

UNIVERSIDADE DE PASSO FUNDO  
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA

**Mineralogia do solo relacionada ao silício no sistema solo-planta**

Luana Dalacorte

Passo Fundo

2021

Luana Dalacorte

Mineralogia do solo relacionada ao silício no sistema solo-planta

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da Universidade de Passo Fundo, como requisito parcial para obtenção de título de Doutora em Agronomia.

Orientador:  
Dr. Edson Campanhola Bortoluzzi

Passo Fundo

2021

CIP – Catalogação na Publicação

---

D136m Dalacorte, Luana  
Mineralogia do solo relacionada ao silício no sistema solo-planta [recurso eletrônico] / Luana Dalacorte. – 2021.  
10 MB ; PDF.

Orientador: Prof. Dr. Edson Campanhola Bortoluzzi.  
Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de Passo Fundo, 2021.

1. Mineralogia do solo. 2. Silício – Solos. 3. Solos – Manejo. 4. Plantas e solo. 5. Intemperismo. I. Bortoluzzi, Edson Campanhola, orientador. II. Título.

CDU: 631.41

## ATA DE DEFESA DE TESE



A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a tese

“Mineralogia do solo relacionada ao silício no sistema solo-planta”

Elaborada por

Luana Dalacorte

Como requisito parcial para a obtenção do grau de  
“Doutora em Agronomia – Área de Produção e Proteção de Plantas”

Aprovada em: 25/03/2021  
Pela Comissão Examinadora

**Dr. Edson Campanhola Bortoluzzi**  
Presidente da Comissão Examinadora  
Orientador

**Dr. Jackson Korchagin**  
Comissão examinadora – pesquisador independente

**Dr. Pedro Alexandre Varella Escosteguy**  
Comissão examinadora – UPF

**Dr. Maurício Sonda Tonello**  
Comissão examinadora – pesquisador independente

**Dr. Jaime Antonio De Almeida**  
Comissão examinadora – CAV/Udesc

**Dr. Alexandre Augusto Nienow**  
Coordenador do PPGAgro

**Dr. Diovane Freire Moterle**  
Comissão examinadora - IFRS

**Dr. Eraldo Lourenso Zanella**  
Diretor da Faculdade de Agronomia e Medicina  
Veterinária, Universidade de Passo Fundo

## **DEDICATÓRIA**

“A minha família, dedico.”

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela vida e pela sabedoria.

Agradeço ao meu pai Luiz e minha mãe Ivanete que são meus exemplos de vida, amor e dedicação, que não mediram esforços para que eu pudesse chegar até aqui.

Agradeço as minhas irmãs Rafaela e Tatiana pela ajuda, conselhos e principalmente pelo apoio em todas as horas.

Ao Yan obrigada pela paciência, compreensão nos momentos que estive ausente, e principalmente pelo companheirismo.

Agradeço ao meu orientador Edson Campanhola Bortoluzzi, pelos ensinamentos, lições e conselhos, obrigada pela amizade e oportunidade de fazer parte de sua equipe.

Ao comitê de orientação, professores Pedro Escosteguy e Jaime Almeida pela disponibilidade e contribuição científica.

Agradeço a equipe do Laboratório de Uso e Manejo do Território e Recursos Naturais – UPF, em especial aos colegas e amigos de pós-graduação Jackson, Maurício, Nêmorah, Ana Paula, Elisângela, Helena e Tatiana e aos estagiários de iniciação científica Lara, Caroline e Eduardo que contribuíram no desenvolvimento do meu trabalho.

Ao PPGAgro/UPF pela oportunidade e a CAPES pelo apoio financeiro.

Todos colaboraram para que este resultado pudesse ocorrer. A vocês meu especial obrigada!

*“A coisa mais indispensável a um homem é reconhecer o uso que deve fazer do seu próprio conhecimento.”*

*Platão*

## RESUMO

DALACORTE, Luana. Mineralogia do solo relacionada ao silício no sistema solo-planta. [121] f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2021.

A dinâmica de silício (Si) e das suas formas no solo é em parte influenciada pela dissolução de minerais silicatados e pela exportação via planta. Entretanto, o efeito dos cultivos na dessilicificação de solos e na possível alteração da mineralogia ainda não é bem conhecido. Desta forma, avaliou-se se o uso do solo e o histórico de cultivo podem modificar a mineralogia do solo, avaliando-se a exportação de Si como possível mecanismo de alteração de minerais. Para isso, dois estudos foram realizados, cujos objetivos foram: 1) avaliar os teores totais e disponíveis de Si em solos com diferentes intemperismos (Latossolo e Neossolo) e sob dois diferentes tipos de vegetação (mata nativa - MN e campo nativo - CN) e estimar as possíveis modificações na mineralogia da fração fina dos solos associadas às formas de Si; 2) avaliar o teor de Si total e disponível bem como a mineralogia de um Latossolo sob diferentes usos e históricos (CN, lavoura de dois anos, lavoura de 8 anos e lavoura de 40 anos de cultivo) e os teores de Si da raiz e parte aérea vegetal, assim como quantificar os fitólitos presentes no solo de CN e lavoura de 40 anos de cultivo. Os resultados demonstram que os teores de Si disponível no solo foram diferentes de acordo com o tipo de vegetação. Ocorreram menores teores de Si disponível e total nos horizontes superficiais do Latossolo sob campo nativo. O cultivo agrícola em longo prazo, não influencia no teor de Si disponível no solo, mas diminui o teor de Si total na fração argila. Ocorrem mudanças na mineralogia do solo cultivado por 40 anos, resultando na ausência de ilita, diminuições de cristobalita e caulinita e aumento proporcional do quartzo. O teor de Si total da raiz e da parte aérea das plantas de CN no Latossolo foi superior ao da lavoura. No CN, além da maior quantidade de fitólitos há uma também uma maior diversidade no solo. Conclui-se que o tipo de cobertura vegetal e o histórico de uso do solo modificam a mineralogia da fração fina, e a exportação de Si pelas plantas foi o mecanismo evidenciado aqui para a alteração dos minerais. Além disso, a formação e retorno de fitólitos ao solo é um importante meio de manutenção de Si no solo.

Palavras-chave: 1. Minerais silicatados. 2. Cobertura vegetal. 3. Composição mineralógica. 4. Fitólitos. 5. Ciclagem de Si.



## ABSTRACT

DALACORTE, Luana. Soil mineralogy related to silicon in the soil-plant system. [121] f. Thesis (Doctor in Agronomy) – University of Passo Fundo, Passo Fundo, 2021.

In the soil, the dynamics of silicon (Si) and its various forms are partly influenced by the dissolution of silicate minerals and by Si exported by plants. However, the effect of crops on soil Si loss and soil mineral alterations are not established well. Thus, this study evaluated whether different current and historic uses of soil can modify the soil mineralogy, in which Si export may be the major mechanism altering soil mineral contents. Two studies were conducted with the following objectives: (1) to evaluate the total and available Si contents in two soil types (Ferralsol and Regosol) under two vegetation types (native forest and grassland) and to estimate the potential changes in soil mineralogy associated with the Si forms; (2) to evaluate the total and available Si contents and the changes in Ferralsol mineralogy under different historic soil uses (grassland and soybean cropping over 2, 8, and 40 years). Additionally, the Si contents in plants (roots and shoots) were determined, and a semi-quantification of the phytoliths both in the grassland and in the field under 40 years of soybean planting was performed. The results demonstrated that the levels of available Si in the soil were different according to the soil use and soil type. The lowest values of available and total Si contents were found in the Ferralsol under grassland. Long-term cropping (40 years) did not influence the available Si content but reduced the total Si content in the soil's clay fraction. Mineral changes were evidenced in the fine soil fraction cultivated for 40 years, where illite was absent, cristobalite and kaolinite were decreased, and the relative amount of quartz was increased. The total Si content in the root and aerial parts of the plants of the grassland site was higher than that of the plants at the crop site. Additionally, at the grassland site, the amount and diversity of phytoliths were higher compared to those at the crop site. It can be concluded that the different current and historic uses of land have modified the soil's mineralogy. Silicon export by plants is the major mechanism altering the mineral contents in clay. In addition, phytolith formation and recovery in soil are important for maintaining Si cycling in the soil.

Key words: 1. Clay minerals. 2. Vegetable cover. 3. Mineralogical composition. 4. Phytoliths. 5. Silicon cycling.

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
1.1	<i>Organização da Tese</i>	15
<b>2</b>	<b>REVISÃO DA LITERATURA</b>	<b>16</b>
2.1	<i>Si como elemento químico</i>	16
2.2	<i>Si na rocha</i>	16
2.3	<i>Si no solo</i>	18
2.4	<i>Si na planta</i>	20
2.5	<i>Fitólitos</i>	22
2.6	<i>Fatores de alteração da mineralogia do solo</i>	23
2.6.1	Alterações antropogênicas da mineralogia causadas por adubação, remineralização e mudança de vegetação	25
<b>3</b>	<b>CAPÍTULO I - SILÍCIO E MINERALOGIA EM DUAS CLASSES DO SOLO DE ÁREAS POUCO ANTROPIZADAS</b>	<b>30</b>
3.1	<i>Resumo</i>	30
3.2	<i>Introdução</i>	30
3.3	<i>Material e Métodos</i>	32
3.3.1	Local do estudo e coleta do solo	32
3.3.2	Descrição morfológica, análises físicas e químicas do solo	34
3.3.3	Análise de silício disponível no solo	35
3.3.4	Análises dos teores totais de silício, alumínio, ferro, titânio e índices Ki e Kr	35
3.3.5	Caracterização mineralógica do solo	36
3.4	<i>Resultados</i>	36
3.4.1	Características morfológicas	36
3.4.2	Silício disponível e óxidos no solo	39
3.4.3	Análise mineralógica do solo	40
3.5	<i>Discussão</i>	51
3.5.1	Atributos morfológicos, físicos e químicos do solo	51
3.5.2	Teores totais de silício e relação ki e kr	52
3.5.3	Mineralogia do Latossolo e Neossolo sob campo nativo e mata nativa	53
3.6	<i>Conclusões</i>	54

<b>4</b>	<b>CAPÍTULO II - USO DE SILÍCIO PELA CULTURA DA SOJA E ALTERAÇÃO DA MINERALOGIA DO SOLO</b>	<b>55</b>
4.1	<i>Resumo</i>	55
4.2	<i>Introdução</i>	55
4.3	<i>Material e Métodos</i>	58
4.3.1	Localização do estudo e classificação do solo	58
4.3.2	Tratamentos	59
4.3.3	Coleta de solo	59
4.3.4	Coleta de plantas	59
4.3.5	Análise granulométrica do solo	60
4.3.6	Densidade do solo	60
4.3.7	Caracterização química do solo	60
4.3.8	Análise elementar por fluorescência de raios-X	61
4.3.9	Análise de silício disponível no solo	61
4.3.10	Silício total da planta	62
4.3.11	Análise de fitólitos no solo	62
4.3.12	Caracterização mineralógica de amostras de solo	63
4.3.13	Análise estatística	63
4.4	<i>Resultados</i>	63
4.4.1	Efeito do tempo de cultivo nas propriedades físicas e químicas do solo	63
4.4.2	Silício no solo e planta	66
4.4.3	Análise elementar do solo por FRX	67
4.4.4	Identificação de fitólitos no solo	69
4.4.5	Análise mineralógica do solo	69
4.5	<i>Discussão</i>	78
4.5.1	Efeito do tempo de cultivo nas propriedades físicas e químicas do solo	78
4.5.2	Si no solo e na planta	79
4.5.3	Mineralogia do solo em diferentes épocas de cultivo do solo	80
4.6	<i>Conclusões</i>	82
<b>5</b>	<b>CAPÍTULO III - FITÓLITOS E CICLAGEM DE SILÍCIO NO SISTEMA SOLO-PLANTA</b>	<b>83</b>
5.1	<i>Resumo</i>	83
5.2	<i>Introdução</i>	83
5.3	<i>Formação, composição e caracterização dos fitólitos</i>	84
5.4	<i>Deposição e perdas de fitólitos no solo</i>	87
5.5	<i>Mineralogia e fitólitos na disponibilidade de Si do solo</i>	89
5.6	<i>Conclusões</i>	92
<b>6</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>93</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÃO GERAL</b>	<b>94</b>

<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>95</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>116</b>
<i>Anexo I- Principais formas e características dos fitólitos</i>	<i>117</i>
<b>APÊNDICES</b>	<b>119</b>
<i>Apêndice I Microscopia eletrônica de varredura dos fitólitos do solo de campo nativo</i>	<i>120</i>
<i>Apêndice II Microscopia eletrônica de varredura dos fitólitos do solo da lavoura de 40 anos de cultivo</i>	<i>122</i>

## 1 INTRODUÇÃO

O Silício (Si), depois do oxigênio, é o elemento mais abundante da crosta terrestre. O óxido de silício ( $\text{SiO}_2$ ) é o mineral mais abundante nos solos, constituindo a base da estrutura da maioria dos argilominerais. Mesmo não sendo considerado elemento essencial para o desenvolvimento das plantas, sua absorção pode trazer benefícios para culturas agrícolas, como a resistência contra pragas e doenças, redução do efeito do estresse salino e do déficit hídrico (MENGEL; KIRKBY, 1987). As plantas absorvem o Si da solução do solo na forma de ácido monossilícico  $\text{Si}(\text{OH})_4$ .

O uso intensivo de áreas agrícolas, como lavouras anuais e conseqüentemente o aumento da absorção de Si pelas plantas e sua exportação, principalmente para gramíneas, pode diminuir seu teor no solo. A dessilicação do solo é um processo conhecido principalmente em regiões tropicais, em solos com grau avançado de intemperismo. O Si disponível na solução do solo é móvel, se encontra na forma de ácido monossilícico ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ), onde a maior parte não se encontra dissociada, fato este que torna o elemento mais prontamente disponível para as plantas, levando, também, a possíveis perdas por lixiviação.

Estudos demonstram que a alteração da cobertura vegetal modifica a composição química e física do solo (FRANCHINI et al., 2000; ARAÚJO et al., 2004; MEYER; KEEPING, 2001). Franchini et al. (2000) relataram a manutenção dos níveis de  $\text{K}^+$  e diminuição dos níveis de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  resultantes de uma alteração na preferência de lixiviação de cátions no sistema de produção de trigo e milho, sendo que a formação de complexos orgânicos com cátions divalentes foi sugerida como provável mecanismo responsável por estas alterações químicas no solo. Araújo et al. (2004) constataram que o solo sob cultivo apresentou maiores valores de densidade do solo e menores valores de porosidade total e de macroporosidade comparados a mata nativa. Esses aspectos

afetaram a resistência do solo à penetração e à retenção de água, considerados como reflexo do seu uso, diminuindo a disponibilidade dos nutrientes para as plantas.

A hipótese central desse trabalho é de que o tipo de cobertura vegetal e a intensidade de uso do solo podem modificar sua mineralogia. Considerando que o Si é absorvido pelos vegetais e está presente nos minerais primários e secundários, de acordo com Meyer e Keeping (2001), a quantidade do elemento disponível na solução do solo é diretamente dependente da estabilidade dos minerais da fase sólida.

A crescente ocupação antrópica com o uso agrícola intensivo dos solos nas áreas de vegetação natural, demanda conhecimento detalhado das possíveis alterações nas características mineralógicas dos solos e de seu comportamento sob diferentes usos e sistemas de manejo, visando a sua conservação. A caracterização da dinâmica do Si no solo e planta relacionada à mineralogia dos solos pode ser utilizada como um indicativo da sua qualidade, no intuito de promover um melhor embasamento para recomendar o uso e manejo correto do solo.

Conhecer quais são essas modificações e relacioná-las com a absorção de Si pelas plantas, esclarecerá o mecanismo de formação de solo por meio da influência dos organismos vivos, assim como, aspectos ambientais relacionados à sorção de íons pela disponibilidade de cargas do solo devido à alteração mineralógica.

Neste sentido, espera-se que a alteração mineralógica do solo devido ao uso de Si pelas plantas pode acarretar na aceleração do intemperismo do solo. Este estudo permitirá avaliar os mecanismos das alterações na formação do solo através da mineralogia e dinâmica do Si, e ainda se as formas e as concentrações de Si no solo são alteradas pelo tipo de vegetação e uso do solo.

O mecanismo a ser estudado é o de que espécies de uso agrícola intensivo exportam Si e provocam a dessilicação do solo em diferentes classes de solo, alterando a dinâmica de Si no solo e por consequência a composição mineralógica deste, assim,

diferentes espécies, tempos de cultivo e classes de solo são fontes de variação dessa dinâmica.

O objetivo geral foi avaliar se o tipo de solo, o uso do solo (cobertura vegetal) e o histórico de uso do solo modificam a mineralogia do solo. Mais especificamente descrever os teores totais e disponíveis de Si e avaliar a mineralogia entre os horizontes de Latossolo e Neossolo sob mata nativa (MN) e campo nativo (CN). Ademais, a tese visou avaliar se há diferença nos teores de Si total e disponível em função do histórico de cultivo agrícola e se isso influencia a mineralogia de um Latossolo. Para isso um solo sob CN, lavoura de grãos de dois, oito e quarenta anos de implantação foram estudados em seus teores de Si total no solo, nas raízes e parte aérea das plantas; também, o estudo quantificou e identificou os fitólitos presentes em Latossolo sob CN e na área de quarenta anos sob lavoura.

## **1.1 Organização da Tese**

A tese foi estruturada por uma Introdução da temática estudada, onde é exposta a problemática, a justificativa, a hipótese e os objetivos, seguido de uma Revisão de Literatura, apresentando aspectos conceituais sobre o sujeito (Si) e o objeto da pesquisa (solo-planta), com as principais descobertas sobre o assunto, ocorridas nos últimos anos, nas principais revistas científicas da área. Para atender aos objetivos, a tese é estruturada em três capítulos, sendo os capítulos I e II resultantes da condução dois experimentos de laboratório. O primeiro aborda e discute os resultados das análises do teor de Si e a mineralogia em solos com diferentes graus de intemperismo em áreas naturais sob mata e campo nativo. O segundo trata da dinâmica de absorção de Si em um solo agrícola sob diferentes tempos de cultivo e a alteração da mineralogia do solo. No Capítulo III é apresentada uma revisão bibliográfica sobre fitólitos e o ciclo de Si no sistema solo-planta. Como forma de fechamento da tese, Considerações finais a respeito dos três capítulos e a Conclusão Geral.

## 2 REVISÃO DA LITERATURA

Para a compreensão da dinâmica do Si nas interações do sistema solo-planta e sua influência nas modificações da composição mineralógica do solo, realizou-se a revisão de bibliografias procurando-se estabelecer as várias formas de sua ocorrência em rochas, no solo e na planta, sua dinâmica e suas interações.

### 2.1 Si como elemento químico

O dióxido de Si, também conhecido como sílica, cuja fórmula química é  $\text{SiO}_2$ , é um dos compostos mais abundantes na crosta terrestre, possuindo 12 polimorfos. O termo sílica é usado como uma curta referência ao nome completo do composto dióxido de Si e é empregado para se referir a todas as suas formas cristalinas, amorfas, hidratadas ou hidroxiladas (ILER, 1979). O elemento Si (Si) apresenta massa atômica de 28u, e número atômico igual a 14 (elétrons e prótons). Possui estado de oxidação +4 como o mais comum, na escala logarítmica de Mohs (1 a 10), a sílica tem dureza 7, ou seja, é a quarta substância mais dura na natureza.

Em condições normais, a solubilidade do  $\text{SiO}_2$ , sob a forma de quartzo, é de 6,5 mg/L, podendo aumentar de acordo com a composição, estrutura e granulometria (<10-4 cm) dos diferentes minerais silicáticos (SZIKSZAY, 1993). A solubilidade da sílica é constante na faixa de pH 2-9, onde o pH ideal para a precipitação da sílica como coloide é próximo de 4,5; em pH 8, existe a tendência de ocorrer como molécula dispersa (SJOBORG, 1996). Quando em meios de pH extremos, ácido ou principalmente básico, seu potencial de dissolução sofre aumento significativo (FETH et al., 1961).

### 2.2 Si na rocha

A fonte primária de Si no sistema solo-planta é a reserva de minerais primários que são resistentes ao desgaste, chamados de silicatos litogênicos. Estes fazem parte da mineralogia do material de origem do solo e ao estágio de intemperismo, que regula a atividade do ácido monossilícico aquoso, definido como  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ . O  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  é a forma de



Si disponível na solução do solo, e controla a acumulação de Si em uma determinada planta (HENRIET et al., 2008).

A degradação dos minerais primários de silicatos litogênicos libera solutos que podem se recombinar para sintetizar argila neoformada. Estes minerais de tamanho de argila podem, por sua vez, se dissolver e contribuir para reabastecer o Si disponível com  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  aquoso. No entanto, os caminhos e as taxas de dissolução variam amplamente entre os diferentes tipos de minerais (CHURCHMAN; LOWE, 2012; SPOSITO, 2008).

Como principal reação de dissolução dos silicatos, ocorre inicialmente a hidrólise, quando as superfícies de contato dos minerais silicáticos desequilibram-se em suas valências, permitindo o início da hidratação. Em condições normais, esta hidratação transforma o  $\text{SiO}_2$  em  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  e, em pH acima de 9, também para as formas de  $\text{SiO}_3^{2-}$ ,  $\text{Si}(\text{OH})_6^{2-}$  ou  $\text{H}_3\text{SiO}^{3-}$ . Independentemente do tipo da rocha de origem (não carbonáticas), as águas onde o pH aumenta de 5 para 7 possibilitam uma maior concentração de sílica em solução.

O desgaste das rochas leva a uma gradação de produtos tanto no espaço como no tempo, resultando em perfis de solo com variações de profundidade (CHURCHMAN; LOWE, 2012), gerando uma diminuição no conteúdo de minerais silicatados litogênicos do interior para a superfície do solo. As variações ocorrem nas dimensões vertical e horizontal.

Essas variações são refletidas pelos fatores de condução no intemperismo mineral, o conteúdo e a solubilidade dos aluminossilicatos primários em silicatos litogênicos, a disponibilidade de água e a entrada de prótons, bem como a precipitação de Si neoformado e produção de solutos que serão absorvidos por plantas ou lixiviado do solo e transferido para a hidrosfera. Esses fatores estão diretamente ligados à rocha-mãe, biota, clima e tempo. A temperatura afeta a taxa de dissolução mineral através da lei de Arrhenius (RAI; KITTRICK, 1989), enquanto a neoformação controla a distribuição de soluto no perfil do solo (CHADWICK; CHOROVER, 2001). A topografia também pode influenciar o equilíbrio químico entre as fases sólida e líquida

através da lixiviação e transferência lateral de solutos ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $\text{K}^+$ ) ao longo de uma inclinação, e sua acumulação na base do declive. Finalmente, o tempo é um fator importante porque governa o estágio de intemperismo do solo em determinadas condições ambientais.

A dessilicação leva à sequência de meteorização que pode ser explicada através da relação Quantidade-Intensidade (Q-I) (LINDSAY, 1979). O conceito Q-I foi desenvolvido para prever a dinâmica dos nutrientes das plantas nos solos e amplamente utilizado para a avaliação da fertilidade do solo. O Q-I liga o estoque de Si em minerais resistentes (Q) à atividade de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  na solução do solo (I). O fator de intensidade é a atividade de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , que depende do fator de Quantidade, isto é, a quantidade de mineral que contém Si que pode ser potencialmente dissolvido. Com relação à solubilidade dos materiais silicatados, estudos sugerem que o silicato de cálcio apresenta solubilidade 6,78 vezes maior que o carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3 = 0,014 \text{ g/dm}$ ;  $\text{CaSiO}_3 = 0,095 \text{ g/dm}$ ) (ALCARDE; RODELLA, 2003). Diferentes minerais são capazes de manter diferentes níveis de Si disponível. O aumento do intemperismo leva ao domínio sucessivo de diferentes minerais secundários com diminuição do teor de Si, que são controlados pela diminuição dos níveis de Si disponível, este é o processo natural de dessilicação do solo que caracteriza os solos bem drenados.

