de COD_{perc} não houve dependência com os tipos de resíduos, mas sim com as épocas de avaliação, em ambos os solos.

A presença de palhada em LV aumentou o teor e, conseqüentemente, o estoque de C. A junção dos resíduos propiciou maior aumento devido à variação da relação C/N do material orgânico. Já a ausência de palhada ocasionou diminuição no estoque de C e, em S, levou a diminuição do teor de C da camada 0-10 cm.

No NQ, apenas M aumentou o estoque de C e apresentou o maior teor na camada 0-10 cm. A junção dos resíduos acarretou no efeito “priming”. A ausência de resíduo levou ao encrostamento da superfície do solo dentro do tubo experimental. Em SR, ocorreu o bioencrostamento da camada superficial e potencial estabilização do estoque de C.

É importante compreender como os resíduos vegetais de milho e soja afetam a dinâmica do COD, permitindo um manejo mais sustentável do resíduo vegetal, focando em aumentar o sequestro de C, qualidade do solo e produtividade.

REFERÊNCIAS

- AMERY, F. et al. The UV-absorbance of dissolved organic matter predicts the fivefold variation in its affinity for mobilizing Cu in an agricultural soil horizon. **European Journal of Soil Science**, v. 59, n. 6, p. 1087–1095, 1 dez. 2008.
- BLANCO-CANQUI, H.; LAL, R. Crop residue removal impacts on soil productivity and environmental quality. **Critical Reviews in Plant Sciences**, v. 28, n. 3, p. 139–163, maio 2009.
- BERTOL, I.; LEITE, D.; ZOLDAN, W. A. Corn crop residue decomposition and related parameters. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 28, n. 2, p. 369–375, 2004.
- BODDY, E. et al. Fast turnover of low molecular weight components of the dissolved organic carbon pool of temperate grassland field soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 39, n. 4, p. 827–835, 1 abr. 2007.
- CAMINO-SERRANO, M. et al. Linking variability in soil solution dissolved organic carbon to climate, soil type, and vegetation type. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 28, n. 5, p. 497–509, 1 maio 2014.
- CANTÓN, Y. et al. Dynamics of organic carbon losses by water erosion after biocrust removal. **J. Hydrol. Hydromech**, v. 62, p. 258–268, 2014.
- CARDINALI, A. et al. Design of riparian buffer strips affects soil quality parameters. **Applied Soil Ecology**, v. 80, p. 67–76, 1 ago. 2014.
- CASTIONI, G. A. F. et al. Straw Removal Affects Soil Physical Quality and Sugarcane Yield in Brazil. **Bioenergy Research**, v. 12, n. 4, p. 789–800, 1 dez. 2019.
- CERRI, C. C. et al. Effect of sugarcane harvesting systems on soil carbon stocks in Brazil: an examination of existing data. **European Journal of Soil Science**, v. 62, n. 1, p. 23–28, 1 fev. 2011.
- CERRI, C. E. P.; FEIGL, B.; CERRI, C. C. Dinâmica da matéria orgânica do solo na Amazônia. In: SANTOS, G. de A.; SILVA, L. S. da; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. de O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2. ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 325-358

- CHANTIGNY, M. H. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: A review on the influence of land use and management practices. **Geoderma. Anais...** maio 2003
- CHEN, W. et al. Improved grazing management may increase soil carbon sequestration in temperate steppe. **Scientific Reports**, v. 5, n. 1, p. 1–13, 3 jul. 2015.
- CHEN, Y. et al. Soil properties and substrate quality determine the priming of soil organic carbon during vegetation succession. **Plant and Soil** 2021, p. 1–17, 8 jan. 2022.
- CONZ, R.F. et al. Effect of Pyrolysis Temperature and Feedstock Type on Agricultural Properties and Stability of Biochars. **Agricultural Sciences**, v. 8, p. 914-933, 2017
- DAY, K. E. Effects of dissolved organic carbon on accumulation and acute toxicity of fenvalerate, deltamethrin and cyhalothrin to *Daphnia magna* (straus). **Environmental Toxicology and Chemistry**, v. 10, n. 1, p. 91–101, 1 jan. 1991.
- DE MORAES, J. F. L. et al. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, v. 70, n. 1, p. 63–81, 1 mar. 1996.
- DEL VALLE, I. et al. Soil organic matter attenuates the efficacy of flavonoid-based plant-microbe communication. **Science Advances**, v. 6, n. 5, p. 8254–8283, 29 jan. 2020.
- DUNN, P. K.; SMYTH, G. K. Randomized Quantile Residuals. **Journal of Computational and Graphical Statistics**, v. 5, n. 3, p. 236, set. 1996.
- EDWARDS, A. C. et al. Farmyards, an overlooked source for highly contaminated runoff. **Journal of Environmental Management**, v. 87, n. 4, jun. 2008.
- ELLERT, B. H.; BETTANY, J. R. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 75, n. 4, p. 529–538, 2011.
- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3 ed. Brasília: Embrapa, Centro Nacional de Pesquisa de solos, 2013. 353p.
- FELLMAN, J. B. et al. Fluorescence characteristics and biodegradability of dissolved organic matter in forest and wetland soils from coastal temperate watersheds in southeast Alaska. **Biogeochemistry**, v. 88, n. 2, p. 169–184, 18 abr. 2008.

- FERNANDEZ, C.; OSIEWALSKI, J.; STEEL, M. F. J. Modeling and Inference with v-Spherical Distributions. **Journal of the American Statistical Association**, v. 90, n. 432, p. 1331, dez. 1995.
- FRANKLIN, H. M. et al. Plant source and soil interact to determine characteristics of dissolved organic matter leached into waterways from riparian leaf litter. **Science of The Total Environment**, v. 703, p. 134530, 10 fev. 2020.
- FREEMAN, C. et al. Export of dissolved organic carbon from peatlands under elevated carbon dioxide levels. **Nature**, v. 430, n. 6996, p. 195–198, 8 jul. 2004.
- FRÖBERG, M. et al. Low Dissolved Organic Carbon Input from Fresh Litter to Deep Mineral Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 2, mar. 2007.
- GABOR, R. S. et al. From the litter layer to the saprolite: Chemical changes in water-soluble soil organic matter and their correlation to microbial community composition. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 68, p. 166–176, 1 jan. 2014.
- GEROLA, J. G. et al. Contribution of the Incorporation of Poultry Litter and Limestone for the Fertility of Sandy Soil in the Brazilian Amazon. **Natural Resources**, v. 05, n. 15, p. 958–967, 25 dez. 2014.
- GMACH, M. R. et al. Processes that influence dissolved organic matter in the soil: A review. **Scientia Agricola** *Scientia Agricola*, , 2020.
- GMACH, M. R. et al. Soil dissolved organic carbon responses to sugarcane straw removal. **Soil Use and Management**, v. 37, n. 1, p. 126–137, 1 jan. 2021.
- GMACH, M. R. et al. Soil organic matter dynamics and land-use change on Oxisols in the Cerrado, Brazil. **Geoderma Regional**, v. 14, p. e00178, 1 set. 2018.
- GUIMARÃES, D. V. et al. Soil organic matter pools and carbon fractions in soil under different land uses. **Soil and Tillage Research**, v. 126, p. 177–182, 1 jan. 2013.
- HERBERT, B. E.; BERTSCH, P. M. Characterization of Dissolved and Colloidal Organic Matter in Soil Solution: A Review. In: **Carbon Forms and Functions in Forest Soils**. Madison, WI, USA: Soil Science Society of America, 2006a. p. 63–88.
- HERBERT, B. E.; BERTSCH, P. M. Characterization of Dissolved and Colloidal Organic Matter in Soil Solution: A Review. In: **Carbon Forms and Functions in Forest Soils**. Madison, WI, USA: Soil Science Society of America, 2006b.
- HODGES, J. S.; ATKINSON, A. C. Plots, Transformations, and Regression: An Introduction to Graphical Methods of Diagnostic Regression Analysis. **Journal of the American Statistical Association**, v. 82, n. 398, p. 689, jun. 1987.