Os fluxos de água, bem como a temperatura, promovem o processo geral de dessilicação, causando ciclos sazonais de dissolução/precipitação de minerais de tamanho de argila (WHITE et al., 2012; ZABOWSKI; UGOLINI, 1992). A absorção vegetal de substâncias aquosas controla os processos de formação de solo através do seu impacto na química da solução do solo, daí a biodisponibilidade do Si nos solos (BLECKER et al., 2006; HENRIET et al., 2008) e o balanço de Si nos ambientes terrestres (CHADWICK; CHOROVER, 2001).

### **2.3 Si no solo**

As principais fontes de Si, presentes na solução do solo são resultado da decomposição de resíduos vegetais, dissociação do ácido silícico polimérico, liberação

de Si dos óxidos e hidróxidos de Fe e Al (JONES; HANDRECK, 1967). Além disso, podemos incluir o elemento no sistema a partir da adição de fertilizantes silicatados e também da água de irrigação.

O teor total de Si do solo depende da mineralogia do solo e varia de 5 a 470 g/kg (MCKEAGUE; CLINE, 1963). Apesar de o silício ser um dos elementos mais abundantes da crosta terrestre e presente em consideráveis quantidades na maioria dos solos, várias classes de solos, principalmente os localizados no Cerrado, são pobres em Si solúvel nos horizontes superiores (RAIJ; CAMARGO, 1973).

As principais formas de Si no solo de acordo com Korndörfer et al. (2003) são:

- Si solúvel ( $H_4SiO_4$  - Ácido monossilícico) facilmente aproveitável pelas plantas.
- Si estrutural em minerais silicatados.
- Si adsorvido ou precipitado com óxidos de Fe, Al e Mn.
- Sílica biogênica oriunda da decomposição da matéria orgânica do solo e constituída por formas amorfas (ou poliméricas de Si).

As taxas de ciclismo de Si em ecossistemas terrestres dependem de fatores ambientais que governam os processos de formação de solo: clima, topografia, material parental do solo, idade e fatores bióticos, como vegetação, microrganismos e manejo do uso do solo (ALEXANDRE et al., 1997; ALEXANDRE et al., 2011; CORNELIS et al., 2011a; SOMMER et al., 2006; STREET-PERROTT; BARKER, 2008; WHITE et al., 2012). A mudança contínua do solo ao longo do tempo é predominantemente controlada por fatores bioclimáticos como a percolação de água, produção de biomassa e energia solar (CHADWICK; CHOROVER, 2001). O equilíbrio interativo entre esses processos é a base da diversidade do solo, caracterizada pela mineralogia contrastante do solo, ligada ao conteúdo e à estabilidade dos minerais que apresentam Si. As transformações

pedogênicas são fortemente influenciadas pelo conjunto de minerais de silicatos, através da atividade do ácido monossilícico ( $H_4SiO_4$ ) na solução do solo.

Os processos envolvendo biogeoquímica de Si nos solos são, portanto, fundamentais na evolução dos constituintes e propriedades do solo e, como tal, o funcionamento da biosfera. A pedodiversidade é importante para a produção de alimentos, a qualidade da água, as mudanças climáticas, a saúde humana e a diversidade das plantas (JANZEN et al., 2011; LALIBERTÉ et al., 2013; MCBRATNEY et al., 2013), mas também para a relação codependente entre o ciclo biogeoquímico global de elementos e biogeoquímica de Si terrestre (RAGUENEAU et al., 2000).

Os solos são sistemas biogeoquímicos dinâmicos e multicomponentes que sofrem transformações levando a uma sequência de horizontes do solo (SPOSITO, 2008) que liga a pedosfera à litosfera, biosfera, atmosfera e hidrosfera. O ciclo do Si no solo-planta implica efeitos interdependentes de fatores ambientais sobre o destino de Si (ALEXANDRE et al., 1997; ALEXANDRE et al., 2011; BASILE-DOELSCH et al., 2005; BLECKER et al., 2006; CAREY; FULWELLER, 2012; CONLEY; CAREY, 2015; CORNELIS et al., 2011a; DERRY et al., 2005; GÉRARD et al., 2008; LI et al., 2011; OPFERGELT et al., 2010; SOMMER et al., 2006; SOMMER et al., 2013; STRUYF; CONLEY, 2012; WHITE et al., 2012). O papel dos processos de formação do solo sobre a respectiva contribuição de fontes inorgânicas e biogênicas para o conjunto de Si dissolvido e seu efeito sobre o Si biológico são mal conhecidos e quantificados.

## **2.4 Si na planta**

A absorção de Si pela vegetação varia de 2 a 90 kg/ha/ano (ALEXANDRE et al., 2011; CORNELIS et al., 2011b) e excepcionalmente até 640 kg/ha/ano (MEUNIER et al., 1999). O Si ainda não foi considerado como elemento essencial para os vegetais, porque a sua função ainda não foi bem esclarecida (EPSTEIN, 1999); porém, a absorção de Si traz benefícios, tais como: aumento da tolerância ao ataque de doenças e pragas, diminuição da transpiração, melhora da arquitetura da planta ao tornar as folhas mais

eretas e consequente melhora da taxa fotossintética (DEREN et al., 1994). As gramíneas são consideradas plantas acumuladoras de Si, assim, a adubação com Si tem aumentado e sustentado a produção de matéria verde e de grãos em espécies como arroz, cana-de-açúcar, sorgo, milheto, aveia, grama 'Kikuyu', grama 'Bermuda' (ELAWAD; GREEN, 1979; KORNDÖRFER; LEPSCH, 2001). Em arroz cultivado em várzea, Korndörfer et al. (2001) observaram aumento médio de produção de grãos de 1.007 kg/ha nos tratamentos com Si, aplicado na forma de silicato de cálcio.

A absorção de Si ocorre por difusão passiva e também com a participação de transportadores localizados na exoderme e endoderme das raízes (MITANI; MA, 2005; MA; YAMAJI, 2008), sendo o conteúdo acumulado variável de acordo com a espécie (EPSTEIN; BLOOM, 2006; MA; YAMAJI, 2006). Com base na relação Si:Ca, as plantas podem ser classificadas como acumuladoras, quando essa relação for maior que 1,0; intermediárias, entre 0,5 e 1,0; e não acumuladoras, quando menor que 0,5 (MA et al., 2001). Em geral, as plantas acumulam entre 1 e 10 % de Si na matéria seca (MA; YAMAJI, 2006), e a maior parte do Si nas plantas concentra-se na parede celular, tendo função no suporte e sustentação da planta (REIS et al., 2007), podendo ser encontrado também no citoplasma das células (HEINE et al., 2005).

O efeito benéfico do Si no acúmulo de fitomassa em plantas cultivadas está associado a alterações na estrutura das plantas, permitindo, por exemplo, a melhor captação de energia solar e redução do acamamento. Embora ainda seja desconhecida a função do Si no metabolismo vegetal (EPSTEIN; BLOOM, 2006), postula-se que o Si solubilizado na planta tem papel na síntese de moléculas de defesa em plantas (MA; YAMAJI, 2008; RODRIGUES et al., 2004).

O Si pode estimular o crescimento e a produção vegetal indiretamente, causando aumento no teor de clorofila nos tecidos foliares, alterando a arquitetura das plantas, tornando-as mais eretas e evitando o autossombreamento excessivo, atrasando a senescência, aumentando a rigidez estrutural dos tecidos e protegendo as plantas de agentes bióticos e abióticos (EPSTEIN; BLOOM, 2006; MA; YAMAJI, 2008; MARSCHNER, 1995).

Grande número de materiais tem sido utilizado como fonte de Si para as plantas, dentre eles as escórias de siderurgia, wollastonita, metassilicato de cálcio, silicato de potássio, termofosfato, silicato de cálcio e silicato de magnésio (PRADO; FERNANDES, 2001; CASTRO, 2009) a fim de promover a correção da acidez de alguns solos, além de adicionar Si ao sistema solo-planta.

## 2.5 Fitólitos

Os fitólitos são compostos de sílica opalina que é absorvida como ácido monossilícico pelas plantas através de suas raízes no sistema vascular durante a transpiração e, em seguida, depositada em estado sólido como dióxido de Si em espaços inter e intracelulares. Dois modos de absorção de Si em plantas têm sido propostos - passivo e ativo, enquanto algumas espécies também foram identificadas como rejeitadoras de Si ou excludentes (ERNST et al., 1995; JARVIS, 1987; JONES; HANDRECK, 1967; LIANG et al., 2006; MA; YAMAJI, 2006; RICHMOND; SUSSMAN, 2003). Os fitólitos são adicionados aos solos e estão entre os restos vegetais mais comuns (PIPERNO, 2006).

A absorção de Si controlada geneticamente leva à produção dos chamados fitólitos de 'forma fixa'. Estas se formam em todas as condições ambientais e são compostas de células curtas de grama, tais como rondels, selas, bilobates, cruces, trapezóides e crenates. A absorção ambientalmente controlada de Si leva à produção de fitólitos de "forma sensível", que só ocorrem sob condições ambientais favoráveis, por exemplo, quando há água suficiente e Si disponível no solo (MADELLA et al., 2009).

Diferentemente dos restos macrobotânicos orgânicos, os fitólitos são inorgânicos e, portanto, não requerem condições específicas de preservação, como registro de água ou carbonização, embora possam estar sujeitos à quebra mecânica (JENKINS, 2009) e à dissolução variável em ambientes alcalinos (ALBERT et al., 2006).

Os fitólitos são os principais depósitos de sílica (SiO<sub>2</sub>) em muitos tecidos vegetais, especialmente nos pontos finais da transpiração, embora o mecanismo de

depósito de SiO<sub>2</sub> ainda não esteja claro (HODSON et al., 2005; SCHALLER et al., 2013). Em geral, o conteúdo de fitólitos varia de <0,5% na maioria das dicotiledôneas para ~3% em gramíneas de terras secas típicas, e pode até chegar a 10–15% nas Cyperaceae e em espécies de Poaceae das zonas úmidas (EPSTEIN, 1994; PARR et al., 2010).

Folhas, flores e frutas são os principais órgãos onde a sílica amorfa é depositada (PIPERNO, 1989). Os caules e as raízes também produzem silicofitólitos em menor grau, especialmente no xilema secundário (LUX et al., 2003; MOTOMURA et al., 2004). Mesmo que o tecido principal onde os silicófitos são produzidos seja a epiderme, o parênquima, o xilema e o esclerenquima também podem ser silicificados (PIPERNO, 2006).

## **2.6 Fatores de alteração da mineralogia do solo**

O intemperismo mineral transforma rochas em solo e libera nutrientes para a solução do solo, usados na nutrição vegetal. Esse processo envolve a transformação de minerais primários do grupo dos feldspatos, filossilicatos, anfibólios, piroxênios e vidro vulcânico em minerais secundários como caulinitas, ilitas, esmectitas, vermiculitas e cloritas (NESBITT; YOUNG, 1989).

Entretanto, existe grande variação na mineralogia e na abundância mineral, especialmente devido à influência das condições específicas de intemperismo (BHATTACHARYYA; PAL; SRIVASTAVA, 2000) e do material parental. Solos formados a partir de rochas vulcânicas, como o basalto, ocupam uma área de aproximadamente 1,2 milhões de km<sup>2</sup> no sul do Brasil, na Bacia do Paraná. O clima subtropical da região por um lado favorece o cultivo intensivo com culturas comerciais, e por outro acelera o intemperismo do basalto, com rápida perda de cátions (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Si<sup>4+</sup>) e relativo acúmulo de Al<sup>3+</sup> e Fe<sup>3+</sup> na forma de minerais secundários (CHOROVER; AMISTADI; CHADWICK, 2004) como argilominerais do grupo das caulinitas e óxidos de ferro cristalinos. Diversos autores estudaram o intemperismo e a pedogênese no sul do Brasil e estabeleceram relações entre clima, formação de

argilominerais e de óxidos de ferro (BORTOLUZZI et al., 2008; BORTOLUZZI et al., 2012; INDA et al., 2010; KÄMPF; CURI; MARQUES, 2009).

As atividades antrópicas podem provocar alterações dos argilominerais do solo e das suas funções (armazenamento da matéria orgânica do solo, retenção de água, suprimento de nutrientes e estabilidade física) numa escala de tempo que varia de poucos meses a centenas de anos, dependendo do ambiente onde os processos ocorrem no solo (CORNU et al., 2012). Na região da rizosfera essas alterações podem ser muito rápidas (HINSINGER; JAILLARD, 1993; HOUBEN; SONNET, 2012), afetando o solo como um todo ao longo do tempo pedogênico. Alguns autores documentaram o impacto do tempo de contato das raízes com o solo no intemperismo mineral e na liberação de nutrientes em vasos (HOUBEN; SONNET, 2012; NADERIZADEH; KHADEMI; AROCENA, 2010).

Os solos, sejam naturais ou cultivados, constituem um sistema químico aberto e são resultado da complexa interação entre os mundos mineral e vivo (MEUNIER; BORTOLUZZI; MEXIAS, 2016), em uma interação de material de origem, clima, organismos vivos, relevo e tempo. Eles são organizados em horizontes paralelos à superfície onde reações químicas e mineralógicas se propagam a partir da interface com a atmosfera provocando a formação e alterações dos argilominerais do solo. Em profundidade, os argilominerais são formados pela dissolução dos minerais primários da rocha que é acelerada por ácidos orgânicos e, em superfície, pela mineralização da matéria orgânica (MEUNIER; BORTOLUZZI; MEXIAS, 2016). No entanto, ao longo do tempo pedogênico, os argilominerais sofrem ação do intemperismo e se transformam em outros minerais. Os processos de formação e alteração de argilominerais podem ser explicados através da transformação do estado sólido e dissolução/precipitação (ŚRODOŃ, 1999).



### **2.6.1 Alterações antropogênicas da mineralogia causadas por adubação, remineralização e mudança de vegetação**

A rizosfera é um volume pequeno e particular do solo que é caracterizado por fluxos e gradientes de compostos orgânicos e inorgânicos. As características químicas, físicas e biológicas da rizosfera dependem de substâncias de baixo e alto peso molecular liberadas pelas raízes (MIMMO et al., 2014).

Solo é o material inconsolidado na superfície terrestre que sustenta as plantas e a vida animal (COTTER-HOWELLS; PATERSON, 2000). As plantas superiores, através da função biológica de suas raízes, têm papel fundamental no intemperismo dos minerais do solo, nos processos de formação do solo e na biogeoquímica dos elementos (AKTER; AKAGI, 2005; VIOLANTE; CAPORALE, 2015). A interação entre plantas e solo acontecem de duas formas distintas: a primeira é pela deposição da serrapilheira na superfície do solo, enquanto que a segunda ocorre na rizosfera (COTTER-HOWELLS; PATERSON, 2000).

Inicialmente conceituada pelo cientista alemão Lorenz Hiltner, em 1904 (HARTMANN; ROTHBALLER; SCHMID, 2008), a rizosfera constitui o volume de solo influenciado pela atividade do sistema radicial (HINSINGER, 1998). Esse microambiente dentro do perfil de solo apresenta características e comportamentos que podem diferir drasticamente daqueles da massa do solo, que é a porção que não sofre influência direta nem possui interação imediata com as raízes (APRIL; KELLER, 1990; HINSINGER et al., 2005; McGAHAN; SOUTHARD; ZASOSKI, 2014; OTERO et al., 2015). Dentre os fatores que podem alterar significativamente as condições físico-químicas do solo da rizosfera estão a respiração das raízes e a exudação de compostos orgânicos, os quais também são responsáveis por propiciar uma intensa atividade microbiana dessa porção do solo (COTTER-HOWELLS; PATERSON, 2000). Ao longo do tempo, as interações que ocorrem na rizosfera transformam os solos em uma grande variação de escalas, que vai desde os minerais até horizontes e perfis de solo completos (RICHTER et al., 2007). De acordo com Oliveira et al. (2007) a disponibilidade de Si no solo e sua absorção pela planta de arroz foram proporcionais às alterações ocorridas

no pH da rizosfera. Quanto maior o pH, maior a disponibilidade do Si no solo e maior seu teor na planta de arroz.

As amostras de solo da rizosfera são frequentemente coletadas pela agitação das raízes das plantas e do volume de solo associado a elas. O solo que permanece fortemente aderido às raízes após a agitação é considerado solo da rizosfera, enquanto que aquele facilmente desprendido é designado massa do solo. Porém, as características do solo da rizosfera são médias no espaço e no tempo (McGAHAN; SOUTHARD; ZASOSKI, 2014), pois a medida em que ocorre o crescimento radicial, o solo inicialmente aderido ao ápice das raízes associa-se a zonas de alongação, maturação e, finalmente, a regiões maduras. Além disso, como o processo de crescimento das raízes é muito dinâmico, a massa do solo se tornará solo da rizosfera apenas por curto período de tempo antes de se tornar massa do solo novamente (HINSINGER et al., 2005).

A acidificação do solo em resposta ao crescimento das plantas exerce um importante papel no intemperismo. As raízes mais finas, por serem mais ativas e absorverem grande quantidade de nutrientes, são as maiores responsáveis pelo processo de acidificação do solo (CÉSPÉDES-PAYRET et al., 2012; GERENDÁS; RATCLIFFE, 2013). A respiração das raízes libera  $\text{CO}_2$  e forma-se ácido carbônico, um ácido fraco que altera significativamente o pH do solo (COTTER-HOWELS; PATERSON, 2000). A maior absorção de cátions do que ânions promove a liberação de prótons para a solução do solo para equilibrar o balanço de cargas geral (CALVARUSO et al., 2009; HINSINGER et al., 2001). A absorção preferencial de  $\text{NH}_4^+$  ao invés de  $\text{NO}_3^-$  pelas raízes de certas espécies arbóreas também é fonte de acidificação do solo (CALVARUSO et al., 2009), assim como a exsudação de ácidos orgânicos pelas raízes e hifas de fungos (COURCHESNE, 2006).

Essas dinâmicas que ocorrem no solo da rizosfera afetam sua composição mineralógica em relação à massa do solo (MARIE-PIERRE; CLAUDE; CHRISTOPHE, 2009; McGAHAN et al., 2014; NADERIZADEH; KHADEMI; AROCENA, 2010). Valores de pH ácidos podem promover a dissolução da argila pela ação na lâmina octaédrica, liberar  $\text{Al}^{3+}$  na solução do solo (KORCHAGIN et al., 2019;

VIENNET et al., 2016) e afetar os teores de argila e a proporção dos argilominerais 2:1 com intercadas de Al (KORCHAGIN et al., 2019). Além disso, as propriedades geoquímicas gerais do solo também são afetadas pela acidificação do solo (ALEKSEEVA et al., 2011), como redução da capacidade de troca de cátions e a disponibilidade de cátions em solos muito ácidos sob plantios jovens de eucalipto (TEMESGEN et al., 2016).

Exsudatos de baixo peso molecular podem representar uma fonte de carbono de fácil acesso para microrganismos dentro da rizosfera (PII et al., 2015), as raízes também liberam material mucilaginoso (KHORMALI et al., 2012). Dentro da rizosfera, há uma interação íntima entre o solo, raízes de plantas e microrganismos. As bactérias podem se alimentar de exsudatos radiculares, assim como podem liberar compostos orgânicos. Por outro lado, microrganismos podem influenciar a mineralização de nutrientes e a especiação de nutrientes, modificando as propriedades da rizosfera através da secreção de moléculas com capacidade de solubilização, quelação, redução e/ou oxidação.

As mudanças nos minerais micáceos após o cultivo e a fertilização foram relatadas (BAKHSHANDEH et al., 2011; NOROUZI; KHADEMI, 2010). Hinsinger et al. (1992, 1993) mostraram que na rizosfera de colza (*Brassica napus*) e azevém (*Lolium multiflorum* Lam.), a mica foi a única fonte de K, com liberação do K da entrecamada por intemperismo rápido e sua posterior absorção por plantas. A formação de vermiculita pode ser promovida pela formação de complexos e produção de compostos ácidos (ROBERT; BERTHELIN, 1986). Além disso, mudanças mineralógicas podem ocorrer devido à diminuição na concentração de K na solução do solo na superfície da raiz como resultado da absorção de plantas (HINSINGER; JAILLARD, 1993). A atividade da raiz e a decomposição da matéria orgânica facilitaram a liberação de K da mica. O aumento da acidez da rizosfera produziu vermiculita e uma menor quantidade de vermiculita em partículas esmectita e hidroxila (NADERIZADEH; KHADEMI; AROCENA, 2010). Khademi e Arocena (2008) demonstraram que a adição de matéria orgânica aumentou a formação de caulinita a partir da paligorskite na rizosfera de alfafa (*Medicago sativa*), cevada (*Hordeum vulgare*) e canola (*Brassica napus*).

O ciclo biogeoquímico do Si nos ecossistemas é determinado também por atividades humanas, por exemplo, irrigação, implantação de culturas agrícolas e remoção de plantas (CORNELIS; DELVAUX, 2016). Struyf et al. (2010) sugerem que a transformação das florestas em pastagens cultivadas e as terras cultiváveis na Europa diminuíram a exportação de Si dos ecossistemas terrestres para os sistemas aquáticos, devido ao efeito combinado do intemperismo, a alteração dos silicatos geo/pedogênicos e à alteração da reciclagem de fitólitos. Em terras cultiváveis, acredita-se que o ciclo de Si seja fortemente influenciado pela grande exportação de Si com a colheita, o que reduz o armazenamento de fitólitos relativamente solúveis na camada superficial do solo (VANDEVENNE et al., 2012).

A maior parte da literatura sobre o ciclismo de Si nos sistemas agrícolas tem se concentrado na produção de arroz e cana-de-açúcar. Isto é devido à sua importância econômica e porque eles são frequentemente cultivados em solos sub-tropicais altamente intemperizados, baixos em Si disponível para as plantas. Além disso, os efeitos das práticas agrícolas comuns no ciclo de Si, como a aplicação de fertilizantes químicos (nitrogênio, fósforo, potássio) e calagem, têm sido pouco estudados (HAYNES, 2014).

Em relação às alterações mineralógicas causadas por ações antropogênicas, poucos estudos são encontrados, sendo mais comuns estudos sobre potássio. Segundo Pernes-Debuyser et al. (2003) em solos agrícolas, a alteração dos minerais potássicos pode ser minimizada com a adição de fertilizantes potássicos. Velde e Peck (2002) relatam que o uso de certas espécies de plantas com grande capacidade de reciclar potássio também minimiza essa alteração.

Outro estudo demonstra que o cultivo do solo, independentemente da fertilização, reduziu a proporção relativa de argilominerais que contêm K (ilita e ilita-esmectita) em detrimento da fase vermiculita com hidróxi-Al entrecamadas. Os teores de K total, K não-trocável e K trocável foram incrementados com a adição de fertilizantes potássicos, refletindo no aumento das fases minerais da ilita e

interestratificado do tipo illita-esmectita, em comparação com solo sem adição de fertilizantes potássicos (BORTOLUZZI et al., 2005).

O cultivo do solo também pode promover alterações na mineralogia do solo. A produção de uva em um cultivo de 40 anos, promove transformação de illita em vermiculita, induzida por K perdido na entrecamada, apesar das práticas de fertilização, acelerando a degradação do solo, diminuindo sua qualidade e a sustentabilidade do ecossistema (BORTOLUZZI et al., 2012).

Andrade et al. (2014) encontraram evidências químicas da transformação do solo originalmente depositado caulinita em illita rica em Fe em vários solos de mangue ao longo da costa brasileira. A reação é controlada pela composição química da água altamente concentrada em cátions. De acordo com Khormali et al. (2012) a transformação de mica em vermiculita e a formação de mica-vermiculita interestratificada foram observadas em solos de experimento em vaso realizado em casa de vegetação com plantas de canola crescendo em uma mistura de quartzo, xisto glauconítico e bactérias dissolvedoras de silicato.