- HOLST, J. et al. Soluble inorganic and organic nitrogen in two Australian soils under sugarcane cultivation. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 155, p. 16–26, 15 jul. 2012.
- JANSEN, B., MULDER, J. & VERSTRATEN, J.M. 2003. Organic complexation of Al and Fe in acidic soil solutions. Comparison of diffusive gradients in thin films analyses with Models V and VI predictions. **Analytica Chimica Acta**, 498, 105–117.
- JENNINGS, E. et al. Impacts of Climate on the Flux of Dissolved Organic Carbon from Catchments. **The Impact of Climate Change on European Lakes**, p. 199–220, 2009.
- JEONG, Y. J. et al. Land use types with different fertilization management affected isotope ratios of bulk and water-extractable C and N of soils in an intensive agricultural area. **Journal of Soils and Sediments**, p. 1–14, 1 nov. 2021.
- JONES, D. L.; WILLETT, V. B. Experimental evaluation of methods to quantify dissolved organic nitrogen (DON) and dissolved organic carbon (DOC) in soil. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 38, n. 5, p. 991–999, 1 maio 2006.
- JURADO, E. et al. Atmospheric deposition of organic and black carbon to the global oceans. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 34, p. 7931–7939, 1 nov. 2008.
- KAISER, K.; KALBITZ, K. Cycling downwards – dissolved organic matter in soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 52, p. 29–32, 1 set. 2012.
- KAISER, K.; KAUPENJOHANN, M.; ZECH, W. Sorption of dissolved organic carbon in soils: Effects of soil sample storage, soil-to-solution ratio, and temperature. **Geoderma**, v. 99, n. 3–4, p. 317–328, 1 fev. 2001.
- KALBITZ, K. et al. CONTROLS ON THE DYNAMICS OF DISSOLVED ORGANIC MATTER IN SOILS: A REVIEW. **Soil Science**, v. 165, n. 4, 2000.
- KANAKIDOU, M. et al. Atmospheric fluxes of organic N and P to the global ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 26, n. 3, p. 3026, 1 set. 2012.
- KINDLER, R. et al. Dissolved carbon leaching from soil is a crucial component of the net ecosystem carbon balance. **Global Change Biology**, v. 17, n. 2, p. 1167–1185, 1 fev. 2011.
- KESSEL, C. VAN; CLOUGH, T.; GROENIGEN, J. W. VAN. Dissolved Organic Nitrogen: An Overlooked Pathway of Nitrogen Loss from Agricultural Systems? **Journal of Environmental Quality**, v. 38, n. 2, p. 393–401, 1 mar. 2009.

- KUZYAKOV, Y. Priming effects: Interactions between living and dead organic matter. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 42, n. 9, p. 1363–1371, 1 set. 2010.
- LEINEMANN, T. et al. Multiple exchange processes on mineral surfaces control the transport of dissolved organic matter through soil profiles. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 118, p. 79–90, 1 mar. 2018.
- LEINWEBER, P. et al. Stability and composition of soil organic matter control respiration and soil enzyme activities. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 40, n. 6, p. 1496–1505, 1 jun. 2008.
- LIM, S. S. et al. Soil organic carbon stocks in three Canadian agroforestry systems: From surface organic to deeper mineral soils. **Forest Ecology and Management**, v. 417, p. 103–109, 15 maio 2018.
- LUNDQUIST, E. J.; JACKSON, L. E.; SCOW, K. M. Wet-dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 31, n. 7, p. 1031–1038, 1 jul. 1999.
- MAÏGA-YALEU, S. et al. Soil crusting impact on soil organic carbon losses by water erosion. **CATENA**, v. 107, p. 26–34, 1 ago. 2013.
- MARSCHNER, B.; KALBITZ, K. Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. **Geoderma**, v. 113, n. 3–4, p. 211–235, 2003.
- MICHALZIK, B. et al. Modelling the production and transport of dissolved organic carbon in forest soils. **Biogeochemistry 2003 66:3**, v. 66, n. 3, p. 241–264, dez. 2003.
- MOORE, T. R.; PARÉ, D.; BOUTIN, R. Production of Dissolved Organic Carbon in Canadian Forest Soils. **Ecosystems 2008 11:5**, v. 11, n. 5, p. 740–751, 28 maio 2008.
- MORADI, M. et al. Variation in soil carbon stock and nutrient content in sand dunes after afforestation by *Prosopis juliflora* in the Khuzestan province (Iran). **iForest - Biogeosciences and Forestry**, v. 10, n. 3, p. 585, 1 jun. 2017.
- NAKANISHI, T. et al. Carbon isotopes of water-extractable organic carbon in a depth profile of forest soil imply a dynamic relationship with soil carbon. **European Journal of Soil Science**, v. 63, n. 4, p. 495–500, 1 ago. 2012.
- NÄSHOLM, T.; KIELLAND, K.; GANETEG, U. Tansley review Uptake of organic nitrogen by plants. 2008.
- NELSON, D. W.; SOMMERS, L. Method of Soil Analysis. American Society of Agronomy. **Madison**, p. 539–579, 1 jan. 1996.

- ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS. World population prospects 2019: Highlights. Disponível em: <<https://esa.un.org/unpd/wpp/>>. Acesso em: 16 de julho de 2019.
- OSTERHOLZ, H. et al. ARTICLE Inefficient microbial production of refractory dissolved organic matter in the ocean. 2015.
- PARK, J. H.; MATZNER, E. Controls on the release of dissolved organic carbon and nitrogen from a deciduous forest floor investigated by manipulations of aboveground litter inputs and water flux. **Biogeochemistry**, v. 66, n. 3, p. 265–286, dez. 2003.
- PLANTE, A. F. et al. Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 43, n. 5, p. 1051–1058, 1 maio 2011.
- PROSDOCIMI, M.; TAROLLI, P.; CERDÀ, A. Mulching practices for reducing soil water erosion: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 161, p. 191–203, 1 out. 2016.
- REES, R.M., BINGHAM, I.J., BADDELEY, J.A. & WATSON, C.A. The role of plants and land management in sequestering soil carbon in temperate arable and grassland ecosystems. **Geoderma**, 128:130-154, 2005.
- RIZINJIRABAKE, F.; PILESJÖ, P.; TENENBAUM, D. E. Dissolved organic carbon leaching flux in a mixed agriculture and forest watershed in Rwanda. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 26, p. 100633, 1 dez. 2019a.
- RIZINJIRABAKE, F.; TENENBAUM, D. E.; PILESJÖ, P. Sources of soil dissolved organic carbon in a mixed agricultural and forested watershed in Rwanda. **CATENA**, v. 181, p. 104085, 1 out. 2019b.
- ROTH, V. N. et al. Persistence of dissolved organic matter explained by molecular changes during its passage through soil. **Nature Geoscience**, v. 12, n. 9, p. 755–761, 1 set. 2019.
- RUMPEL, C.; CHABBI, A.; MARSCHNER, B. Carbon Storage and Sequestration in Subsoil Horizons: Knowledge, Gaps and Potentials. **Recarbonization of the Biosphere: Ecosystems and the Global Carbon Cycle**, p. 445–464, 1 jan. 2012.
- SAFIEDDINE, S. A.; HEALD, C. L. A Global Assessment of Dissolved Organic Carbon in Precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 22, p. 11,672–11,681, 28 nov. 2017.