A fim de avaliar o impacto de diferentes intensidades de pastejo na mineralogia de um Latossolo, sob sistema de produção integrada soja-bovinos de corte no sul do Brasil, Bertolazi (2017) concluiu que após 12 anos sob um sistema integrado de produção de soja-bovinos de corte, as áreas não pastejadas apresentaram menor intensidade para os argilominerais 2:1. Por outro lado, as áreas sob pastejo intenso e pastejo moderado apresentaram comportamento semelhante, devido à maior aluminização da entrecamada dos argilominerais 2:1. A maior aluminização sob pastejo intenso e moderado pode ser um dreno de alumínio na fase sólida do solo, tornando-o menos disponível para as plantas e diminuindo sua fitotoxicidade.

Estudos sobre possíveis alterações na mineralogia do solo devido ao cultivo agrícola intenso, com culturas como soja, milho, aveia e outras plantas anuais são necessários e inovadores. Sendo que são poucas as pesquisas que envolvem a absorção e exportação de Si pelas plantas, ocasionando alteração dos minerais.

### 3      **CAPÍTULO I**

Silício e mineralogia em duas classes do solo de áreas pouco antropizadas

#### **3.1      Resumo**

O papel dos processos de formação do solo sobre a respectiva contribuição de fontes de silício (Si) e seu efeito sobre a mineralogia são mal conhecidos e quantificados. Avaliar as concentrações de Si e relacionar com a mineralogia de solos contrastantes do ponto de vista de grau de intemperismo e vegetação predominante permitirá entender a estabilidade mineral e o comportamento do Si no processo de intemperismo. Assim, o objetivo do trabalho foi o de relacionar a mineralogia de duas classes contrastantes de solos (Neossolo e Latossolo) com o teor de Si em duas condições de vegetação: campo nativo e mata nativa. As amostras foram coletadas em solo originado de riolito e clima subtropical úmido, nos horizontes A (camada de 0-20 cm) de Neossolo e Latossolo, além do horizonte B do Latossolo (20 cm centrais do horizonte B). Os perfis foram descritos morfológicamente, e caracterizados quanto à granulometria e composição química. O teor de Si disponível e os teores de óxidos de Si, Al, Fe e Ti foram determinados por fluorescência de raios X (FRX), assim como a mineralogia por difração de raios X (DRX). Os solos foram classificados como Latossolo Bruno Aluminico típico e Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário. O Latossolo apresentou menores teores de Si disponível e total nos horizontes superficiais, em relação aos subsuperficiais. O solo da vegetação de campo nativo apresentou teor de Si disponível superior ao da mata nativa. A mineralogia do Latossolo e do Neossolo em campo nativo e mata nativa foi composta, na fração argila dos horizontes A e B de: illita, caulinita, quartzo e cristobalita. Como conclusão pode-se afirmar que o Latossolo e o Neossolo em função dos fatores de formação, apresentam graus de diferenciação mineralógica, pouco evidentes e teores de Si disponível e total não permitem separar as classes de solo, sendo influenciados somente pelo tipo de vegetação.

Palavras-chave: 1. Processos de formação. 2. Intemperismo. 3. Mineralogia. 4. Si disponível. 5. Classes de solo.

#### **3.2      Introdução**

Os solos são sistemas biogeoquímicos dinâmicos e multicomponentes que sofrem transformações levando a uma sequência de horizontes do solo (SPOSITO,

2008). O desgaste das rochas leva a uma alteração de produtos tanto no espaço como no tempo, resultando em perfis de solo com variações de profundidade (CHURCHMAN; LOWE, 2012), gerando uma diminuição qualitativa de minerais silicatados litogênicos da profundidade para a superfície do solo. As variações ocorrem nas dimensões vertical e horizontal. Essas variações são refletidas pelos fatores que conduzem ao intemperismo mineral, o conteúdo e a solubilidade dos aluminossilicatos primários em silicatos secundários. Assim como, a disponibilidade de água e a entrada de prótons, bem como a precipitação de Si neoformado e a produção de solutos que serão absorvidos por plantas ou lixiviado do solo e transferido para a hidrosfera. Esses fatores estão diretamente ligados à rocha-mãe, biota, clima e tempo. A temperatura afeta a taxa de dissolução mineral através da lei de Arrhenius (RAI; KITTRICK, 1989), enquanto a neoformação controla a distribuição de soluto no perfil do solo (CHADWICK; CHOROVER, 2001). A topografia também pode influenciar o equilíbrio químico entre as fases sólida e líquida através da lixiviação e transferência lateral de solutos ao longo de uma inclinação, e sua acumulação em declive. Finalmente, o tempo é um fator importante porque governa o estágio de intemperismo do solo em determinadas condições ambientais.

O aumento do intemperismo leva ao domínio sucessivo de diferentes minerais secundários com diminuição do teor de Si no solo. Estes minerais são controlados, pela diminuição do nível de Si disponível, processo natural de dessilicação do solo que caracteriza os solos bem drenados. Os fluxos de água, bem como a temperatura, promovem o processo geral de dessilicação, causando ciclos sazonais de dissolução/precipitação de minerais de tamanho de argila (WHITE et al., 2012; ZABOWSKI; UGOLINI, 1992). A absorção vegetal de substâncias aquosas controla os processos de formação de solo através do seu impacto na química da solução do solo, daí a biodisponibilidade do Si nos solos (BLECKER et al., 2006; HENRIET et al., 2008). Portanto, os teores de Si no solo estão diretamente ligados a utilização deste elemento pelos vegetais.

O equilíbrio interativo entre esses processos é a base da diversidade do solo, caracterizada pela mineralogia contrastante do solo, ligada ao conteúdo e à estabilidade

dos minerais que apresentam Si. As transformações pedogênicas são fortemente influenciadas pelo conjunto de minerais de silicatos, através da atividade do  $\text{Si(OH)}_4$  na solução do solo. Diferentes minerais são capazes de manter diferentes níveis de Si disponível. Os processos envolvendo biogeoquímica de Si nos solos são, portanto, fundamentais na evolução dos constituintes e propriedades do solo e, como tal, o funcionamento da biosfera (JANZEN et al., 2011; LALIBERTÉ et al., 2013; MCBRATNEY et al., 2013; RAGUENEAU et al., 2000).

O papel dos processos de formação do solo sobre a respectiva contribuição de fontes de Si e seu efeito sobre a mineralogia são mal conhecidos e quantificados. Descrever os atributos morfológicos do solo, juntamente com o teor de Si e a composição mineral do solo permitem entender o equilíbrio entre os processos de formação e à estabilidade dos minerais que apresentam Si. Assim, o objetivo do presente capítulo é avaliar a morfologia e a mineralogia em duas classes de solo e relacionar com o teor de Si do solo em área de campo nativo (CN) e mata nativa (MN), conhecendo assim a dinâmica do Si solo-planta em sistema de vegetação natural.

### **3.3 Material e Métodos**

#### **3.3.1 Local do estudo e coleta do solo**

Os solos foram descritos e coletados no município de Água Santa – RS (Figura 1), cujas coordenadas geográficas e respectivas altitudes da área de CN e de MN são apresentadas na Tabela 1. A classificação climática do município é Cfa segundo Köppen-Geiger, tem uma temperatura média de 20,6 °C e precipitação média anual de 1409 mm, pertencendo ao bioma Mata Atlântica. O experimento foi composto por quatro tratamentos sendo duas classes de solo (Latosolo e Neossolo) e dois tipos de cobertura vegetal (MN e CN).

A amostragem de solo foi realizada no dia 20 de outubro de 2018, em todos os tratamentos estudados deste experimento. Para a abertura das trincheiras foi utilizado uma máquina retroescavadeira. As amostras foram coletadas no horizonte A, na camada



de 0-20 cm, em Neossolo e Latossolo, e no horizonte B do Latossolo, nos 20 cm centrais deste horizonte, cada amostra foi composta por 5 subamostras, coletadas na mesma trincheira.

Figura 1 - Mapa do local das coletas de solo realizadas em Água Santa – RS, para as avaliações realizadas em Latossolo no CN (1) e MN (2) e em Neossolo no CN (3) e MN (4), e paisagem da coleta (5), Passo Fundo – RS, 2018

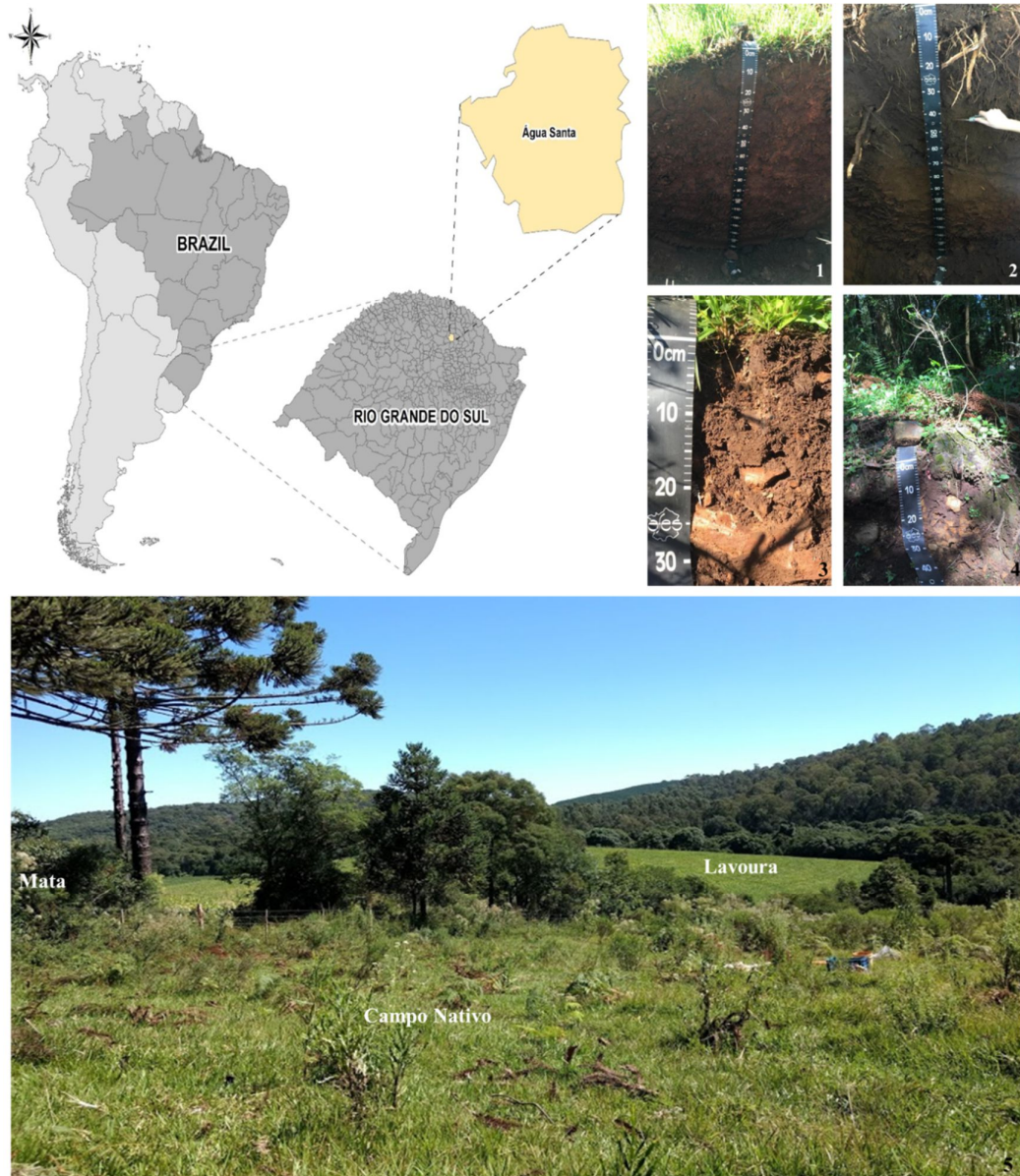


Tabela 1 - Coordenadas geográficas e altitude dos perfis de solo avaliados em áreas nativas de Água Santa - RS para classificação do solo. Passo Fundo, 2018

Perfil	Vegetação	Classe	Altitude (m)	Coordenadas geográficas
1	Campo nativo	Latossolo	740	28°16'0.408"S 52°1'57.396"W
2	Mata nativa	Latossolo	755	28°16'3.396"S 52°1'57.612"W
3	Campo nativo	Neossolo	741	28°16'0.084"S 52°1'54.948"W
4	Mata nativa	Neossolo	758	28°16'5.376"S 52°1'58.08"W

### 3.3.2 Descrição morfológica, análises físicas e químicas do solo

Os perfis foram descritos morfológicamente, segundo IBGE (2015), sendo coletadas amostras dos horizontes A e B no Latossolo e no horizonte A do Neossolo. As amostras, após a coleta, foram secadas e peneiradas (2 mm), constituindo a terra fina seca ao ar (TFSA). Na TFSA, os atributos físicos e químicos foram determinados de acordo com EMBRAPA (1997).

A composição granulométrica foi avaliada pelo método da pipeta, usando-se dispersão com hidróxido de sódio (NaOH) 1 mol/L. A partir da composição granulométrica calculou-se a relação silte/argila (S/A), a relação S/A serve como base para avaliar o estágio de intemperismo presente em solos de região tropical. Assim sendo, valores inferiores a 0,7 nos solos de textura média ou inferiores a 0,6 nos de textura argilosa ou muito argilosa são indicativos de intemperismo mais acentuado. O gradiente textural também foi calculado, representado pela relação da porcentagem de argila do horizonte B em comparação com a do horizonte A, e é calculado pela divisão da média aritmética da porcentagem de argila do horizonte B, pela média aritmética da porcentagem de argila do horizonte A.

O pH foi determinado em água; cálcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ) e ( $\text{Mg}^{2+}$ ) trocáveis, extraídos com cloreto de potássio (KCl) 1 mol/L e determinados por espectroscopia de absorção atômica; potássio ( $\text{K}^+$ ) trocável, extraído por solução Mehlich-1 e determinado por fotometria de chama; alumínio ( $\text{Al}^{3+}$ ) trocável, extraído com solução de KCl 1 mol/L e determinado por titulação; hidrogênio + alumínio ( $\text{H}+\text{Al}^{3+}$ ), extraídos com solução de acetato de Ca 0,5 mol/L tamponado a pH 7,0 e determinado por titulação; fósforo (P)

disponível, extraído com solução de Mehlich-1 e determinado por colorimetria; e carbono (C) orgânico total, oxidação com dicromato de potássio em meio sulfúrico.

A partir dos atributos morfológicos e dos dados de análises físicas e químicas, os perfis de solo foram classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (SANTOS et al., 2018).

### **3.3.3 Análise de silício disponível no solo**

A determinação de Si no solo (TFSA) foi realizada por colorimetria, após a extração com cloreto de cálcio 0,01 mol/L. Foram pesados 10 g de solo e adicionado 100 mL da solução extratora, em frasco plástico (150 mL). Foi agitado em agitador horizontal a 50 rpm por 1 hora. Após, esperou-se decantar por 15 minutos e foi filtrada a suspensão. Foi deixado em repouso por uma noite (>12h). Após, foi pipetada uma alíquota de 10 mL do extrato decantado de cada amostra e colocadas num copo de plástico de 50 mL. Foram acrescentados aos copos plásticos das amostras 1 mL da solução sulfo-molíbdica. Decorridos 10 minutos, foram adicionados 2 mL da solução de ácido tartárico 200 mg/L. Após 5 minutos, adicionou-se 10 mL da solução de ácido ascórbico. Depois de 1 hora, o teor de Si foi medido em Espectrofotômetro UV-Visível no comprimento de onda de 660 nm (KORNDÖRFER et al., 2004).

### **3.3.4 Análises dos teores totais de silício, alumínio, ferro, titânio e índices Ki e Kr**

As análises dos teores totais de Si, Al, Fe e Ti foram realizadas na fração argila, em 5 subamostras de cada horizonte do solo. Os elementos expressos na forma de óxidos foram determinados através da técnica de Fluorescência de raios-X (FRX), sendo todas analisadas na forma de pó prensado a 25 toneladas, formando pastilhas.

A determinação foi realizada utilizando um equipamento de FRX modelo S2 Ranger da Bruker, disponível no Centro Tecnológico de Pedras, Gemas e Joias do Rio Grande do Sul (CT Pedras), em Soledade – RS, sendo este basicamente um espectrômetro compacto de energia dispersível de raio X (EDX), com gerador de

potência máxima em alta tensão de 50W, voltagem de 50 KV e intensidade da corrente de 2 mA, com tubo de raios-X de material anodo (Pd – Chumbo). O FRX utilizado possui detector XFLASH com resolução de 129 eV e janela de berílio, operação He, e possibilita análises de Na (Sódio) a U (Urânio).

Para identificar o estágio de intemperismo do solo, os índices Ki e Kr foram calculados. O índice Ki foi calculado a partir da fórmula:  $Ki = SiO_2/Al_2O_3 * 0,7$ . O índice Kr foi calculado a partir da fórmula:  $Kr = (SiO_2/0,6)/((Al_2O_3/1,02)+(Fe_2O_3/1,6))$ . Onde os teores de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  foram utilizados em g/kg, obtidos na análise por FRX.

### **3.3.5 Caracterização mineralógica do solo**

As amostras de solo foram caracterizadas mineralogicamente por meio do uso do equipamento de difração de raios-X (DRX) Bruker D8 Advance, utilizando como fonte de radiação Cu, disponível no Centro Tecnológico de Pedras, Gemas e Joias do Rio Grande do Sul (CT Pedras), em Soledade - RS. A metodologia detalhada para análises mineralógicas pode ser encontrada em Bortoluzzi e Poletto (2013) e as chaves de identificação são encontradas em Brown e Brindley (1980). Utilizou-se 40 g de solo, obtidas da TFSA e submetidas a pré-tratamentos que consistem em eliminação da matéria orgânica do solo com peróxido de hidrogênio 5% v/v e dispersão por agitação mecânica e separação granulométrica por sedimentação. As alíquotas contendo as frações silte e argila, separadamente, foram submetidas a análise de DRX em amostras orientadas sobre lâminas de vidro secas ao ar (varredura em DRX de 3-28° 2θ) e após solvatação em etileno glicol (varredura em DRX de 3-28° 2θ) e após aquecimento sob temperaturas de 150, 350 e 550 °C em forno mufla (varredura em DRX de 3-28° 2θ).

## **3.4 Resultados**

### **3.4.1 Características morfológicas**

Verificou-se o predomínio do matiz 7,5YR e valor 3, em todos os horizontes, baixo croma, entre 1 e 2, nos horizontes superficiais decorrentes dos maiores teores de

matéria orgânica e predomínio do croma 3 e 4 nos horizontes subsuperficiais (Tabela 2). Em todos os perfis do CN, predominaram as estruturas do tipo blocos subangulares e granular e na MN a estrutura de blocos angulares e granular (Tabela 2).

A consistência, quando seca, apresentou-se dura no perfil do Latossolo de CN e variou de ligeiramente dura a dura no perfil de Latossolo da MN, ligeiramente dura nos perfis de CN e MN do Neossolo. Quando úmida, a consistência analisada nos horizontes foi friável no CN do Latossolo e entre muito friável e friável na MN do Latossolo, muito friável no CN e MN do Neossolo. A consistência, quando molhada, foi plástica e pegajosa em todos os horizontes do CN e no horizonte B da MN do Latossolo, foi ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa nos horizontes A e AB da MN e nos horizontes A do CN e MN do Neossolo (Tabela 2). A textura dos perfis do Latossolo foi definida como francoargilosa no horizonte A do CN e argila no horizonte B do CN, assim como nos horizontes A e B da MN. A textura do Neossolo foi definida como franca no CN e francoargilosa na MN (Tabela 2).

Tabela 2 - Principais atributos morfológicos do solo de campo nativo e de mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018

	Horiz.	Prof.	Cor Munsell		Consistência			Textura
			Matriz	Estrutura <sup>(1)</sup>	Seca <sup>(2)</sup>	Úmida <sup>(3)</sup>	Molhada <sup>(4)</sup>	
<b>Latossolo</b>								
Campo nativo	A	0-40	7,5YR 3/2, úmida	M, M/P, BS/G	D	F	PL e Pe	Francoargilosa
	AB	40-70	7,5YR 3/3, úmida	M, M/P, BS/G	D	F	PL e Pe	-
	B	70-130	7,5YR 3/4, úmida	M, P, BS	D	F	PL e Pe	Argila
	C	130+	-	-	-	-	-	-
Mata nativa	A	0-40	7,5YR 3/1, úmida	F, P, G	LD	MF	LPL e Lpe	Argila
	AB	40-70	7,5YR 3/2, úmida	F, P, BS/G	LD	MF	LPL e Lpe	-
	B	70-140	7,5YR 3/3, úmida	F, P, BS	D	F	PL e Pe	Argila
	C	140+	-	-	-	-	-	-
<b>Neossolo</b>								
Campo nativo	A	0-15	7,5YR 3/2, úmida	M, G, BS	LD	MF	LPL e Lpe	Franca
	C	15+	-	-	-	-	-	-
Mata nativa	A	0-13	7,5YR 3/1, úmida	F, MP, G	LD	MF	LPL e Lpe	Francoargilosa
	C	13+	-	-	-	-	-	-

(1) Estrutura: grau de desenvolvimento (F: fraco M: moderado), tamanho (MP: muito pequeno, P: pequeno, M: médio), tipo (G: granular, BS: blocos subangulares, BA: blocos angulares). (2) Consistência no estado seco (LD: ligeiramente dura, D: dura). (3) Consistência no estado úmido (MF: muito friável, F: friável). (4) Consistência no estado molhado (PL: plástico, LPL: ligeiramente plástica, LPe: ligeiramente pegajosa, Pe: pegajosa).

Em todos os horizontes do Latossolo os teores de argila foram superiores a 300 g/kg (Tabela 3). No Latossolo observaram-se maiores teores de argila nos horizontes subsuperficiais (B), porém o gradiente textural foi inferior a 1,50, indicando a ausência de horizonte B textural, segundo os critérios estabelecidos pelo SiBCS (SANTOS et al., 2018). A relação S/A apresentou-se inferior a 0,63 em todos os horizontes do Latossolo, confirmando as características morfológicas dessa classe (Tabela 3).

Tabela 3 - Granulometria, relação silte/argila (S/A) e gradiente textural dos horizontes (B/A) de solos de campo nativo e mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018

Tratamento	Horiz.	Camada (cm)	Areia (g/kg)	Silte (g/kg)	Argila (g/kg)	S/A	B/A
<b>Latossolo</b>							
Campo nativo	A	0-40	345	320	334	0,96	-
	B	70-130	162	324	514	0,63	1,53
Mata nativa	A	0-40	306	224	470	0,48	-
	B	70-140	182	239	579	0,41	1,23
<b>Neossolo</b>							
Campo nativo	A	0-15	334	450	216	2,08	-
Mata nativa	A	0-13	250	392	358	1,09	-

Os valores de pH em água variaram entre 4,4 e 5,2, no Neossolo da MN e do CN, respectivamente. Observou-se uma redução do pH em água, paralelamente ao aumento dos teores de  $Al^{3+}$  em profundidade, com poucas variações entre o CN e a MN do Latossolo (Tabela 4). Os maiores teores de  $Ca^{2+}$  ocorreram nos horizontes superficiais, com 1,46 e 4,02 cmol/kg, no CN do Latossolo; e no CN do Neossolo, respectivamente. Os valores de  $Mg^{2+}$  diminuíram em profundidade, variando no CN de 0,01 a 0,44 cmol/kg, e na MN de 0,16 a 0,72 cmol/kg. Já no Neossolo, os teores de  $Mg^{2+}$  no CN foram de 1,08 e na MN de 1,11 cmol/kg. Os maiores valores de K foram identificados nos perfis do Neossolo (0,28 e 0,45 cmol/kg no CN e na MN, respectivamente) e os menores valores foram identificados nos horizontes B do Latossolo (0,01 e 0,05 cmol/kg no CN e MN, respectivamente). Os maiores valores de P disponível foram observados nos horizontes superficiais da MN do Latossolo e do Neossolo (10,08 e 10,87 mg/kg, respectivamente), não apresentando grandes variações dentro do mesmo tipo de vegetação no horizonte A (Tabela 4).

Os valores de CTC variaram de 4,72 cmol<sub>c</sub>/kg, no horizonte A, do CN do Latossolo; a 7,92 cmol<sub>c</sub>/kg, na MN do Neossolo (Tabela 4), com predomínio dos íons de hidrogênio nos horizontes B do Latossolo e no horizonte A da MN do Neossolo. Quanto ao valor V%, no CN e MN, os horizontes diagnósticos subsuperficiais foram identificados como distróficos (V < 50 %) (SANTOS et al., 2018). O teor de carbono orgânico (CO) foi superior a 10 g/kg em todos os horizontes avaliados, inclusive nos horizontes B do Latossolo, abaixo de 70 cm de profundidade. Essa característica, associada a presença de intensos fendilamentos em perfis expostos à secagem natural (caráter retrátil) e presença de coloração brunada no matiz 7,5YR ou mais amarelo, com valor ≤ 4 e croma ≤ 6 (cor úmida), levaram a classificação do solo como Latossolo Bruno, segundo o SiBCS (SANTOS et al., 2018).

Tabela 4 - Atributos químicos e teor de carbono orgânico de solos desenvolvidos em campo nativo e mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018

	Horiz.	pH <sub>H2O</sub>	Ca	Mg	K	SB	H	Al	H+Al	CTC	CO	P	V
			------(cmol <sub>c</sub> /kg)-----								(g/kg)	(mg/kg)	(%)
<b>Latossolo</b>													
Campo nativo	A	4,68	1,46	0,44	0,19	2,09	0,44	2,20	2,64	4,72	20,88	4,86	44,19
	B	4,59	0,30	0,01	0,01	0,32	0,87	4,37	5,24	5,56	19,34	0,51	5,82
Mata nativa	A	4,9	2,30	0,72	0,24	3,25	0,35	1,74	2,08	5,34	21,26	10,08	60,96
	B	4,54	0,46	0,16	0,05	0,67	0,94	4,69	5,63	6,30	20,42	2,92	10,60
<b>Neossolo</b>													
Campo nativo	A	5,26	4,02	1,08	0,28	5,39	0,09	0,46	0,55	5,94	27,20	4,36	90,74
Mata nativa	A	4,48	2,12	1,11	0,45	3,67	0,71	3,54	4,25	7,92	22,04	10,87	46,37

### 3.4.2 Silício disponível e óxidos no solo

Os teores de Si disponível variaram de 6,31 a 11,14 mg/kg, corroborando com os valores encontrados na literatura. No CN e na MN do Latossolo, verificaram-se incrementos nos teores de Si disponível nos horizontes subsuperficiais (Tabela 5). O CN apresenta teores de Si disponível superiores aos da MN nos horizontes superficiais no Latossolo e no Neossolo (Tabela 5). Não foram observadas variações no Si disponível, dentro do mesmo tipo de vegetação dos horizontes superficiais, entre as diferentes classes de solo (Tabela 5).

Os valores de SiO<sub>2</sub> variaram de 283,5 a 341,4 g/kg; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de 172,6 a 254,3 g/kg; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de 53,3 a 141,4 g/kg; e TiO<sub>2</sub>, de 7,9 a 20,8 g/kg (Tabela 5). No CN e na MN do Latossolo verificaram-se incrementos nos teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e redução do TiO<sub>2</sub> nos horizontes subsuperficiais.

Ainda no horizonte B do CN e da MN, observaram-se os valores de Ki (2,28) indicativo de solos com alto grau de intemperismo (CURI; KAMPF, 2012) e de Kr (1,76 e 1,73) indicando solos cauliniticos (SANTOS et al., 2018).

Tabela 5 - Teor de silício disponível do solo, teores totais de silício, alumínio, ferro e titânio da fração argila, e valores de Ki e Kr de solos desenvolvidos em campo nativo e mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018

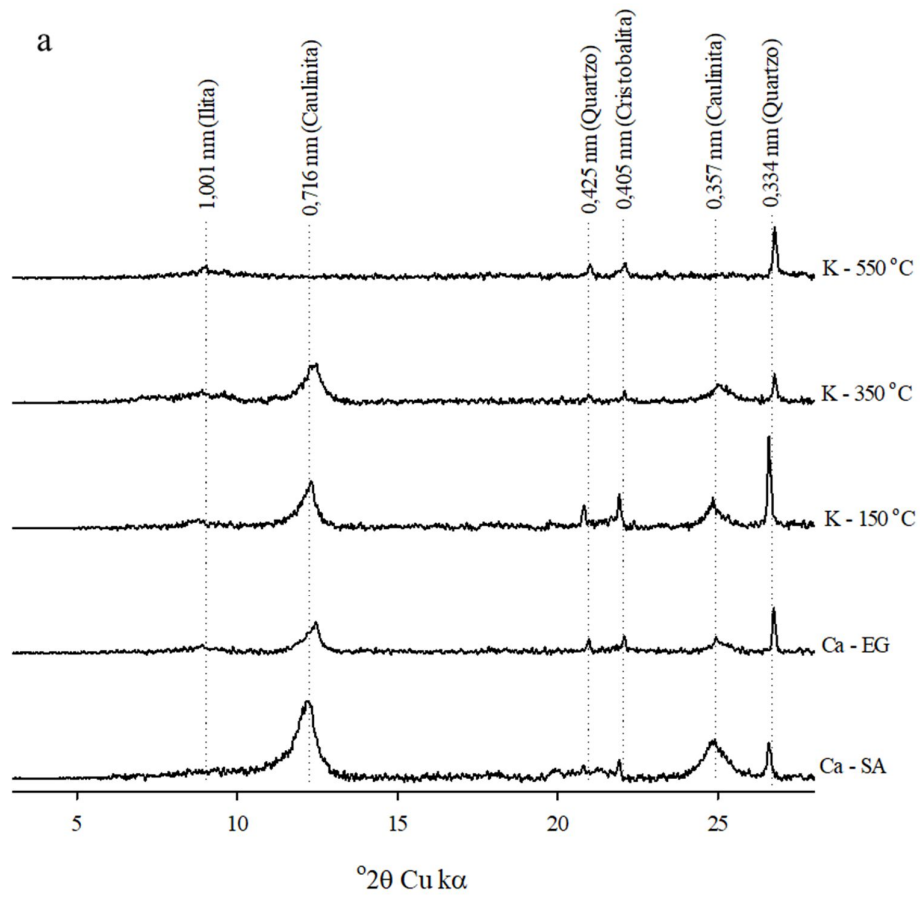
Tratamentos	Horiz.	Si disp. (mg/kg)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr
			------(g/kg)-----					
<b>Latossolo</b>								
Campo nativo	A	8,28	313,27	192,43	108,70	18,80	2,77	2,03
	B	11,14	341,43	254,30	118,90	14,30	2,28	1,76
Mata nativa	A	6,65	301,37	172,63	112,57	20,80	2,97	2,10
	B	10,03	338,80	252,47	126,40	16,13	2,28	1,73
<b>Neossolo</b>								
Campo nativo	A	8,74	283,57	193,77	53,33	7,90	2,49	2,12
Mata nativa	A	6,31	313,57	214,33	141,43	17,20	2,49	1,75

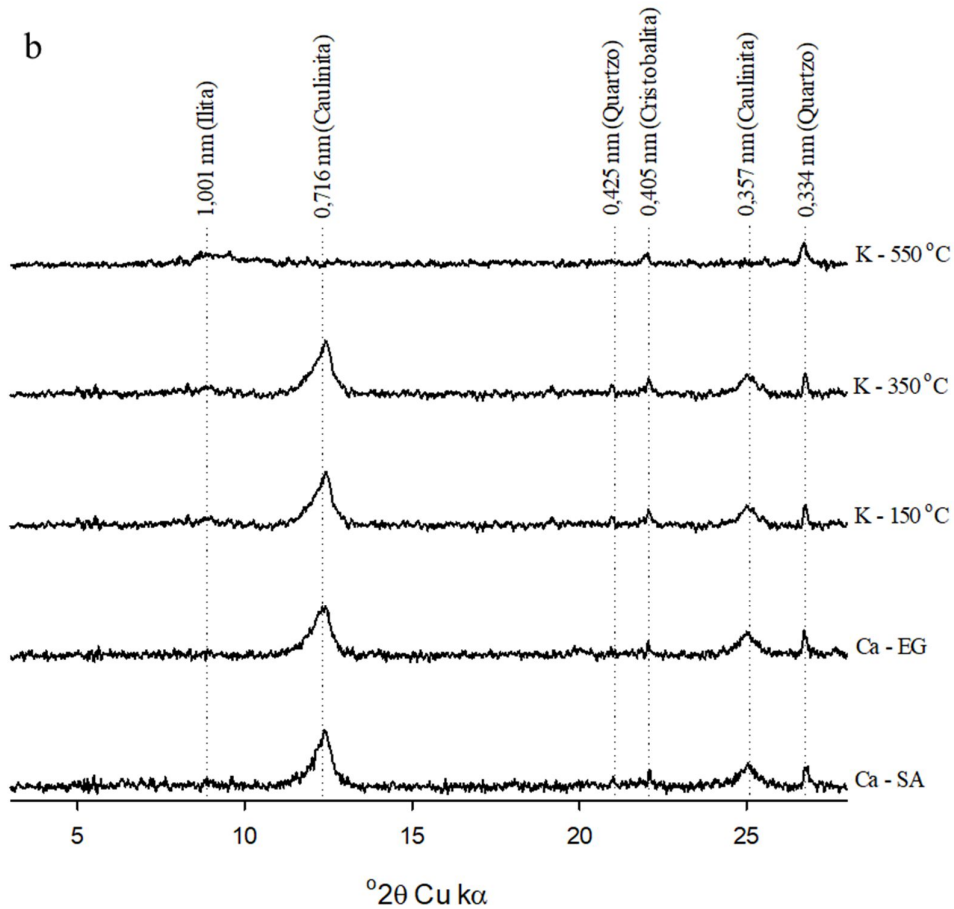
### 3.4.3 Análise mineralógica do solo

A análise mineralógica do Latossolo de CN demonstra que os minerais que compõem a fração argila dos horizontes A e B são illita (d=1,001 nm), caulinita (d=0,716 nm; d=0,357 nm), quartzo (d=0,425 nm; d=0,334 nm) e cristobalita (d=0,405 nm) (Figura 2).



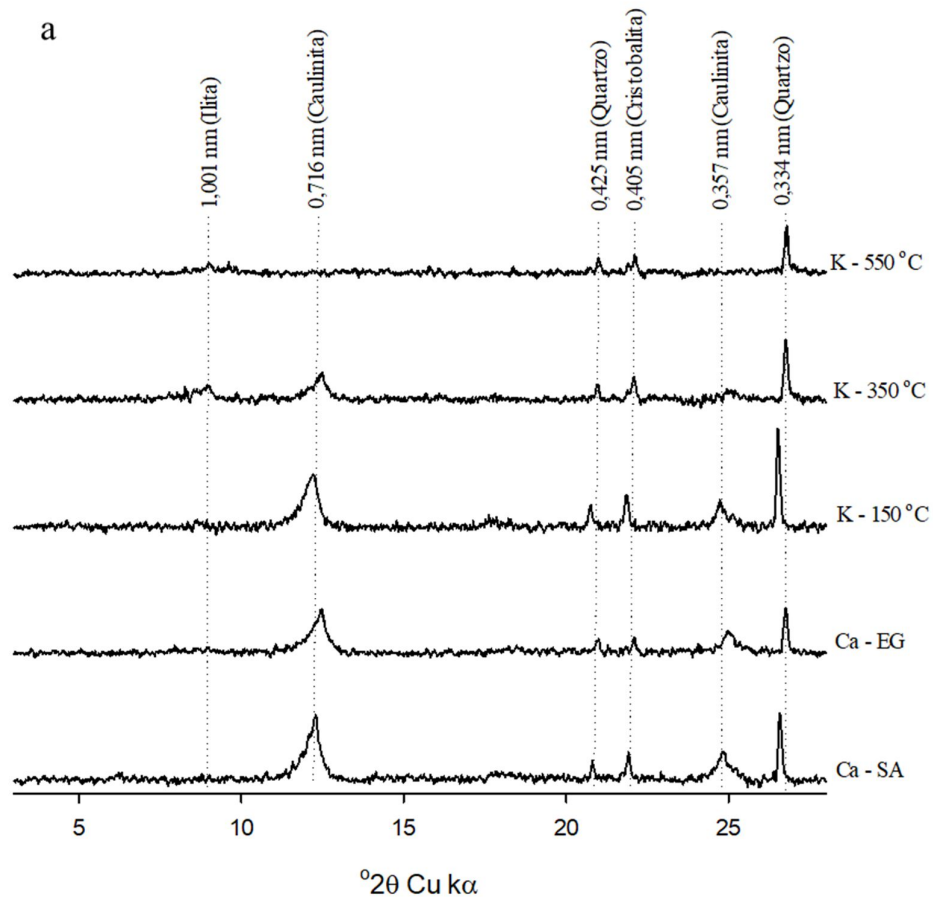
Figura 2 - Difração de Raio-X da fração argila do Latossolo de campo nativo: a) Horizonte A; b) Horizonte B. Passo Fundo – RS, 2018

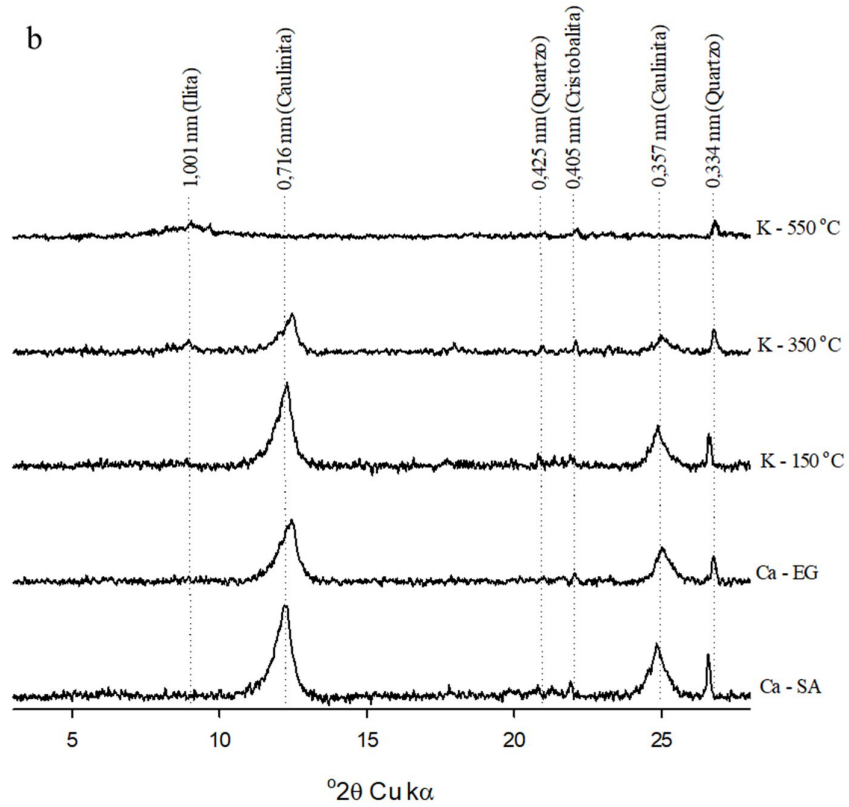




A análise mineralógica do Latossolo de MN demonstra que os minerais que compõem a fração argila dos horizontes A e B são ilita ( $d=1,001$  nm), caulinita ( $d=0,716$  nm;  $d=0,357$  nm), quartzo ( $d=0,425$  nm;  $d=0,334$  nm) e cristobalita ( $d=0,405$  nm) (Figura 3), não apresentando diferença na composição mineralógica do Latossolo de CN e MN (Figuras 2 e 3).

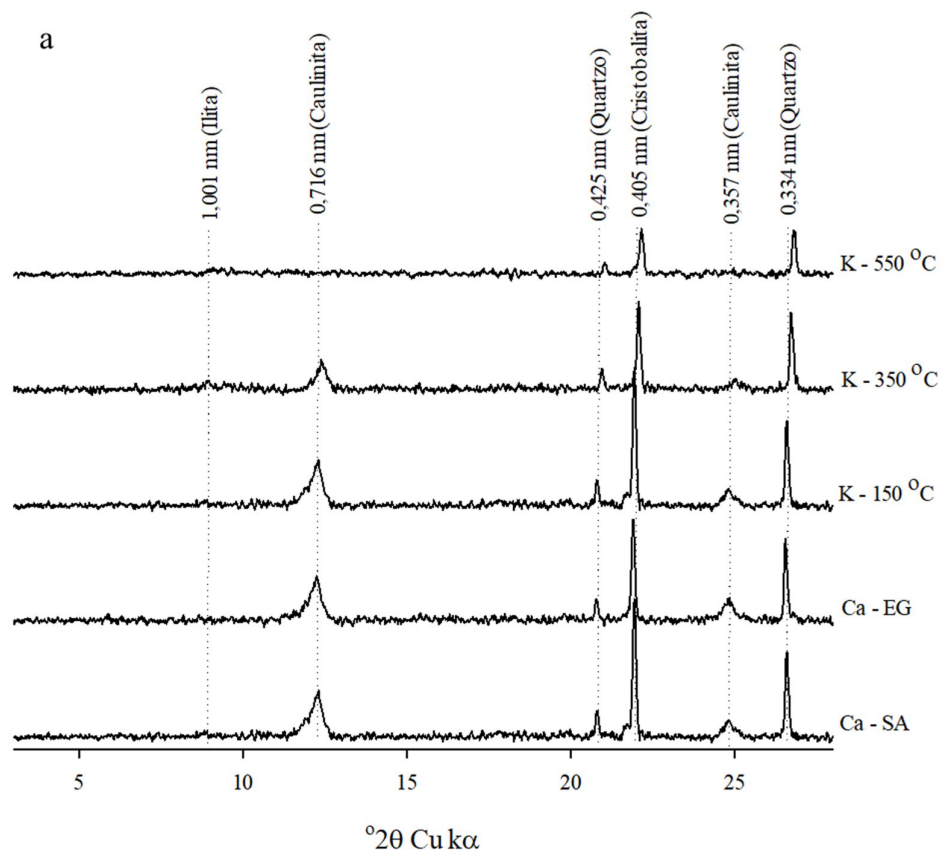
Figura 3 - Difração de Raio-X da fração argila do Latossolo de Mata nativa: a) Horizonte A; b) Horizonte B. Passo Fundo – RS, 2018

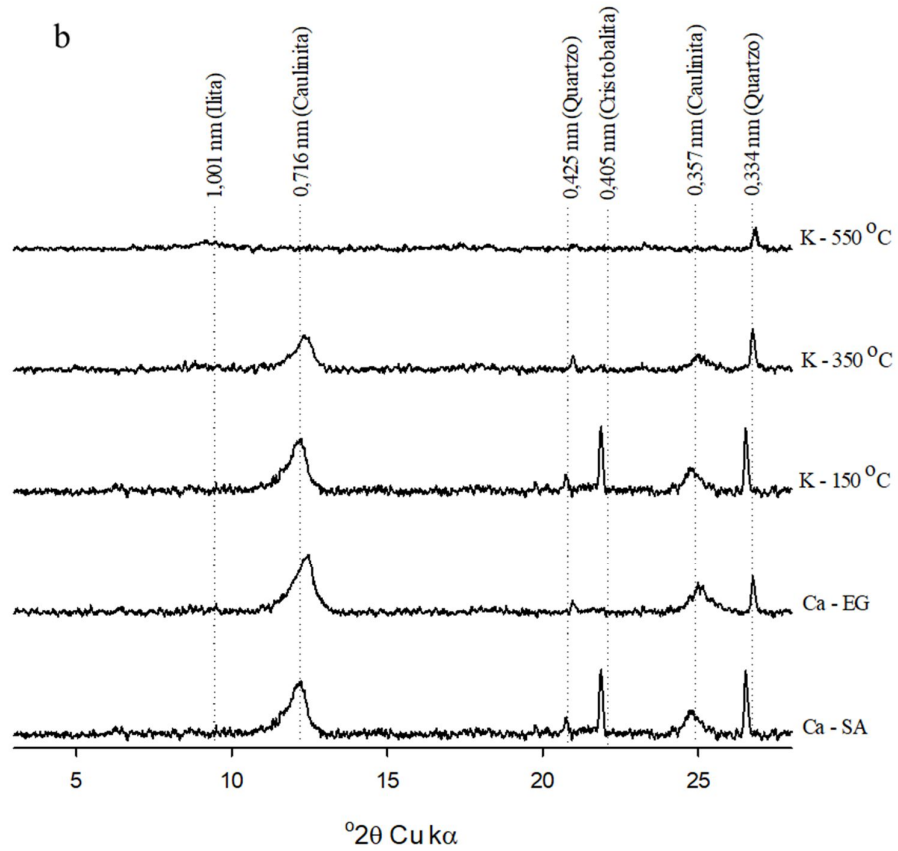




A análise mineralógica do Neossolo de CN e de MN demonstra que os minerais que compõem a fração argila do horizonte A são ilita ( $d=1,001$  nm), caulinita ( $d=0,716$  nm;  $d=0,357$  nm), quartzo ( $d=0,425$  nm;  $d=0,334$  nm) e cristobalita ( $d=0,405$  nm) (Figura 4).