- SANDERMAN, J.; BALDOCK, J. A.; AMUNDSON, R. Dissolved organic carbon chemistry and dynamics in contrasting forest and grassland soils. **Biogeochemistry**, v. 89, n. 2, p. 181–198, 10 jun. 2008.
- SANTOS, R. S. et al. Consequences of land-use change in Brazil's new agricultural frontier: A soil physical health assessment. **Geoderma**, v. 400, p. 115149, 15 out. 2021.
- SANTOS, R. S. et al. Conversion of Brazilian savannah to agricultural land affects quantity and quality of labile soil organic matter. **Geoderma**, v. 406, p. 115509, 15 jan. 2022.
- SILVEIRA, M.L.A. Dissolved organic carbon and bioavailability of N and P as indicators of soil quality. **Sci. Agric.**, v.62, p.502-508, 2005.
- SINGH, M. et al. Adsorption-desorption behavior of dissolved organic carbon by soil clay fractions of varying mineralogy. **Geoderma**, v. 280, p. 47–56, 15 out. 2016.
- SIX, J. et al. Bacterial and Fungal Contributions to Carbon Sequestration in Agroecosystems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 2, p. 555–569, 1 mar. 2006.
- SIX, J. et al. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - Effects of no-tillage. **Agronomie**, v. 22, n. 7–8, p. 755–775, 2002.
- SMRECZAK, B.; UKALSKA-JARUGA, A. Dissolved organic matter in agricultural soils. **Soil Science Annual**, v. 72, n. 1, 19 fev. 2021.
- SOLINGER, S.; KALBITZ, K.; MATZNER, E. Controls on the dynamics of dissolved organic carbon and nitrogen in a Central European deciduous forest. **Biogeochemistry**, v. 55, n. 3, p. 327–349, 2001.
- SPARLING, G. P. et al. Estimates of annual leaching losses of dissolved organic carbon from pastures on Allophanic Soils grazed by dairy cattle, Waikato, New Zealand. **New Zealand Journal of Agricultural Research**, 2016.
- SUN, L. et al. Decomposition Characteristics, Nutrient Release, and Structural Changes of Maize Straw in Dryland Farming under Combined Application of Animal Manure. **Sustainability** 2021, Vol. 13, Page 7609, v. 13, n. 14, p. 7609, 7 jul. 2021.
- USELMAN, S. M.; QUALLS, R. G.; LILIENFEIN, J. Contribution of Root vs. Leaf Litter to Dissolved Organic Carbon Leaching through Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 5, p. 1555–1563, 1 set. 2007.

- VAN GAELEN, N. et al. Identifying the Transport Pathways of Dissolved Organic Carbon in Contrasting Catchments. **Vadose Zone Journal**, v. 13, n. 7, p. vzj2013.11.0199, jul. 2014.
- VAN HEERWAARDEN, J. et al. Genetic signals of origin, spread, and introgression in a large sample of maize landraces. **PNAS** v. 108, n. 3, 2011.
- VICCA, S. et al. No signs of thermal acclimation of heterotrophic respiration from peat soils exposed to different water levels. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41, n. 9, p. 2014–2016, 1 set. 2009.
- VITALE, C. M.; DI GUARDO, A. A review of the predictive models estimating association of neutral and ionizable organic chemicals with dissolved organic carbon. **Science of the Total Environment** Elsevier B.V., , 20 maio 2019.
- WILLEY, J. D. et al. Rainwater dissolved organic carbon: Concentrations and global flux. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 1, p. 139–148, 1 mar. 2000.
- WU, J. et al. Prolonged acid rain facilitates soil organic carbon accumulation in a mature forest in Southern China. **Science of The Total Environment**, v. 544, p. 94–102, 15 fev. 2016.
- XIE, Z. et al. Linking rhizospheric diazotrophs to the stimulation of soybean N₂ fixation in a Mollisol amended with maize straw. **Plant and Soil** **2021 463:1**, v. 463, n. 1, p. 279–289, 20 mar. 2021.
- ZMORA-NAHUM, S. et al. Dissolved organic carbon (DOC) as a parameter of compost maturity. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 37, n. 11, p. 2109–2116, 1 nov. 2005.
- ZSOLNAY, A. Dissolved Humus in Soil Waters. In: **Humic Substances in Terrestrial Ecosystems**. [s.l.] Elsevier, 1996. p. 171–223.