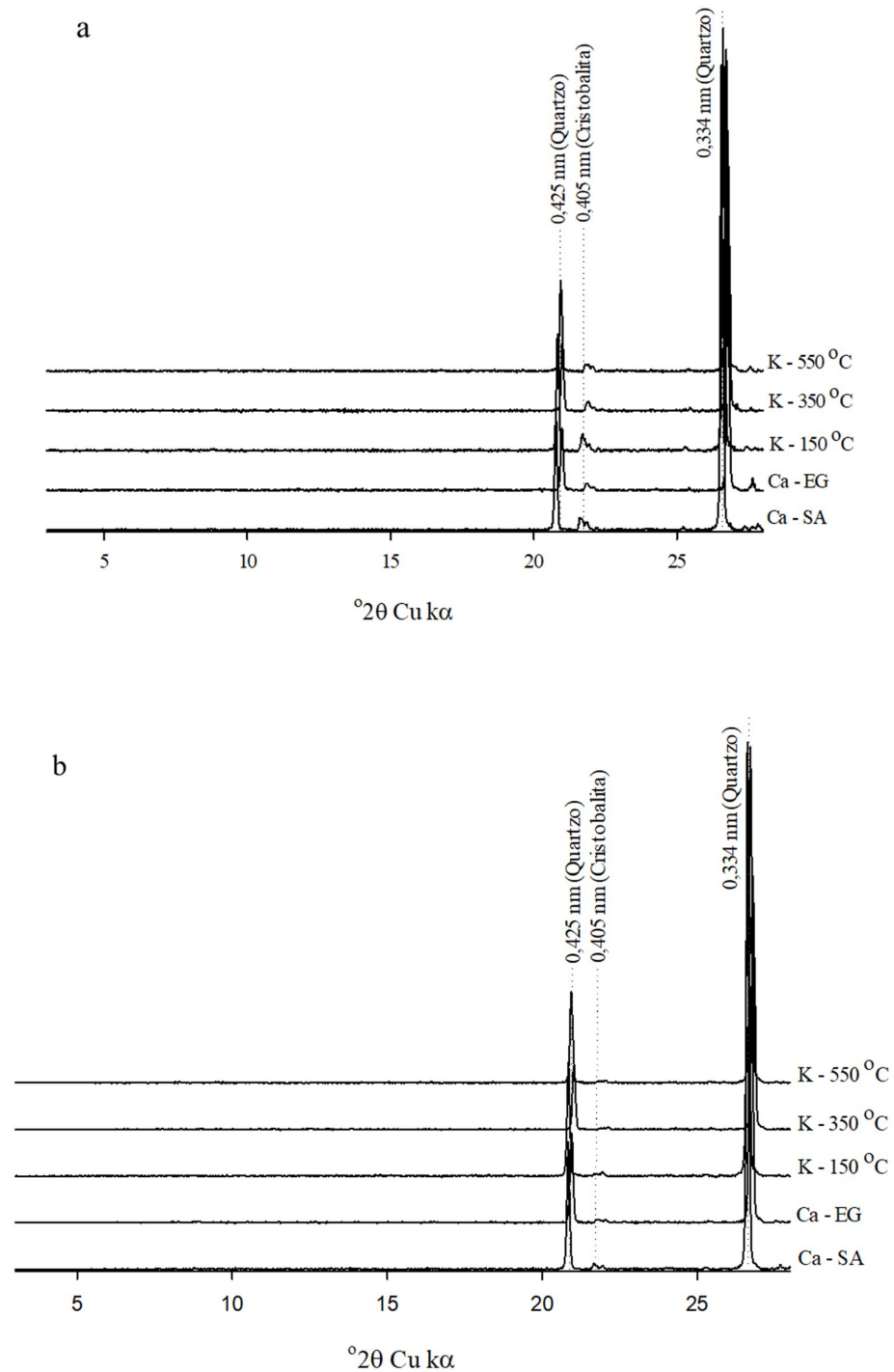
Figura 4 - Difração de Raio-X da fração argila do Horizonte A do Neossolo: a) Campo nativo; b) Mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018





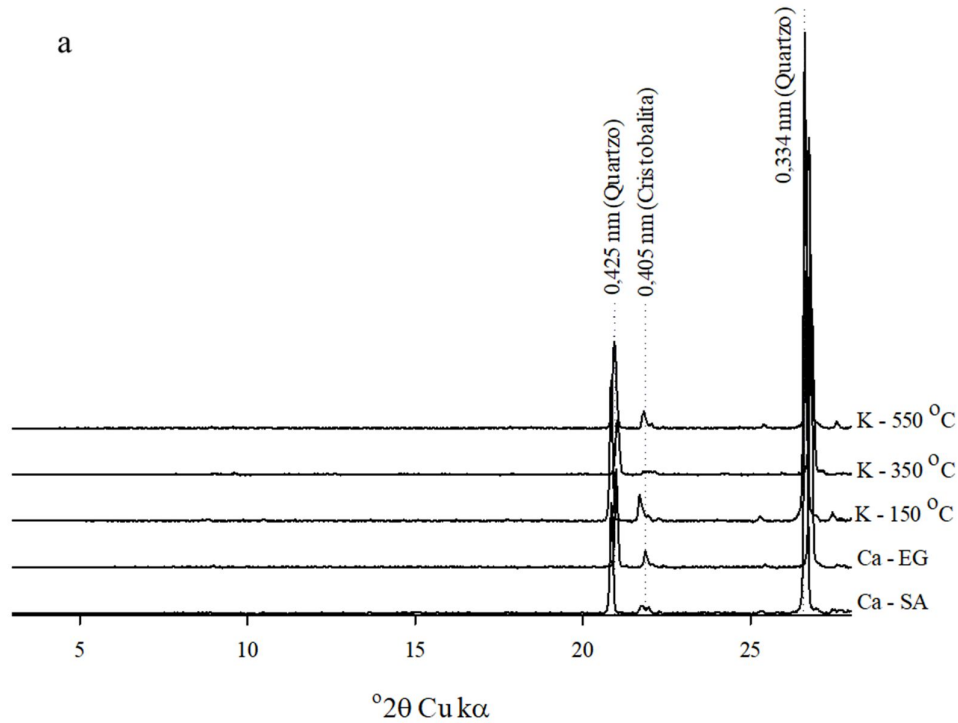
A análise mineralógica do Latossolo de CN demonstra que os minerais que compõem a fração silte dos horizontes A e B são quartzo ( $d=0,425 \text{ nm}$ ;  $d=0,334 \text{ nm}$ ) e cristobalita ( $d=0,405 \text{ nm}$ ) (Figura 5).

Figura 5 - Difração de Raio-X da fração silte do Latossolo de campo nativo: a) Horizonte A; b) Horizonte B. Passo Fundo – RS, 2018

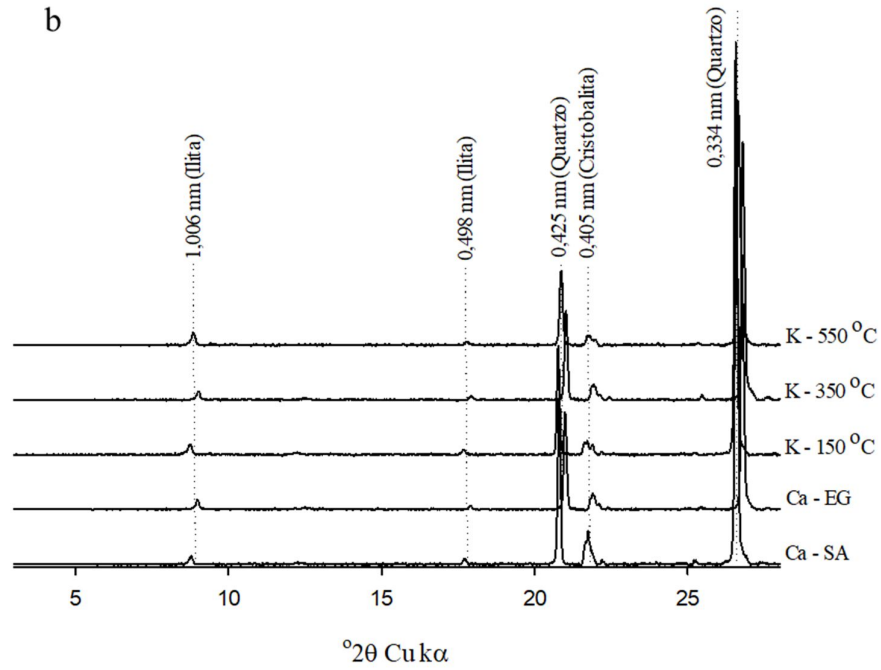


A análise mineralógica do Latossolo de MN demonstra que os minerais que compõem a fração silte dos horizontes A e B são quartzo ( $d=0,425$  nm;  $d=0,334$  nm) e cristobalita ( $d=0,405$  nm), adicionalmente a fração silte do horizonte B apresentou o mineral ilita ( $d=1,006$  nm e  $d=0,498$  nm) (Figura 6).

Figura 6 - Difração de Raio-X da fração silte do Latossolo de Mata nativa: a) Horizonte A; b) Horizonte B. Passo Fundo – RS, 2018

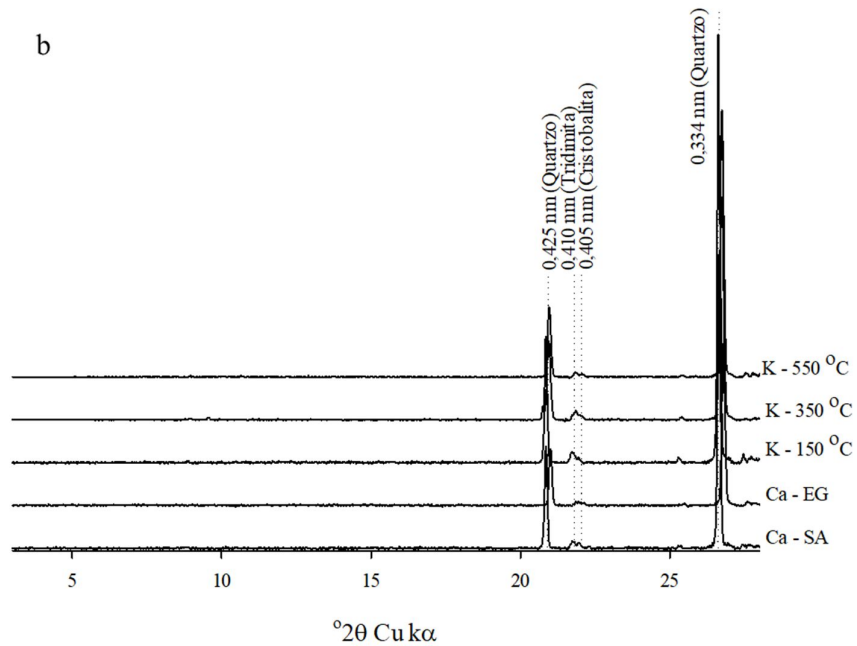
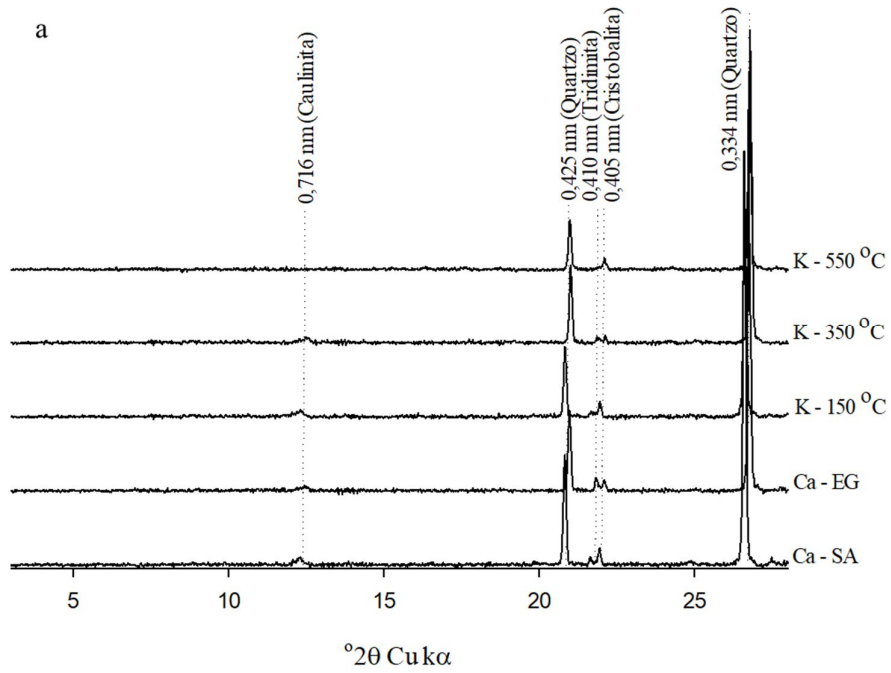






A análise mineralógica do Neossolo de CN e de MN demonstra que os minerais que compõem a fração silte dos horizontes A são quartzo ( $d=0,425$  nm;  $d=0,334$  nm), tridimita ( $d=0,410$  nm) e cristobalita ( $d=0,405$  nm), adicionalmente o Neossolo de CN apresentou a presença de traços de caulinita ( $d=0,716$  nm) (Figura 7).

Figura 7 - Difração de Raio-X da fração silte do Horizonte A do Neossolo: a) Campo nativo; b) Mata nativa. Passo Fundo – RS, 2018



### 3.5 Discussão

#### 3.5.1 Atributos morfológicos, físicos e químicos do solo

A descrição morfológica do solo, juntamente com os atributos físicos e químicos confirmam a classe Latossolo. Presença da expressão do horizonte diagnóstico B latossólico, em sequência a qualquer tipo de A, e pouco aumento de teor de argila de A para B (relação B/A menor que 1,5 para solos com mais de 400 g/kg de argila no horizonte B). Com espessura de 70 cm no perfil de CN e 80 cm no perfil de MN, atendendo a espessura mínima de 50 cm, apresenta relação silte/argila igual ou inferior a 0,6 nos perfis de textura argilosa. Capacidade de troca de cátions é menor que 17 cmol<sub>c</sub>/kg de argila, estrutura fraca e moderada, pequena granular, ou em blocos subangulares de grau fraco ou moderado, menos de 5% do volume que mostre estrutura da rocha original e relação molecular SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Ki) igual ou inferior a 2,2. O valor Ki de 2,28 pode ser devido a determinação dos elementos na fração argila por FRX, alguns trabalhos mostram ligeiro aumento em relação a determinação por ataque sulfúrico.

O conteúdo de carbono orgânico superior a 10 g/kg no Latossolo (atende a profundidade de até 70 cm), apresentando, na parte superior do horizonte B (inclusive BA), coloração brunada predominantemente no matiz 7,5YR ou mais amarelo, em concomitância com valor  $\leq 4$  e croma  $\leq 6$  (cor úmida), indica como 2º nível categórico a subordem Bruno, sendo assim classificado como Latossolo Bruno.

O caráter alumínico do horizonte B do Latossolo (teor de alumínio extraível  $\geq 4$  cmol<sub>c</sub>/kg e saturação por bases menor que 50%), qualifica o solo no 3º nível categórico como Alumínico, sendo assim classificado como Latossolo Bruno Alumínico no grande grupo. Por não apresentar nenhum outro atributo diferencial, o Latossolo foi classificado, em nível de subgrupo, como Latossolo Bruno Alumínico típico, de acordo com Santos et al. (2018), na área de CN e de MN.

Também, a partir da descrição morfológica do solo, juntamente com os atributos físicos e químicos, confirma a classe Neossolo. Não apresentando nenhum tipo de

horizonte B diagnóstico, com insuficiência de expressão dos atributos diagnósticos que caracterizam os diversos processos de formação. Exígua diferenciação de horizontes, com individualização de horizonte A seguido de C ou R, e predomínio de características herdadas do material originário.

Nos perfis do Neossolo ocorre contato lítico fragmentário dentro de 50 cm a partir da superfície, apresentando horizonte A. O horizonte A está assentado diretamente sobre um horizonte Cr ou sobre material com 90% (por volume) ou mais de sua massa constituída por fragmentos grosseiros com diâmetro maior que 2 mm. Com isso, enquadrando a subordem no 2º nível categórico como Neossolo Litólico. A saturação por bases  $\geq 50\%$  no horizonte A (dentro de 50 cm a partir da sua superfície) define o 3º grupo categórico como Neossolo Litólico Eutrófico na área de CN e saturação por bases  $\leq 50\%$  no horizonte A como Neossolo Litólico Distrófico na área de CN e no 4º grupo categórico como fragmentário por apresentar contato lítico fragmentário, sendo classificado como Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário de acordo com Santos et al. (2018), na área de CN; e como Neossolo Litólico Distrófico fragmentário, de acordo com Santos et al. (2018), na área de MN.

### **3.5.2 Teores totais de silício e relação ki e kr**

A análise dos teores de elementos totais ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}$  e  $\text{TiO}_2$ ) da fração argila dos materiais, bem como o cálculo das relações moleculares Ki e Kr, permitem inferir o estágio de intemperismo das formações superficiais (IBGE, 2007). No Latossolo, nota-se que os valores de Si disponível e  $\text{SiO}_2$ , de forma geral, registram aumento em profundidade (Tabela 5), do horizonte A para o horizonte B, também os valores de Si disponível nos horizontes A do Latossolo e do Neossolo são próximos dentro da mesma vegetação. Esse aumento de  $\text{SiO}_2$  em profundidade pode estar relacionado aos maiores teores de silte e de argila do horizonte B, em relação ao horizonte A. Além disso, após os cátions básicos, o Si é o elemento que mais lixivia durante o intemperismo, resultando em menores valores mais próximos à superfície (MELO, 2009). Da mesma forma que o  $\text{SiO}_2$ , os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  também tendem a

aumentar em profundidade. Esse comportamento em termos de concentração de silício também condiz com o comportamento do alumínio no intemperismo químico (SCHAETZL; ANDERSON, 2005).

Os valores de  $K_i$  no horizonte B latossólico menores que 2,2 indicam grau elevado de intemperização no solo, ou seja, ambiente propício à remoção da sílica favorecendo a mineralogia caulínica e oxidica (MELFI; PEDRO, 1977). De modo geral, o índice  $K_i$  de 2,28, no horizonte B latossólico, indica material com grau de intemperismo próximo a referência de 2,2 indicada pela literatura como solos bastantes intemperizados (CURI; KAMPF, 2012). No Neossolo, os teores de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O$  do CN foram inferiores ao da MN, porém mantendo os índices  $K_i$  iguais nos dois tipos de vegetação. Em relação ao índice  $K_r$ , os valores dos materiais variam entre 1,73 a 1,76, sendo que valores de  $K_i$  e  $K_r$  maiores que 0,75, indicam solos caulínicos (SANTOS et al., 2018), observando-se pouca variação entre a vegetação de CN e de MN.

Nos horizontes superficiais o acúmulo de óxidos de titânio seria comum devido a lixiviação dos outros constituintes, portanto, as distribuições dos óxidos de titânio dependem do material de origem, das variações dos processos de eluviação e iluviação que podem ocorrer, e da intensidade do grau do intemperismo (CHAPMAN; HORN, 1968).

### **3.5.3 Mineralogia do Latossolo e Neossolo sob campo nativo e mata nativa**

A fração argila do Latossolo composta por ilita, caulinita, quartzo e cristobalita não apresentaram diferença na composição mineralógica entre o CN e a MN, assim como não há diferença mineralógica entre os horizontes A e B nas duas áreas nativas (Figura 2 e 3). De acordo com Santos et al. (2018), são aceitas pequenas quantidades de muscovitas (incluindo ilitas) no Latossolo.

A presença de ilita no Latossolo estudado corrobora com outros estudos que encontraram resíduos de ilita na fração argila de solos altamente intemperizados

(ARKCOLL et al., 1985; MELO et al., 2002; MELO et al., 2003). As bases trocáveis ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ) concentram-se no interior de microagregados, comuns nos Latossolos, o que limita a lixiviação em razão do reduzido tamanho dos poros (MELO et al., 2003). Essa concentração relativa de sílica e cátions básicos nos microagregados dos solos altamente intemperizados pode ser responsável pela resistência de partículas de mica ao intemperismo (ALVES et al., 2013).

A fração silte do Latossolo de CN é composta basicamente por quartzo e cristobalita, não se diferenciando do horizonte A da MN (Figura 5a). Já o horizonte B da MN apresentou traços de ilita, além da presença de quartzo e cristobalita (Figura 5b). Podendo estar relacionado a menor extração de Si pela vegetação arbórea, se comparada a vegetação de CN composta por gramíneas. A fração silte do Neossolo de CN é composta por traços de caulinita, quartzo, tridimita e cristobalita. O Neossolo de MN se diferenciou pela ausência da caulinita (Figura 6).

Clemente (2001), em estudo de riolito no RS, identificou nos solos estudados, a presença de caulinita, ilita, cristobalita e quartzo, com condições semelhantes de clima. O teor de  $\text{SiO}_2$  da rocha avaliado foi de 66,56%, caracteriza a mesma como rocha ácida, podendo ser identificada como riolito. O principal fator de formação do solo, que diferencia as duas classes de solo estudadas, é o relevo, onde o Neossolo se encontra em relevo declivoso, se comparado ao Latossolo, mesmo que em distância menor do que 1 km entre as duas classes de solo.

### **3.6 Conclusões**

O tipo de vegetação pode influenciar a dinâmica do Si no sistema solo planta. No presente estudo o teor de Si disponível no solo de CN é superior ao da MN e os teores de Si disponível e total são menores nos horizontes superficiais do Latossolo. Diferentes classes de solo (Latossolo e Neossolo) apresentam teores de Si disponível semelhantes dentro do mesmo tipo de vegetação natural. O Latossolo e o Neossolo de CN e MN, em função dos fatores de formação, apresentam grau de diferenciação mineralógica pouco evidente.

## 4 CAPÍTULO II

### Uso de silício pela cultura da soja e alteração da mineralogia do solo

#### 4.1 Resumo

A evolução mineral do solo de minerais primários para minerais secundários e óxidos depende em grande parte da dinâmica do silício (Si) no sistema rocha-solo-planta. No entanto, pouco se sabe sobre a utilização de Si devido ao cultivo das lavouras e seus efeitos sobre as formas de Si e alterações minerais em solos agrícolas. O objetivo deste estudo foi avaliar as formas de Si no sistema solo-planta em diferentes históricos de produção da cultura da soja e responder como a utilização de Si pode afetar a mineralogia do solo. Foi avaliado um Latossolo sob cultivo de soja aos 2, 8 e 40 anos de cultivo e uma área adjacente de vegetação nativa (campo nativo) foi considerada como tratamento controle. Foram avaliados o Si total na terra fina seca ao ar (TFSA) e na fração argila do solo por fluorescência de raios-X e Si disponível no solo, nas raízes e parte aérea das plantas por colorimetria. A mineralogia da fração argila foi determinada pelo método de difração de raios-X. O Si total do solo foi maior nas lavouras com 40 anos de cultivo, presente em minerais primários pouco solúveis, como o quartzo, principalmente nas frações areia e silte. O Si total na fração argila com 40 anos de cultivo foi menor que no CN. Constataram-se alterações na quantidade dos argilominerais: ausência de ilita, cristobalita e zeólitas, em relação aos solos com menor tempo de cultivo e CN. Além disso, os picos da caulinita, nos difratogramas, diminuiu de intensidade, com o passar dos anos de cultivo. Assim, o cultivo agrícola modifica em pequenas proporções a mineralogia do solo, e o uso do Si pelas plantas pode ser um dos mecanismos da alteração mineralógica.

Palavras-chave: 1. Evolução mineral. 2. Dinâmica de Si. 3. Cultivo agrícola. 4. Uso de Si.

#### 4.2 Introdução

O silício (Si) é o elemento mais abundante na crosta terrestre. A presença de Si nos compartimentos do ecossistema terrestre depende de fatores ambientais como: clima, topografia, material original do solo, intemperismo e fatores bióticos (ou seja, vegetação, microrganismos), bem como uso e manejo do solo (ALEXANDRE et al., 1997; ALEXANDRE et al., 2011; SOMMER et al., 2006; STREET-PERROTT; BARKER, 2008; WHITE et al., 2012).

No sistema solo/vegetação, os minerais contendo Si, os tectossilicatos constituem a reserva de Si do solo, pois esse grupo de minerais é resistente ao intemperismo, chamados silicatos litogênicos (HENRIET et al., 2008). O teor total de Si

do solo depende da mineralogia do solo e varia de 5 a 470 g/kg (MCKEAGUE; CLINE, 1963). Parte do Si no ecossistema está na forma vegetal de biopalas (fitólitos). Essas estruturas se originam de plantas que armazenam Si nas estruturas. Os fitólitos são formados a partir do ácido monossilícico ( $H_4SiO_4$ ), presente na solução do solo que é absorvido pelo sistema radicular dos vegetais e se deposita nos espaços inter e intracelulares ao longo das folhas e caules, formando estruturas silicificadas que representam os fitólitos (PARR; SULLIVAN, 2005). As plantas armazenam Si na forma de fitólitos em muitos tecidos vegetais, especialmente nos pontos finais da transpiração (HODSON et al., 2005; SCHALLER et al., 2013).

O ciclo biogeoquímico do Si no sistema rocha/solo/vegetação determina a evolução mineralógica desses compartimentos (CORNELIS; DELVAUX, 2016). A quantidade de Si nos compartimentos também é determinada pela atividade humana, por exemplo, a irrigação e a mudança da vegetação nativa por culturas agrícolas (CORNELIS; DELVAUX, 2016). Em terras aráveis, o ciclo do Si é influenciado pela exportação de Si do solo pela colheita de grãos, o que reduz o armazenamento de fitólitos relativamente solúveis na camada superficial do solo (VANDEVENNE et al., 2012).

Os fitólitos representam um importante reservatório de sílica biogênica em solos ácidos de regiões tropicais e subtropicais. Os fitólitos são liberados durante a degradação da matéria orgânica no horizonte da serapilheira e posteriormente transferidos para horizontes mais profundos ou evacuados por via aérea ou hidrográfica (BARTOLI, 1981). Estudos mostram que a solubilidade dos fitólitos é próxima à da sílica amorfa, enquanto suas taxas de dissolução estão entre as do quartzo e da sílica vítrea e apresentam dependência semelhante ao pH. A produção de fitólitos mais suscetíveis à dissolução, segundo Alexandre et al. (1997), pode ser uma resposta evolutiva à pressão ambiental, talvez uma escassez de Si, como por exemplo em Latossolos.

Na literatura, vários autores têm relatado as alterações minerais decorrentes do crescimento e desenvolvimento das plantas. Korchagin et al. (2019) evidenciaram a



dissolução da fração argila, liberando Al e formando minerais de hidróxi-alumínio em resposta à ação da raiz do eucalipto. Bortoluzzi et al. (2012) evidenciaram a perda da fração argila e alteração mineral em resposta à extração do K pela videira. Moterle et al. (2016) e Moterle et al. (2019) encontraram baixa quantidade de minerais de camada 2:1 em experimentos envolvendo K. Oort et al. (2016) em um experimento de 42 parcelas em Versalhes, observou a dissolução parcial da esmectita por microdivisão, por meio da alteração de minerais de filossilicatos finos ou um processo de neoformação de fases secundárias de Si, Al e/ou Fe liberado por dissolução de argilas em meio ácido. Estudos sobre a ciclagem de Si já foram realizados (ALEXANDRE et al., 1997; ALEXANDRE et al., 2011; CORNELIS et al., 2011b; SOMMER et al., 2006; STREET-PERROTT; BARKER, 2008; WHITE et al., 2012). Alguns estudos têm elucidado a absorção pelas plantas e a biodisponibilidade do Si nos solos (BLECKER et al., 2006; HENRIET et al., 2008), bem como o equilíbrio do Si em ambientes terrestres (CHADWICK; CHOROVER, 2001), porém, nenhum dos trabalhos relaciona-se com a exportação de Si de safras comerciais e com alteração mineralógica.

No entanto, a maioria das pesquisas se preocupam em estudar outros cátions, como potássio, cálcio e magnésio, não tendo como objetivo o estudo de Si. As plantas absorvem o Si da solução do solo na forma de ácido monossilícico  $\text{Si}(\text{OH})_4$  (TISDALE et al., 1993). O retorno do Si ao solo pode ocorrer por meio da morte da planta e da liberação do Si na forma de ácido monossilícico e na forma de fitólitos, estruturas ricas em Si e mais estáveis (PIPERNO, 2006). No ciclo biogeoquímico do Si, se houver alteração nas quantidades de Si nesses compartimentos, pode haver degradação de minerais silicatados biogênicos e inorgânicos liberando Si dos compartimentos de reserva para formas mais disponíveis de Si. Também pode haver uma recombinação de Si na coprecipitação com outros elementos e neoforma de outros minerais de argila (BORTOLUZZI et al., 2019). Os pequenos minerais de argila podem, por sua vez, se dissolver e contribuir para repor o Si disponível no solo.

O objetivo do trabalho foi avaliar se os constituintes minerais do solo são afetados pelo cultivo agrícola, discutindo a utilização de Si como mecanismo de alteração mineralógica.

### 4.3 Material e Métodos

#### 4.3.1 Localização do estudo e classificação do solo

Os solos foram coletados em janeiro de 2018 no município de Água Santa - RS (Figura 8a), altitude de 740 m, 28°16'0.408 "S, 52°1'57.396" W. A classificação climática do município é subtropical úmido (Cfa) de acordo com Köppen-Geiger, possui temperatura média de 20,6°C e precipitação média anual de 1.409 mm, pertencente ao bioma Mata Atlântica.

O histórico da área estudada, relatado pelo proprietário, mostra que a área cultivada há 2 anos, e 40 anos foi MN e a área cultivada há 8 anos foi CN antes do cultivo. Porém, antes da MN, acredita-se que a vegetação predominante seria o CN. A soja é cultivada anualmente no período de primavera-verão, e gramíneas, como azevém ou aveia para pastagem no período de outono-inverno.

O solo foi classificado como Latossolo Bruno Alumínico típico, de acordo com Santos et al. (2018), após descrição morfológica e classificação de um perfil localizado em CN (Figura 8b), altitude 740 m, 28°16'0.408 "S, 52°1'57.396" W.

Figura 8 - Localização do experimento: 1) Lavoura cultivada por 40 anos; 2) Lavoura cultivada por 2 anos; 3) Campo Nativo e; 4) Lavoura cultivada por 8 anos (a) e imagem do perfil do solo localizado no campo nativo (b). Passo Fundo - RS, 2018



### 4.3.2 Tratamentos

O experimento consistiu em quatro tratamentos (campo nativo, lavoura de 2 anos, lavoura de 8 anos e lavoura de 40 anos de cultivo agrícola), sendo que cada tratamento corresponde a uma distância de aproximadamente 10 metros entre eles.

### 4.3.3 Coleta de solo

A amostragem do solo foi realizada em 17 de janeiro de 2018, em todos os tratamentos. Foram feitas dez repetições, cada repetição foi composta por dez subamostras coletadas com trado tipo calador na camada de 0-20 cm. O delineamento experimental foi inteiramente ao acaso (DIC). Após a coleta as amostras foram identificadas e encaminhadas para o Laboratório de Uso e Manejo do Território e dos Recursos Naturais - UPF, onde foram secadas em estufa a 45 °C, moídas e peneiradas em malha de 2 mm.

### 4.3.4 Coleta de plantas

A amostragem das plantas foi realizada no mesmo dia da coleta do solo, e em todos os tratamentos. As plantas foram coletadas inteiras, ou seja, parte aérea junto com a raiz. Nas três áreas de cultivo, a planta coletada foi a soja (*Glycine max*), cultivar BMX Ativa RR, grupo de maturidade 5.6, que estava no estágio R1. Na área de CN, foram coletadas as plantas de cobertura natural presentes naquele período, prevalecendo as espécies de gramíneas.

As plantas foram coletadas em triplicata, cada repetição foi composta por cinco plantas de soja e plantas do CN, compostas principalmente gramíneas capim-forquilha (*Paspalum notatum* Flugge), grama-tapete (*Axonopus affinis* Chase) e capim-caninha (*Andropogon lateralis* Nees) presentes na área de 1 m<sup>2</sup>. Após a coleta, as amostras

foram enviadas ao laboratório, onde o material vegetal foi lavado em solução detergente, passando em água destilada, para retirada do detergente. O material vegetal foi secado em estufa de circulação forçada a 65°C, até peso constante. Após, a raiz e parte aérea foram separadas e moídas em moinho do tipo Willey. Após a moagem, o material vegetal foi embalado em sacos de papel e enviado para análise do teor de Si.

#### **4.3.5 Análise granulométrica do solo**

A análise granulométrica foi realizada nas amostras de solo, utilizando o método da pipeta (GEE; BAUDER, 1986). As amostras foram submetidas à queima de matéria orgânica e posteriormente à dispersão química (NaOH 0,1 mol/L + NaPO<sub>3</sub> 0,07 mol/L) e mecânica (agitação por 16 h em agitador horizontal). Em seguida, as frações de areia (> 0,053 mm) foram obtidas por peneiramento, silte por diferença (0,002 - 0,053 mm), e argila (<0,002 mm) por pipetagem.

#### **4.3.6 Densidade do solo**

A densidade do solo foi determinada pelo método do cilindro volumétrico, utilizando amostras indeformadas, utilizando-se a massa do volume do solo seco, dividido pelo volume do cilindro. A densidade foi obtida pela média aritmética de amostras de solo coletadas a cada 5 cm na camada de 0 - 20 cm.

#### **4.3.7 Caracterização química do solo**

O teor de matéria orgânica do solo foi determinado a partir da TFSA, de acordo com Embrapa (2011), os índices de pH e TSM e os teores de P, K, Ca, Mg, Mn e Al foram determinados de acordo com Tedesco et al. (1995).

#### **4.3.8 Análise elementar por fluorescência de raios-X**

A análise dos teores totais dos elementos químicos foi realizada na fração total do solo (sem remoção da matéria orgânica) e na fração argila. Os elementos, expressos na forma de óxidos, foram determinados pela técnica de Fluorescência de Raios X (FRX). As amostras de solo foram analisadas na forma de pó, prensado em 25 toneladas, formando pastilhas, sendo que a fração inteira (areia+silte+argila) não recebeu nenhum tratamento adicional e a fração argila que foi obtida pelo processo de separação para a análise de DRX, foi preenchida com ácido bórico para alcançar quantidade suficiente para formar a pastilha.

Além disso, amostras de grãos de soja inteiros foram analisadas no FRX, os grãos foram analisados in natura sem nenhum tratamento adicional, com o objetivo principal de quantificar o teor de Si exportado pelos grãos, além de verificar o conteúdo dos elementos químicos presentes nos grãos da cultura.

A determinação foi realizada por meio de um equipamento Bruker S2 Ranger XRF, que é basicamente um espectrômetro de energia dispersível de raios X (EDX) compacto, com gerador de alta tensão máxima de 50W, tensão e intensidade de potência de 50 KV, corrente de 2 mA, com tubo de raios X de material anódico (Pd - Chumbo). Possui detector XFLASH com resolução de 129 eV e janela Berílio, operação He, analisa de Na (Sódio) a U (Urânio).

#### **4.3.9 Análise de silício disponível no solo**

A determinação do Si disponível no solo foi realizada por colorimetria, após extração com cloreto de cálcio 0,01 mol/L. Foram utilizados 10 g de solo e adicionados 100 mL da solução extratora. A leitura foi realizada em um espectrofotômetro UV-Visível, no comprimento de onda de 660 nm (KORNDÖRFER et al., 2004).

#### **4.3.10 Silício total da planta**

O processo de extração do Si na planta foi realizado por meio da oxidação da matéria orgânica, ou seja, a eliminação do carbono do tecido vegetal por meio da digestão, com o peróxido de hidrogênio (500 g/L) e hidróxido de sódio (500 g/L) em 0,1000 g do material vegetal moído. As amostras ficaram em banho-maria por 1 hora até completar a digestão do material. Após adicionou-se 45 mL de água destilada e deixou-se em repouso. Posteriormente, pipetou-se 1 mL da alíquota e adicionou-se 19 mL de água destilada, 1 mL de ácido clorídrico (1:1) e 2 mL de molibdato de amônio, após 10 min adicionou-se 10 mL de ácido oxálico. Depois de 2 min realizou-se a leitura em Espectrofotômetro UV Visível, no comprimento de onda de 410 nm (KORNDÖRFER et al., 2004).

#### **4.3.11 Análise de fitólitos no solo**

A separação dos fitólitos das amostras de solo do CN e da lavoura de 40 anos foi realizada utilizando o método proposto por Madella (1998). Foram utilizados 4 g de solo. Para extração simplificada de fitólitos e opala de sedimento, foi utilizado politungstato de sódio, com densidade de 2,35 g/cm<sup>3</sup>, diretamente na terra fina seca ao ar (TFSA). Três lâminas, por horizonte de cada perfil de solo, foram examinadas a fim de identificar fitólitos em um microscópio petrográfico com aumento de 400x. Os fitólitos foram identificados com base no Código Internacional para Nomenclatura de Fitólitos - ICPN 1.0 (MADELLA et al., 2005) e Código Internacional para Nomenclatura de Fitólitos - ICPN 2.0 (NEUMANN et al., 2019). Os fitólitos extraídos foram secados em estufa e pesados, a fim de estimar a porcentagem de fitólitos presentes na porção de solo analisada. Após a secagem e pesagem, analisaram-se os mesmos no microscópio eletrônico de varredura - MEV.

#### **4.3.12 Caracterização mineralógica de amostras de solo**

As frações argila e silte das amostras de solo foram caracterizadas mineralogicamente por meio do equipamento de difração de raios X (DRX) Bruker D8 Advance, utilizando como fonte de radiação Cu, disponível no Centro Tecnológico de Pedras, Gemas e Joias do Rio Grande do Sul (CT Pedras), em Soledade - RS. A metodologia detalhada para análises mineralógicas pode ser encontrada em Bortoluzzi e Poletto (2013) e as chaves de identificação são encontradas em Brown e Brindley (1980). Utilizou-se 40 g de solo, previamente moídas e submetidas a pré-tratamentos que consistem em eliminação da matéria orgânica do solo com peróxido de hidrogênio 5% v/v e dispersão por agitação mecânica e separação granulométrica por sedimentação. As alíquotas contendo as frações representativas dos tamanhos de partícula do material moído foram submetidas à análise de DRX em pó (amostra desorientada, digitalizada em  $3-55^\circ 2\theta$ ) e em amostras orientadas em lâminas de vidro secas ao ar ( $3-55^\circ 2\theta$ ), após solvatação em etilenoglicol ( $3-55^\circ 2\theta$ ) e após aquecimento em temperaturas de 150, 350 e 550 °C em forno mufla ( $3-55^\circ 2\theta$ ).

#### **4.3.13 Análise estatística**

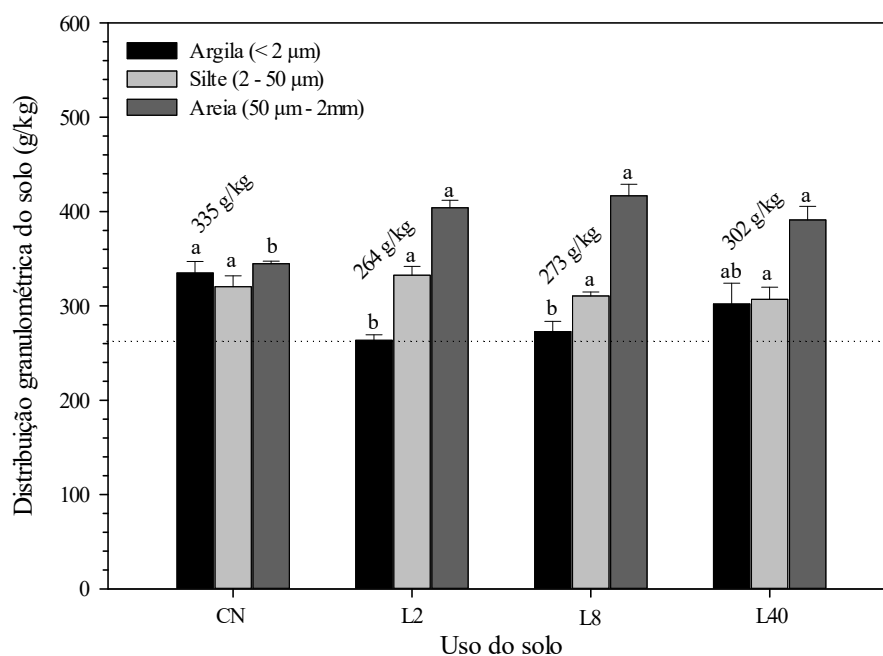
Os resultados das análises de granulometria, densidade do solo, caracterização química, FRX, Si disponível no solo e Si na planta foram submetidos à análise de variância pelo teste F. Para os tratamentos que apresentaram diferença significativa, a comparação das médias foi realizada pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).

### **4.4 Resultados**

#### **4.4.1 Efeito do tempo de cultivo nas propriedades físicas e químicas do solo**

A granulometria do solo apresentou diferença entre as áreas estudadas, demonstrando uma variação natural dentro da área. A lavoura de 2 anos apresenta o menor teor de argila (linha pontilhada), com 264 g/kg, e o campo nativo apresentou o maior teor de argila, com 335 g/kg (Figura 9).

Figura 9 - Granulometria de solo de área de campo nativo e de lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, avaliadas na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018



Nota: Letras iguais no topo das barras indicam que não há diferença significativa para as frações da distribuição granulométrica (teor de argila, silte e areia) entre os tratamentos de acordo com o teste de Tukey ( $P < 0,05$ ).

O menor teor de matéria orgânica e a maior densidade foram observados no solo cultivado por 40 anos, em relação aos demais tratamentos (Tabela 6).

Tabela 6 - Teores de matéria orgânica (MO) e densidade do solo (DS) da área de campo nativo, e das lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018

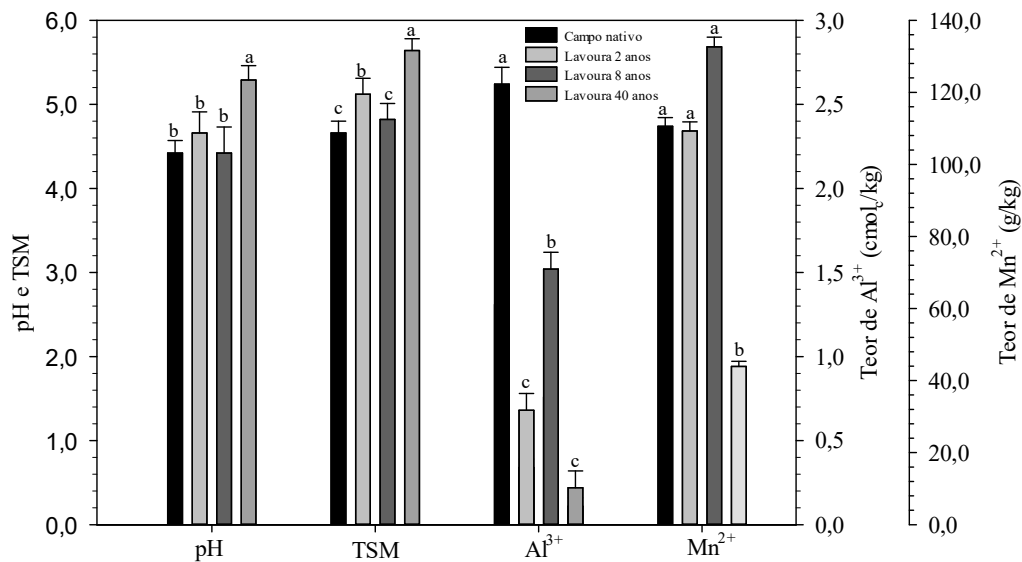
Tratamentos	MO (g/kg)	DS (g/cm <sup>3</sup> )
Campo Nativo	46,12 a	1,18 b
Lavoura de 2 anos	46,65 a	1,20 b
Lavoura de 8 anos	46,28 a	1,28 b
Lavoura de 40 anos	42,60 b	1,36 a

Nota: Médias seguidas da mesma letra na coluna não diferem estatisticamente entre si, utilizando o teste de Tukey a 5% de probabilidade.



O maior valor de pH e TSM (Tampão Santa Maria) foram encontrados na área com cultivo de 40 anos. O pH das lavouras de 2 e 8 anos e do CN, com valores inferiores a 5, não apresentaram diferença estatística. Os menores valores de TSM foram encontrados no CN e na safra de 8 anos, e os maiores teores de alumínio trocável foram encontrados nestes mesmos tratamentos. Os teores de manganês foram maiores no CN e nas lavouras de 2 e 8 anos (Figura 10).

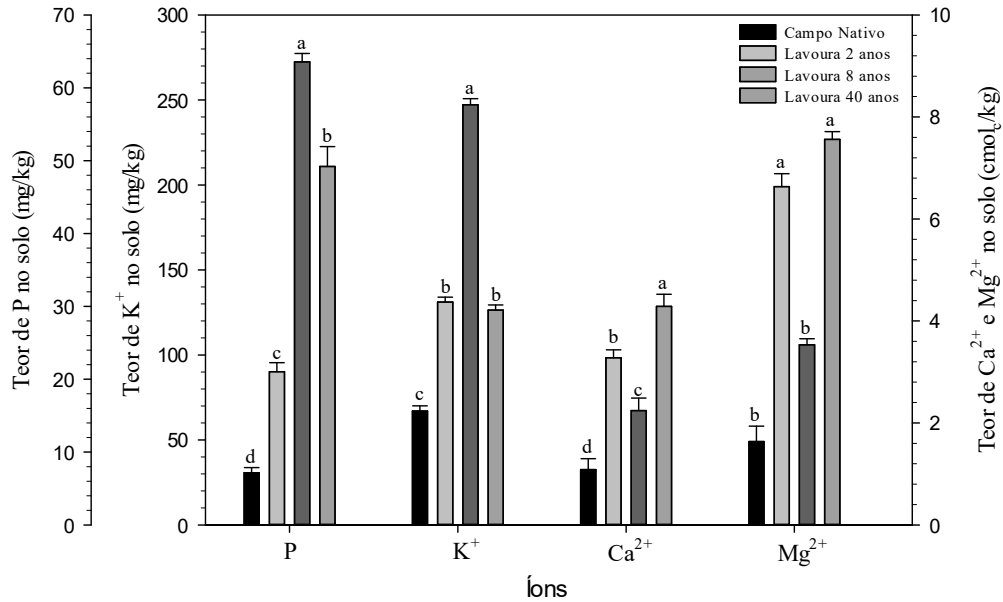
Figura 10 - Valores de pH, TSM e teores de alumínio e manganês no solo de área nativa e de lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018



Nota: Médias seguidas de uma mesma letra para o mesmo elemento não diferem estatisticamente entre si, pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade.

Os maiores teores de P e K foram encontrados na lavoura de 8 anos e os menores no CN. Os maiores teores de Ca e Mg foram encontrados nas lavouras de 40 e de 2 anos, e os menores também foram encontrados no CN (Figura 11).

Figura 11 - Teores de fósforo, potássio, cálcio e magnésio no solo na área de campo nativo, e em lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018

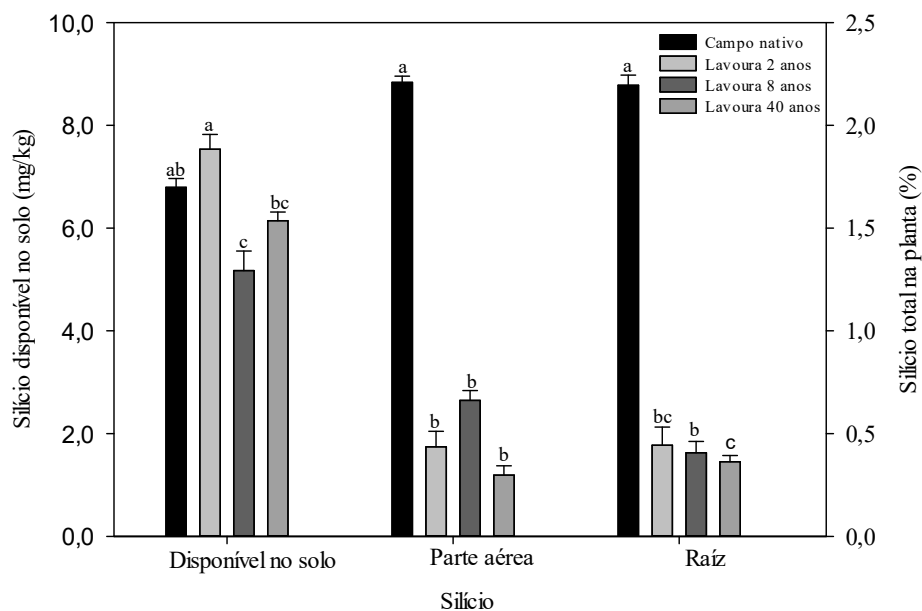


Nota: Médias seguidas de uma mesma letra para o mesmo elemento não diferem estatisticamente entre si, utilizando o teste de Tukey a 5% de probabilidade.

#### 4.4.2 Silício no solo e planta

Os maiores teores de Si disponível no solo foram encontrados na lavoura de 2 anos, que não diferiu estatisticamente do CN. O maior teor de Si na parte aérea e nas raízes das plantas foi encontrado na vegetação do CN comparativamente às plantas de soja (Figura 12).

Figura 12 - Valores de silício (Si) disponível no solo e Si total na raiz e parte aérea da planta das áreas de campo nativo e plantas de soja de lavouras cultivadas por 2, 8 e 40. Passo Fundo - RS, 2018



Nota: Médias seguidas de uma mesma letra no mesmo elemento não diferem estatisticamente entre si, utilizando o teste de Tukey a 5% de probabilidade.