APÊNDICE

Rotina usada para extração de resíduos quantílicos, teste do envelope e construção do intervalo de confiança com e sem interação entre os fatores segue abaixo.

```
require(gamlss)

require(hnp)

setwd("C:/Users/User/Desktop/Gabriel")
dados = read.table("nqcodsolo20.txt", header = T)
attach(dados)
str(dados)

## 'data.frame':  48 obs. of  3 variables:
## $ ResVeg : int  1 1 1 1 2 2 2 2 3 3 ...
## $ Epoca  : int  1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 ...
## $ CODsolo: num  85.1 95.1 93 92.4 85.1 ...

RV = as.factor(dados$ResVeg) ##### Fator 1
Epo = as.factor(dados$Epoca) ##### Fator 2
Resp = as.numeric(dados$CODsolo) ##### Resposta, neste caso concentração de COD
no solo

Neossolo

m1 = gamlss(Resp ~ RV*Epo, family = "NO", data = dados) ##ANOVA

## GAMLSS-RS iteration 1: Global Deviance = 288.7348
## GAMLSS-RS iteration 2: Global Deviance = 288.7348

res_quant <- function(obj){ ##### Extração do resíduo quantílico
  qnorm(pNO(q      = obj$y,
            mu      = obj$mu.fv,
            sigma   = obj$sigma.fv))
}

d.fun <- function(obj) res_quant(obj) # this is the default if no

s.fun <- function(n, obj) {
  mu <- obj$mu.fv
  sig <- obj$sigma.fv
  rNO(n, mu=mu, sigma=sig)
}

# fitfun
my.data <- data.frame(Resp, RV, Epo)
f.fun <- function(y.) gamlss(y. ~ RV*Epo, family= "NO", data=my.data)

# hnp call
my.hnp <- hnp(m1,newclass=TRUE, diagfun=d.fun, simfun=s.fun,
              fitfun=f.fun,halfnormal = F, print.on=TRUE, plot=FALSE, data=my.data
)

plot(my.hnp, main="Distribuição Normal", xlab="Half-normal scores",
      ylab="Quantiles residuals", legpos="topleft")

## Ajuste da distribuição ST3 e o envelope simulado
m2 <- gamlss(Resp ~ RV*Epo, family = "ST3", data = dados)
```

```

res_quant <- function(obj){
  qnorm(pST3(q      = obj$y,
             mu      = obj$mu.fv,
             sigma   = obj$sigma.fv,
             nu       = obj$nu.fv,
             tau      = obj$tau.fv))
}

d.fun <- function(obj) res_quant(obj) # this is the default if no
# diagfun is provided

# simfun
s.fun <- function(n, obj) {
  mu <- obj$mu.fv
  sig <- obj$sigma.fv
  nus <- obj$nu.fv
  taus <- obj$tau.fv
  rST3(n, mu=mu, sigma=sig, nu = nus, tau = taus)
}

# fitfun
my.data <- data.frame(Resp, RV, Epo)
f.fun <- function(y.) gamlss(y. ~ RV*Epo, family="ST3", data=my.data)

# hnp call
my.hnp <- hnp(m2,newclass=TRUE, diagfun=d.fun, simfun=s.fun,
             fitfun=f.fun, halfnormal = F, print.on=TRUE, plot=FALSE, data=my.data
)

plot(my.hnp, main="Distribuição ST3", xlab="Half-normal scores",
      ylab="Quantiles residuals", legpos="topleft")

##### teste intervalo de confiança #####

##### Com interação #####

m1 = gamlss(Resp ~ RV + RV:Epo, family = "ST3", data = dados) #Início
epo=relevel(Epo, 2)
m2 = gamlss(Resp ~ RV + RV:epo, family = "ST3", data = dados) #3 meses
ep=relevel(Epo, 3)
m3 = gamlss(Resp ~ RV + RV:ep, family = "ST3", data = dados) # 6 meses
m4 = gamlss(Resp ~ Epo + Epo:RV, family = "ST3", data = dados) ## sem resíduo vegetal

RVS=relevel(RV,2)
m5 = gamlss(Resp ~ Epo + Epo:RVS, family = "ST3", data = dados) #soja
RVM=relevel(RV,3)
m6 = gamlss(Resp ~ Epo + Epo:RVM, family = "ST3", data = dados) #milho
RVMS=relevel(RV,4)
m7 = gamlss(Resp ~ Epo + Epo:RVMS, family = "ST3", data = dados) #milho e soja

##### sem interação #####

m8 = gamlss(Resp ~ RV, family = "ST3", data = dados) # sem resíduo vegetal