#### 4.4.3 Análise elementar do solo por FRX

A análise de FRX da fração total do solo mostra o maior teor de  $\text{SiO}_2$  na área de 40 anos, seguido pela lavoura de 2 e 8 anos. O CN foi o tratamento com menor teor de  $\text{SiO}_2$ . Os maiores teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  foram encontrados no CN (Tabela 7).

A análise de FRX da fração total do solo mostra os maiores teores de  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  na lavoura de 40 anos, seguido pela safra de 2 e 8 anos, os níveis mais baixos foram encontrados no CN. Os teores de  $\text{MgO}$  e  $\text{BaO}$  não apresentaram diferença entre os tratamentos (Tabela 7).

Tabela 7 - Análise de FRX da fração TFSA solo da área de campo nativo, e de lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018

Elementos	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	BaO	SO <sub>3</sub>
Trat.	(%)										
C.N.	68,21 c	17,4 b	9,38 a	2,06 c	1,00 ns	0,55 b	0,23 c	0,22 b	0,22 c	0,00 ns	0,33 a
2 anos	72,13 b	15,34 c	7,41 c	2,32 a	0,93	0,50 c	0,27 b	0,24 a	0,25 b	0,00	0,25 b
8 anos	72,13 b	15,34 c	7,41 c	2,32 a	0,93	0,50 c	0,27 b	0,24 a	0,25 b	0,00	0,25 b
40 anos	72,39 a	15,39 c	7,08 d	2,27 b	1,00	0,50 c	0,34 a	0,17 c	0,31 a	0,00	0,22 c

Nota: Médias seguidas pela mesma letra na coluna não diferem estatisticamente entre si, utilizando o teste de Tukey a 5% de probabilidade; ns = não significativo pelo teste F.

A análise de FRX da fração argila do solo mostra os maiores teores de SiO<sub>2</sub> nas lavouras de 2 e 8 anos, seguido pela área de CN. A lavouras de 40 anos de cultivo apresentou o menor teor de SiO<sub>2</sub>. O maior teor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi encontrado no CN e maior teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> na lavoura de 40 anos (Tabela 8).

Tabela 8 - Análise de FRX da fração argila do solo na área de campo nativo e de lavouras cultivadas por 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018

Elementos	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MnO
Tratamentos	(%)								
C.N.	56,59 b	24,66 a	13,42 b	2,39 b	0,60 c	0,81 ab	0,05 c	0,20 c	0,25 c
2 anos	58,24 a	22,26 b	12,34 c	2,83 a	1,33 a	0,86 a	0,35 ab	0,56 a	0,35 a
8 anos	58,43 a	21,52 c	12,64 c	2,80 a	0,95 b	0,82 a	0,38 a	0,36 b	0,34 ab
40 anos	54,18 c	21,67 c	17,84 a	2,66 a	0,93 b	0,74 b	0,28 b	0,52 a	0,32 b

Elementos	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	ZnO	CuO	Pr <sub>6</sub> O <sub>11</sub>	SrO	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl	CeO <sub>2</sub>
Tratamentos	(%)								
C.N.	0,31 a	0,16 ns	0,02 ns	0,01 ns	0,05 ns	0,06 d	0,00 b	0,05 ns	0,08 a
2 anos	0,20 b	0,17	0,02	0,01	0,05	0,07 c	0,00 b	0,04	0,06 b
8 anos	0,19 bc	0,17	0,02	0,01	0,05	0,10 b	0,05 a	0,06	0,03 b
40 anos	0,13 c	0,16	0,02	0,01	0,05	0,15 a	0,05 a	0,04	0,03 b

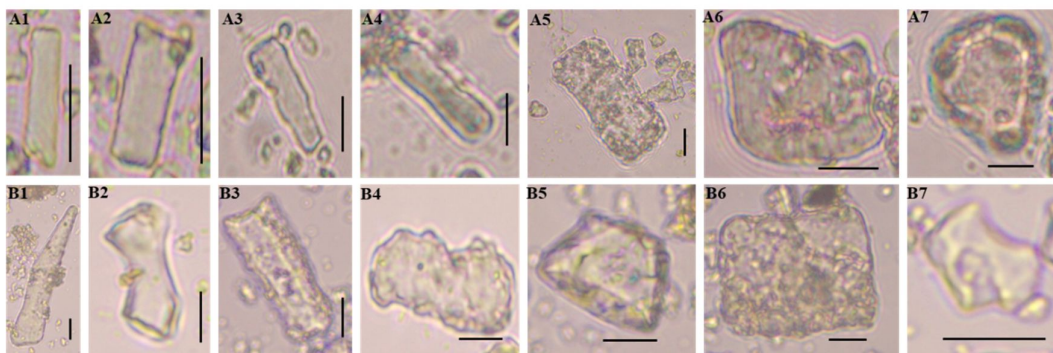
Nota: Médias seguidas pela mesma letra na coluna não diferem estatisticamente entre si, utilizando o teste de Tukey a 5% de probabilidade; ns = não significativo pelo teste F.

A análise de FRX da fração argila do solo apresenta os maiores teores de CaO e MgO, na área cultivada por 2 anos. Os níveis de K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e MnO tem os maiores teores nas áreas cultivadas por 2 e 8 anos, e não apresentaram diferença estatística entre elas, o maior teor de SO<sub>3</sub> foi avaliado no CN (Tabela 8).

#### 4.4.4 Identificação de fitólitos no solo

A análise fitolítica identificou a presença dos morfotipos: elongate cavate, elongate sinuate, cylindric sinuate, rectangular aerolate, rectangular nodulate e globular nodulate no solo de CN (Figura 13A e Apêndice I); acicular, saddle, elongate smooth, bilobate, rondel, rectangular, saddle no solo de lavoura cultivada por 40 anos (Figura 13B e Apêndice II). A quantificação dos fitólitos determinada por pesagem mostra que 0,63% do solo do CN é composto por fitólitos e 0,36% do solo cultivado por 40 anos é composto por fitólitos.

Figura 13 - Formas fitolíticas encontradas no solo do campo nativo (A) e na área cultivada por 40 anos (B). A1: Elongate cavate; A2: Elongate sinuate; A3 Elongate cavate; A4: Cylindric sinuate; A5: Rectangular aerolate; A6: Rectangular nodulate; A7: Globular nodulate. B1: Acicular; B2: Saddle; B3: Elongate smooth; B4: Bilobate; B5: Rondel; B6: Rectangular; B7: Saddle. Escala: 25  $\mu$ m. Passo Fundo, 2020



#### 4.4.5 Análise mineralógica do solo

A análise mineralógica da fração argila do solo de CN demonstra que os minerais que a compõem são illita ( $d = 1,11$  nm), caulinita ( $d = 0,716$  nm;  $d = 0,357$  nm;  $d = 0,228$  nm), quartzo ( $d = 0,425$  nm;  $d = 0,334$  nm) e cristobalita ( $d = 0,405$  nm;  $d = 0,248$  nm;  $d = 0,187$  nm) (Figura 14a).

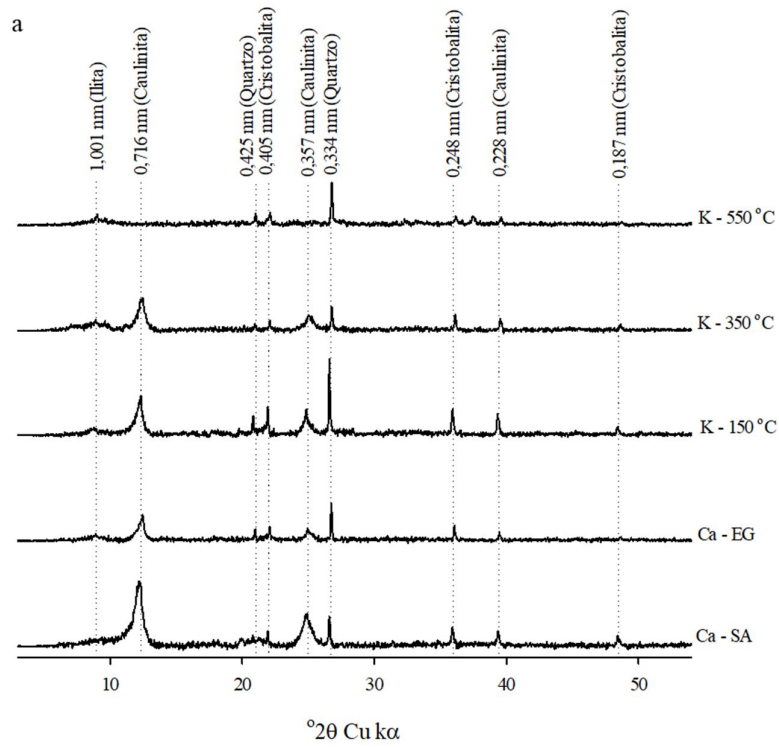
A análise mineralógica do solo da área cultivada por 2 anos mostra que não houve alteração da composição mineralógica da fração argila quando comparada ao solo do CN. Assim, os minerais que compõem são illita ( $d = 1,11$  nm), caulinita ( $d = 0,716$

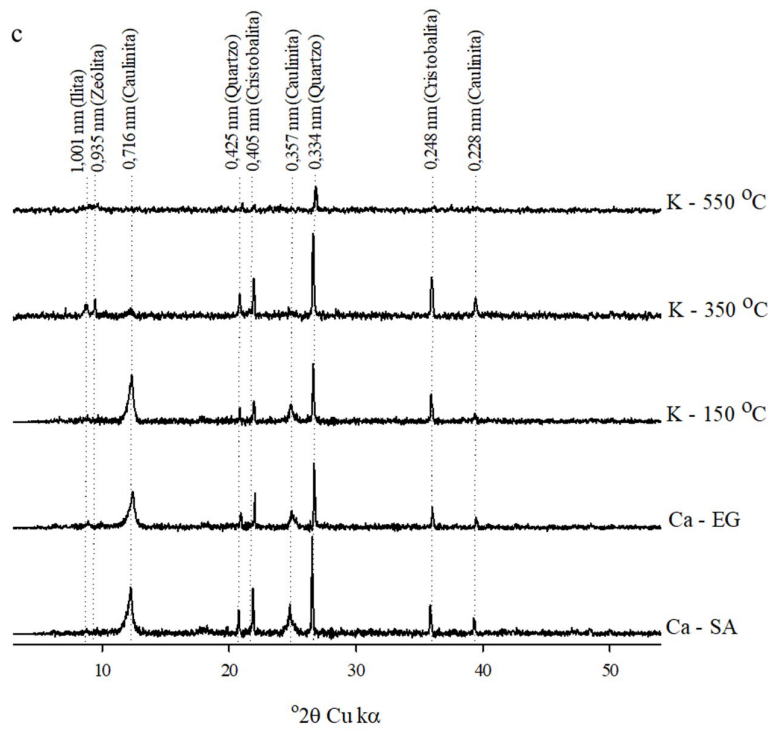
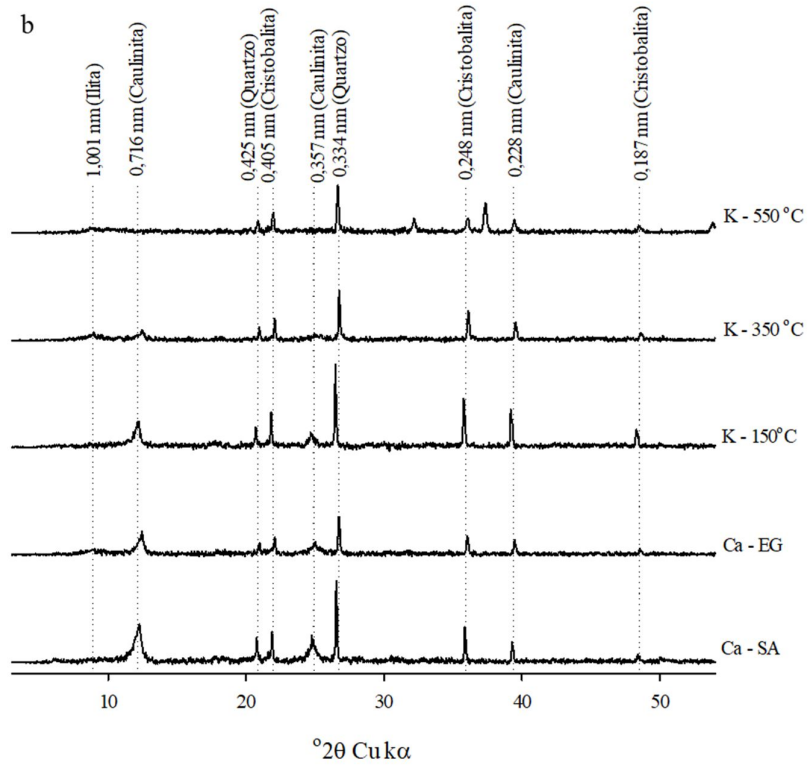
nm;  $d = 0,357$  nm;  $d = 0,228$  nm), quartzo ( $d = 0,425$  nm;  $d = 0,334$  nm) e cristobalita ( $d = 0,405$  nm;  $d = 0,248$  nm;  $d = 0,187$  nm) (Figura 14b).

A análise mineralógica do solo cultivado por 8 anos mostra que os minerais que compõem a fração argila são illita ( $d = 1,001$  nm), zeólita ( $d = 0,935$  nm), caulinita ( $d = 0,716$  nm;  $d = 0,357$  nm;  $d = 0,228$  nm), quartzo ( $d = 0,425$  nm;  $d = 0,334$  nm), e cristobalita ( $d = 0,405$  nm;  $d = 0,248$  nm) (Figura 16c). O solo cultivado por 8 anos apresentou ausência de picos de cristobalita na distância  $d = 0,187$  nm em relação aos tratamentos de CN (Figura 14a) e cultivo de 2 anos (Figura 14b).

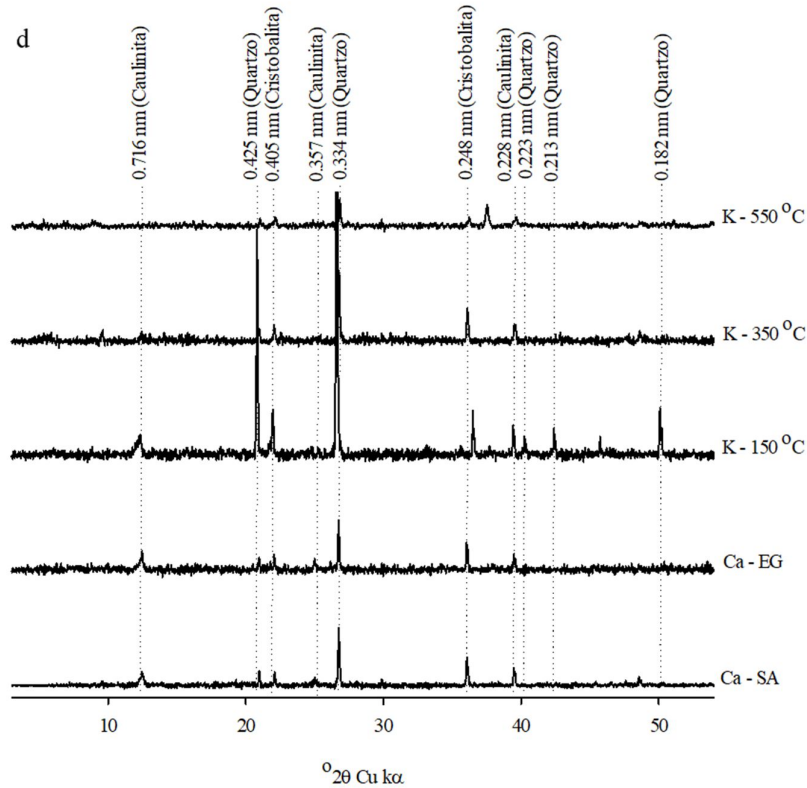
A avaliação mineralógica do solo cultivado por 40 anos mostra que os minerais que compõem a fração argila são caulinita ( $d = 0,716$  nm;  $d = 0,357$  nm;  $d = 0,228$  nm), quartzo ( $d = 0,425$  nm;  $d = 0,334$  nm;  $d = 0,223$  nm;  $d = 0,213$  nm) e cristobalita ( $d = 0,405$  nm;  $d = 0,248$  nm) (Figura 14d). O solo cultivado por 40 anos apresentou ausência de picos de illita na distância  $d = 1,11$  nm e cristobalita na distância  $d = 0,187$  nm em relação aos tratamentos de CN (Figura 14a) e lavoura de 2 anos de cultivo (Figura 14b), e ausência de zeólita em relação ao tratamento de safras de 8 anos de cultivo (Figura 14c). Os picos de quartzo estiveram presentes em maior quantidade, e os picos da distância  $d = 0,223$  nm e  $d = 0,213$  nm só estiveram presentes no solo cultivado por 40 anos (Figura 14d).

Figura 14 - Difração de raios-X da fração argila do solo: a) Campo nativo; b) Solo de lavoura cultivado por 2 anos; c) Solo de lavoura cultivado por 8 anos; d) Solo de lavoura cultivado por 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018



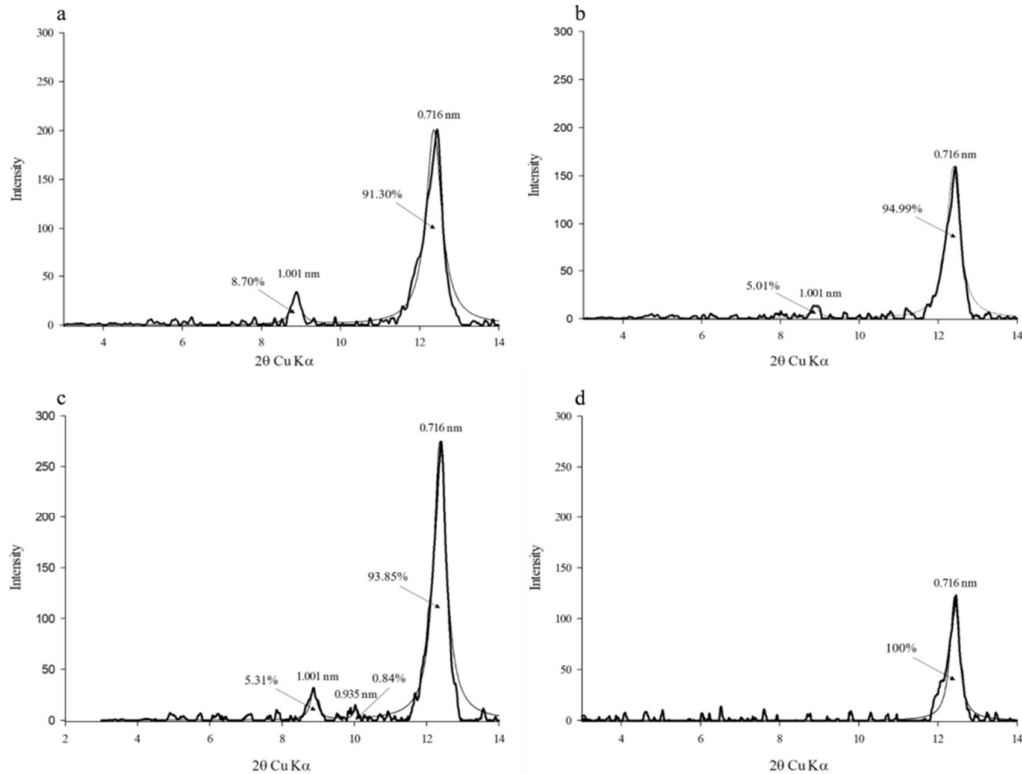






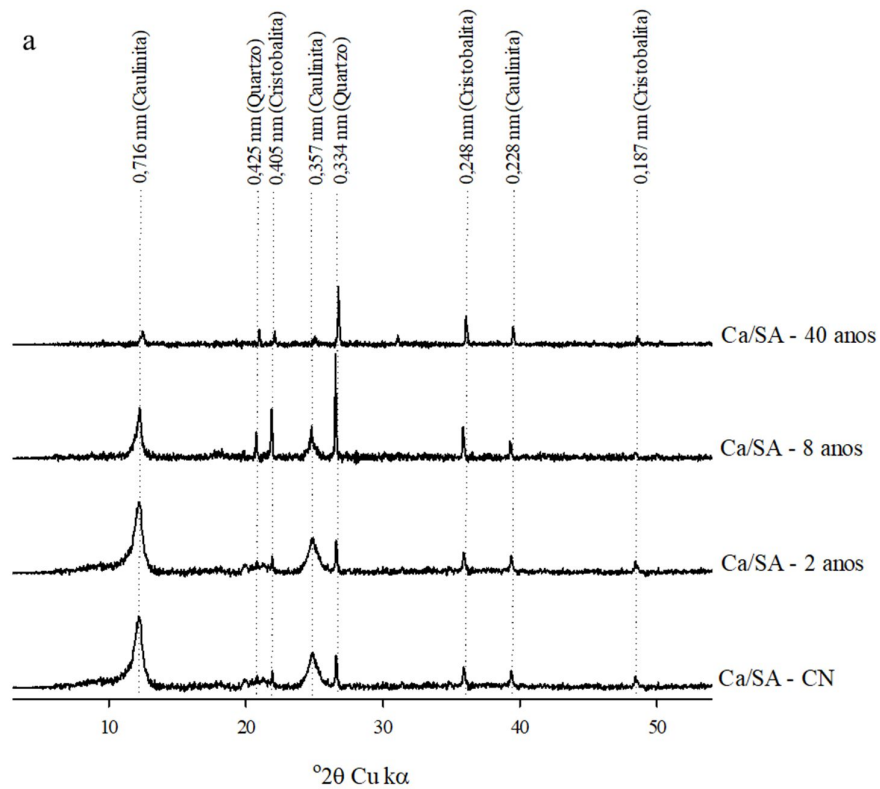
A Figura 15 mostra a decomposição dos padrões de difração de raios-X da fração argila saturada com Ca e solvatada com etilenoglicol (Ca - EG). Na área de CN e lavouras de 2 e 8 anos de cultivo, o pico de illita está presente ( $d = 1.001$ ) e no campo cultivado há 40 anos não foi encontrado pico de illita. A proporção relativa da intensidade difratada atribuível à illita variou entre 5,01-8,70%, enquanto a área da caulinita variou entre 91,3-100% (Figura 15). Além disso, a decomposição do tratamento da cultura cultivada por 8 anos apresentou o pico centrado em  $d = 0,935$  nm, demonstrando que o grupo zeólita está presente, o que contribuiu com 0,84% da intensidade difratada (Figura 15).