```

```

m9 = gamlss(Resp ~ RVS, family = "ST3", data = dados) #soja
m10 = gamlss(Resp ~ RVM, family = "ST3", data = dados) #milho
m11 = gamlss(Resp ~ RVMS, family = "ST3", data = dados) #milho e soja
m11 = gamlss(Resp ~ Epo, family = "ST3", data = dados) #Início
m12 = gamlss(Resp ~ epo, family = "ST3", data = dados) #3 meses
m13 = gamlss(Resp ~ ep, family = "ST3", data = dados) #6 meses

```

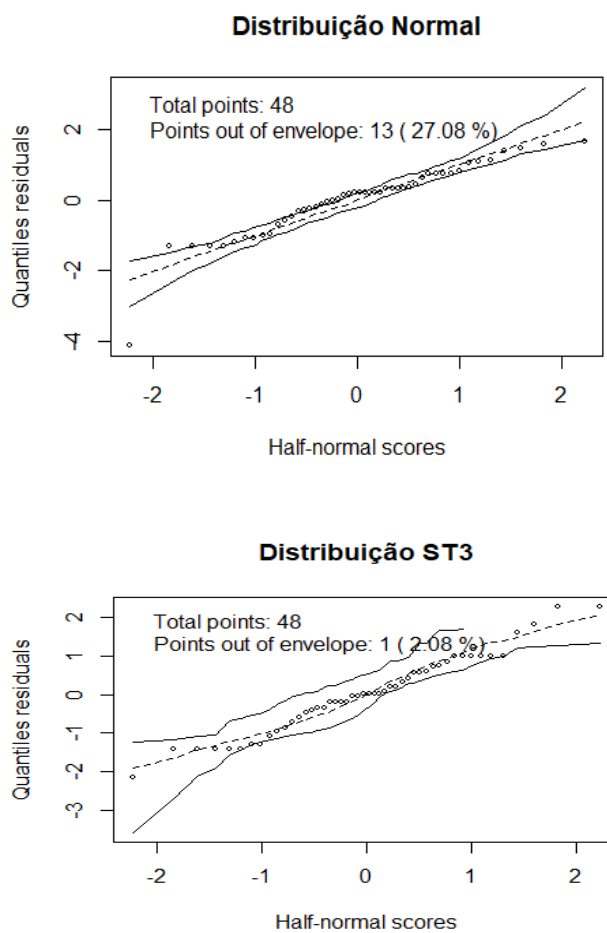


Figura 16: Gráficos do teste do envelope para as distribuições Normal e ST3. No caso da análise dos dados de COEA de NQ na camada 10-20 cm.