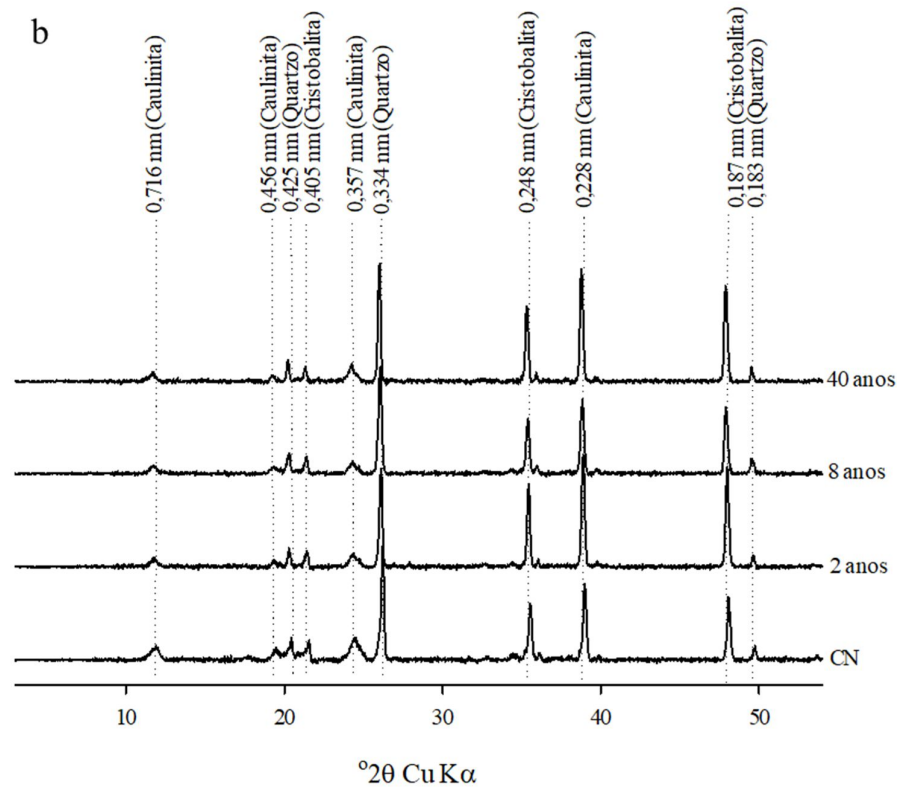
Figura 15 - Padrões modelados de difração de raios-X da fração argila saturados de Ca e solvatada em etilenoglicol (Ca - EG): a) Campo nativo b) Solo de lavoura cultivada por um período de 2 anos c) Solo de lavoura cultivado por um período de 8 anos d) Solo lavoura cultivada ao longo de um período de 40 anos, na camada de 0-20 cm. Os padrões foram decompostos entre 3° e 14° (2θ), correspondendo aos (001) picos de minerais de argila. Passo Fundo, 2018



A avaliação mineralógica das amostras saturadas com cálcio no tratamento seco ao ar mostra que a caulinita ( $d = 0,716$  nm e  $d = 0,357$  nm) diminui sua intensidade com 8 e 40 anos de cultivo. Os picos de quartzo ( $d = 0,425$  nm ed =  $0,334$  nm) e cristobalita ( $d = 0,405$  nm ed =  $0,248$  nm) aumentam sua intensidade no solo cultivado por 8 e 40 anos (Figura 16a). Não foi possível observar diferenças na avaliação mineralógica do solo em forma de pó (Figura 16b).

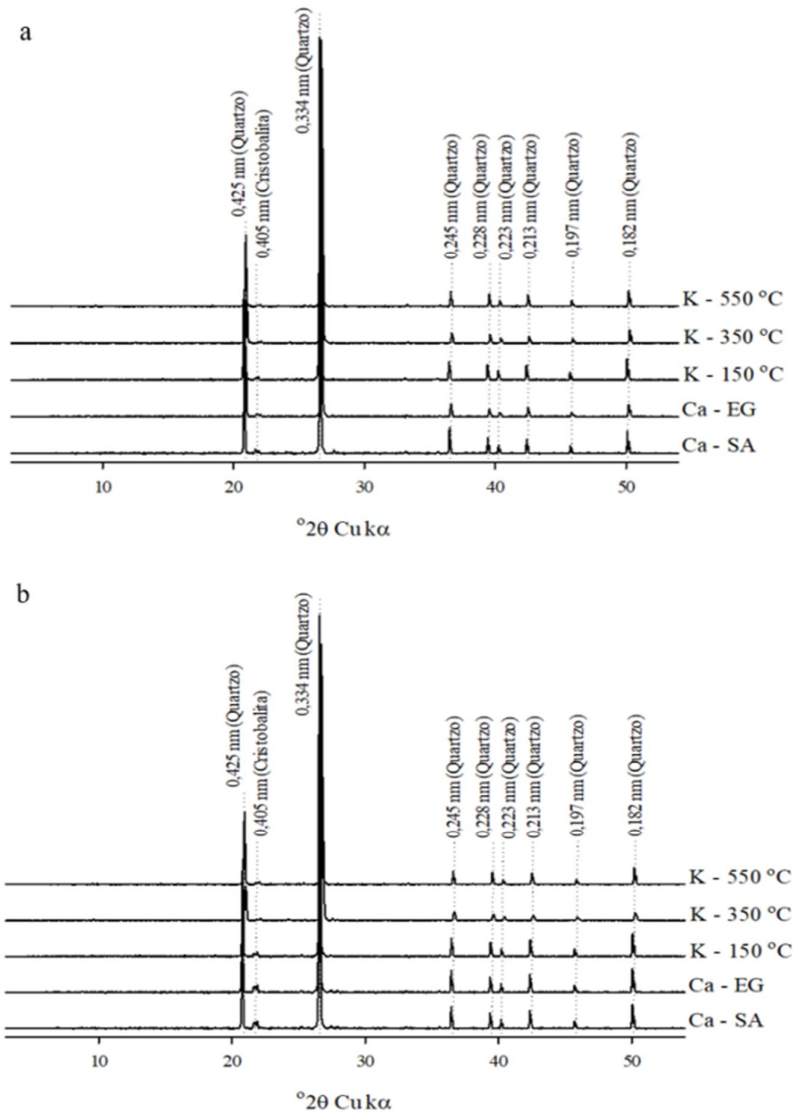
Figura 16 - Difração de raios-X da fração argila do solo: a) saturada com cálcio e seca ao ar em lâminas orientadas; b) TFSA, no campo nativo e lavouras cultivadas nos períodos de 2, 8 e 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018

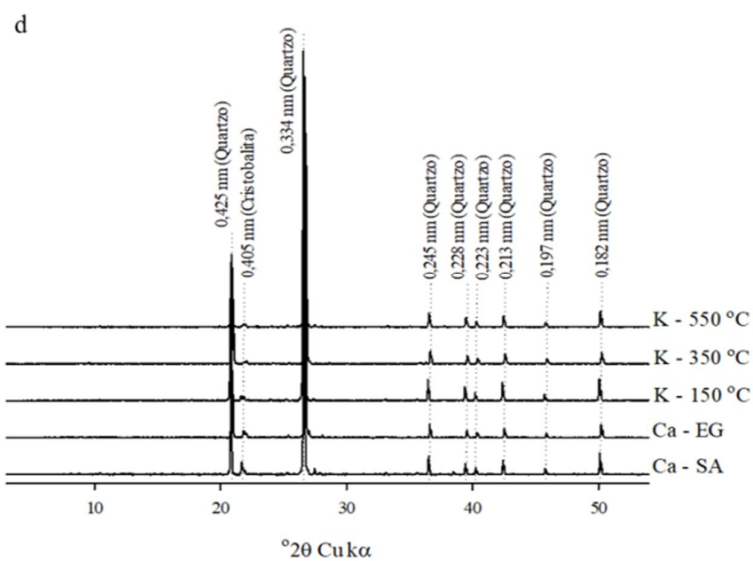
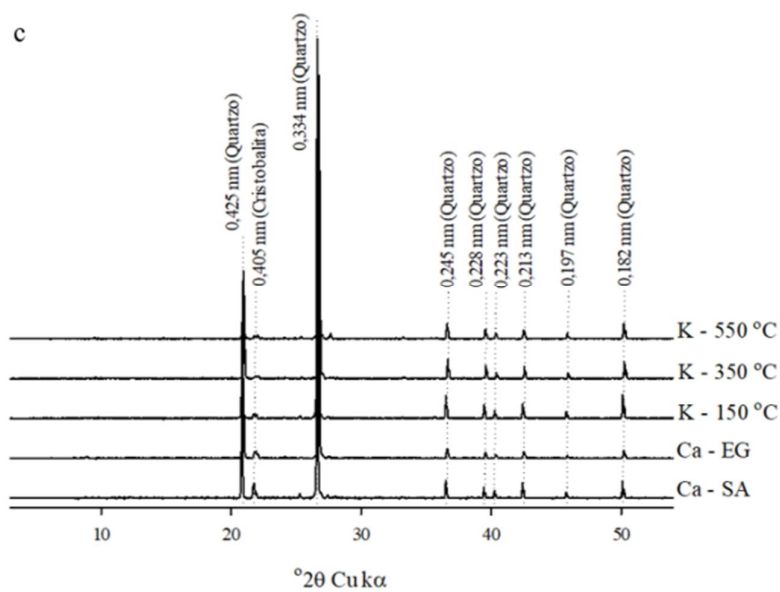




A avaliação mineralógica da fração silte do solo de CN e do solo cultivado por 2, 8 e 40 anos mostra que os minerais que compõem essa fração são basicamente quartzo ( $d = 0,425$  nm;  $d = 0,334$  nm;  $d = 0,245$  nm;  $d = 0,228$  nm;  $d = 0,223$  nm;  $d = 0,213$  nm,  $d = 0,197$  nm ed  $d = 0,182$  nm) e cristobalita ( $d = 0,405$  nm), sem diferença entre os tratamentos estudados (Figura 17a, 17b, 17c e 17d).

Figura 17 - Difração de raios-X da fração de silte do solo: a) Campo nativo b) Solo de lavoura cultivado por um período de 2 anos c) Solo de lavoura cultivado por um período de 8 anos d) Solo de lavoura cultivado por um período de 40 anos, na camada de 0-20 cm. Passo Fundo - RS, 2018





## 4.5 Discussão

### 4.5.1 Efeito do tempo de cultivo nas propriedades físicas e químicas do solo

A variação dos teores de argila e de silte, entre os tratamentos, devem-se a variações naturais da formação do solo, como por exemplo, do relevo, considerando a

topografia existente na área estudada (levemente ondulado), assim como, a erosão e lixiviação, as quais podem ser influenciadas pelo cultivo agrícola.

Os valores de pH e do TSM, assim como os teores de Al, Mn, P, K, Ca e Mg disponíveis no solo, são decorrentes do uso de corretivos e fertilizantes nas lavouras, visto que não houve aplicação desses produtos no CN. A safra de 8 anos possui o maior teor de P e K, esses elementos são disponibilizados rapidamente pelos fertilizantes solúveis. Os maiores teores de Ca e de Mg presentes nas safras de 2 e 40 anos, devem-se ao uso de doses maiores de corretivos agrícolas que contenham esses elementos, conforme informado pelo produtor.

O teor de matéria orgânica do solo diminuiu com o tempo de cultivo e, conseqüentemente, a densidade do solo aumentou, o que era esperado devido à manutenção do teor de carbono das áreas nativas em relação às áreas agrícolas cultivadas, bem como do tráfego de máquinas agrícolas em áreas de preparo do solo, o que pode aumentar a densidade do solo.

#### **4.5.2 Si no solo e na planta**

Os teores de Si disponíveis no solo de CN e da lavoura cultivada por 40 anos não apresentam diferença estatística. O maior teor de Si disponível no solo foi encontrado na lavoura de cultivo de 2 anos. Com o cultivo da área nativa, os teores de Si presentes na vegetação voltam ao solo com a senescência total da vegetação nativa, explicando o maior teor de Si disponível na lavoura de 2 anos. O CN, por ser basicamente composto por gramíneas, torna-se mais agressivo na absorção de Si, explicando os maiores teores de Si avaliados na parte aérea e raiz encontrados na vegetação do CN, porém, por não haver exportação para fora do sistema, esse Si retorna ao solo na forma de fitólitos, que se dissolvem com o tempo e o Si pode ser reaproveitado (CHADWICK; CHOROVER, 2001; BLECKER et al., 2006; HENRIET et al., 2008).

O maior teor de Si total do solo foi encontrado na área cultivada por 40 anos, que pouco se diferenciou das áreas cultivadas por 2 e 8 anos, o Si está presente em minerais primários pouco solúveis, como o quartzo, principalmente nas frações areia e silte. O teor de argila da área de 40 anos é menor, que a área com CN, e os maiores teores de areia e silte resultam em maior teor de Si total, devido ao quartzo e outros minerais recalcitrantes.

A fração argila apresenta o menor teor de Si total na área cultivada por 40 anos, demonstrando que pode ocorrer dissolução dos minerais silicatados mais solúveis e liberação de Si, que foi absorvido pelas plantas e exportado nos grãos. Além disso, ao longo dos anos, houve redução no armazenamento de fitólitos na camada superficial do solo de 0,63 a 0,36%, o que também foi observado por Vandevenne et al. (2012), evidenciado pelo desgaste dos fitólitos na área cultivada por 40 anos (Figura 13B), reduzindo o teor de Si da fração argila da área cultivada por 40 anos.

#### **4.5.3 Mineralogia do solo em diferentes épocas de cultivo do solo**

Na avaliação mineralógica da fração argila, o solo cultivado por 40 anos apresentou ausência de picos de illita, cristobalita e zeólita em relação aos demais tratamentos (Figura 14d). Além disso, picos de quartzo foram encontrados em maiores quantidades nesta área (Figura 14d). Os picos de caulinita diminuem a intensidade e os picos de quartzo aumentam a intensidade com os anos crescentes de cultivo no campo (Figura 16). A fração silte não mostra diferença na composição mineral entre o CN e o solo cultivado (Figura 17).

O aumento da presença de picos de quartzo ocorre em lavouras cultivadas há 40 anos, devido ao seu arranjo compacto, possui alta resistência ao intemperismo, sendo, portanto, o mineral mais abundante nos solos e nas frações areia e silte, e muitas vezes na fração de argila (ALLEN; HAJEK, 1989; DREES et al., 1989; INDA JR. et al., 2006). O Si nos solos está presente em diversos minerais, principalmente silicatos cristalinos, como quartzo, plagioclásio, feldspato, minerais ricos em argila e sílica



amorfa (SAUER et al., 2006). A dissolução parcial de minerais de argila pode resultar em acúmulo residual de quartzo.

A caulinita presente nos solos estudados diminui a intensidade de seus picos ao longo dos anos de cultivo (Figura 16a), indicando pequenas alterações que podem levar à sua transformação em óxidos de solo. A caulinita é um dos minerais de argila frequentemente encontrados em solos tropicais e subtropicais e normalmente é considerada o mais estável dos filossilicatos (ALLEN; HAJEK, 1989; DIXON, 1989; LUCHESE et al., 2001; MEURER, 2000), originando-se de minerais primários, como feldspatos e micas, ou secundários, pela degradação de argilas 2:1, sendo sua ocorrência bastante expressiva na fração argila de solos tropicais, como Latossolos (KÄMPF; CURI, 2003; KER, 1997).

Outros estudos demonstram que o cultivo do solo pode promover mudanças na mineralogia do solo. A produção da uva em uma safra de 40 anos promove a transformação da illita em vermiculita, induzida pela perda de K na entrecamada, apesar das práticas de fertilização (BORTOLUZZI et al., 2012). A modificação da mineralogia, segundo Bortoluzzi et al. (2019) também ocorreu em áreas de vinhedos que receberam quantidades notáveis de fungicidas à base de cobre, fazendo com que esses metais se acumulassem no perfil do solo, favorecendo a formação de neominerais contendo cobre em sua estrutura.

A evolução mineralógica ao longo do tempo relatada por Bakker et al. (2019) para diferentes tratamentos com potássio, indica uma influência mínima, mas presente, das práticas agrônômicas na mineralogia do solo. No presente estudo, observa-se que após 40 anos de cultivo contínuo, ocorrem mudanças na mineralogia do solo, que devem ser monitoradas. Novos estudos com o uso de fertilizantes com Si devem ser realizados a fim de elucidar o equilíbrio do Si nas lavouras cultivadas e sua influência na mineralogia do solo.

#### **4.6 Conclusões**

Este estudo permite concluir que os constituintes minerais do solo são pouco afetados pelo cultivo agrícola, ao longo de 40 anos. A transferência de Si do solo para a planta, na produção agrícola deve ser mais bem estudado, a qual deve considerar a exportação nos grãos e também a matéria seca dos vegetais, o que não foi possível realizar neste estudo. O teor de Si disponível no solo não é alterado com 40 anos de cultivo agrícola e o teor de Si total na fração de argila diminui em pequenas proporções.

## 5 CAPÍTULO III

### Fitólitos e ciclagem de silício no sistema solo-planta

#### 5.1 Resumo

Os fitólitos representam importante reservatório de sílica biogênica em solos ácidos de regiões tropicais e subtropicais. Neste capítulo foram revisados estudos sobre fitólitos e ciclagem de silício (Si). Para tanto, fez-se uma busca nas bases de dados Science Direct e no Portal de Periódicos (Capes/MEC), além de pesquisa na ferramenta Google acadêmico. Para a pesquisa, foram utilizadas as seguintes palavras-chave: fitólitos, silicofitólitos, opala biogênica, Si e ciclagem de Si, em inglês e em português, onde a grande maioria dos estudos sobre fitólitos envolveu levantamento de composição fitolítica. O Si disponível na solução do solo, na forma de ácido monossilícico, é absorvido pela vegetação formando os fitólitos, que ao acumular em plantas, retornam ao solo através da decomposição da serapilheira, formando nova reserva de Si. Assim essa revisão tem por objetivos conhecer o estado da arte sobre a ciclagem de Si relacionada com a formação e a dissolução dos fitólitos, e como os fitólitos influenciam a dinâmica de Si e a mineralogia do solo.

Palavras-chave: 1. Fitólitos. 2. Sílica biogênica. 3. Si disponível. 4. Ciclagem de Si.

#### 5.2 Introdução

As partículas de sílica hidratada, que se formam durante o crescimento da planta, e, que são liberados para o solo quando a planta morre e se decompõe são chamados de fitólitos. A palavra possui origem grega e significa literalmente “pedra de planta” (PIPERNO, 1991). Na literatura, podem ser encontrados os termos silicofitólitos ou opala biogênica, como sinônimos de fitólitos.

Os fitólitos são formados a partir do ácido monossilícico ( $H_4SiO_4$ ) presente na solução do solo que é absorvido pelo sistema radicular dos vegetais e é depositado nos espaços inter e intracelulares ao longo das folhas e caules, formando as estruturas silicificadas representando os fitólitos (PARR; SULLIVAN, 2005). Nos vegetais, os fitólitos podem aumentar a resistência mecânica, a resistência ao estresse por fungos, reduzir as taxas de transpiração e melhorar a interceptação de luz, além de auxiliar a fotossíntese (LIANG et al., 2015).

O papel da reciclagem de fitólitos no solo através da incorporação de resíduos de colheita ao solo é importante para a nutrição com Si (CONLEY, 2002; STREET-PERROTT; BARKER, 2008; STRUYF; CONLEY, 2009). Geralmente, o acúmulo de fitólito ocorre nos solos quando sua taxa de retorno é maior que as perdas por dissolução de Si dos fitólitos (MEUNIER; COLIN, 1999). Os fitólitos no solo podem ser preservados com o aumento da força iônica e a presença de cátions, especialmente  $Al^{3+}$ , em solução (NGUYEN; DULTZ; GUGGENBERGER, 2014; WILDING; HALLMARK; SMECK, 1979). O pH do solo é bem entendido como um fator crucial que impulsiona a cinética do fitólito-dissolução via reações de protonação ou desprotonação. Além disso, outros fatores, como temperatura ambiente ou condições redox, também podem afetar a dissolução do fitólito (DREES; WILDING; SMECK, 1989).

Devido a importância que os fitólitos apresentam, muitos estudos já foram realizados sobre o tema, sendo que a grande maioria envolve levantamento paleontológico. Com o intuito de pesquisar trabalhos referentes aos fitólitos e a ciclagem de Si, fez-se uma busca nas bases de dados Science Direct e no Portal de Periódicos (Capes/MEC), além de busca na ferramenta Google Acadêmico. Para a pesquisa, foram utilizadas as seguintes palavras-chave: fitólitos, silicofitólitos, opala biogênica, Si e ciclagem de Si, em inglês e em português.

### **5.3 Formação, composição e caracterização dos fitólitos**

O processo de formação dos fitólitos inicia quando o Si presente na solução do solo, conhecido como ácido monossilísico ( $H_4SiO_4$ ), é absorvido pelo sistema radicular dos vegetais e é depositado nos espaços intracelulares, paredes celulares e em qualquer órgão durante o crescimento dos vegetais. Nas estruturas aéreas, como folhas, frutas e brácteas a presença de fitólitos é mais comum, que em órgãos subterrâneos (PIPERNO, 1991; TWISS, 1969).

O acúmulo de sílica sólida e produção de fitólitos ocorrem por dois mecanismos, o primeiro é ativo, que é controlado pela planta por meio dos mecanismos genéticos e

fisiológicos. O segundo é passivo e está relacionado às condições climáticas locais e o ambiente de crescimento da planta. Porém, em muitas espécies os dois mecanismos são atuantes (PIPERNO, 2006), gerando fitólitos com uma grande variedade de tamanhos e formas.

Após a morte do vegetal, os fitólitos não são destruídos e são depositados em solos ou sedimentos. Por serem materiais inorgânicos, compostos por sílica, preservam-se por longos períodos de tempo, constituindo um dos fósseis mais duráveis de plantas terrestres, sendo sua análise, uma importante ferramenta para estudos de reconstrução paleoambiental (PIPERNO, 2006).

As razões da produção de fitólitos pelas plantas ainda são pouco conhecidas, porém Madella et al. (2009) salientam ao menos quatro possibilidades: i) oferecer suporte mecânico para as células; ii) dar suporte aos órgãos e estruturas da planta; iii) proteger a planta de herbívoros e parasitas e iv) neutralizar ânions e cátions nocivos ao desenvolvimento das plantas.

O conteúdo de fitólitos das plantas varia de menos de 50 g/kg até mais que 150 g/kg (EPSTEIN, 1994; PARR et al., 2010), principalmente devido às diferenças filogenéticas nos requisitos de Si da maioria das dicotiledôneas e algumas gramíneas (HODSON et al., 2005), bem como a quantidade de sílica disponível no ambiente (SEYFFERTH et al., 2013). Em geral, o conteúdo de fitólitos varia de <0,5% na maioria das dicotiledôneas a ~3%, em gramíneas de terras altas típicas, e pode chegar a 10–15% nas Cyperaceae e em espécies de Poaceae das zonas úmidas (EPSTEIN, 1994; PARR et al., 2010).

Os fitólitos têm um tamanho entre 2 e 60  $\mu\text{m}$  e são compostos principalmente de sílica (~92 % em peso), água (~6 % em peso) com alguma quantidade de carbono (1,7%) e traços de Al (0,04%) e Fe (0,08%) (MEUNIER; COLIN, 1999). Os compostos de Si existente nos solos, principalmente, sob a forma de sílica opalina (fitólito) estão principalmente no horizonte A.

Drees et al. (1989) resumiram a composição química de fitólitos oriundos diretamente da serapilheira e do solo (Tabela 9).

Tabela 9 - Composição química dos fitólitos na serapilheira e no solo

Composto Químico	Serapilheira (g/kg)	Solo (g/kg)
SiO <sub>2</sub>	64 - 105	28 - 72
AlO <sub>2</sub>	0,2 - 7	8,4 - 47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	T* - 5,6	2 - 13
TiO <sub>2</sub>	T*	T* - 3
CaO	T* - 15,5	1 - 20,4
K <sub>2</sub> O	T* - 9	1,4 - 10
Na <sub>2</sub> O	T* - 5	1 - 13,3
MgO	T* - 5,1	1 - 7,7
C	57,8	8,6
H <sub>2</sub> O	38,3 - 76,1	42,6 - 121

Nota: Indica que na análise houve traços da presença do composto, mas com valores não significativos.

Fonte: Drees et al. (1989).

Os estágios de desenvolvimento de fitólitos nas plantas estão relacionados a um grande número de fatores, incluindo ambiente climático de crescimento, tipo de solo, a quantidade de água no solo, idade da planta e, o mais importante, que é a afinidade taxonômica para a produção de fitólitos (MADELLA et al., 2009). Além disso, a aplicação de Si em forma de fertilizantes demonstrou aumento no conteúdo de fitólitos em plantas de arroz (SUN et al., 2019).

Os vegetais apresentam uma enorme multiplicidade e redundância na produção dos fitólitos. Uma única forma pode aparecer em diversas espécies, raramente uma forma em específico pode ser relacionada a um táxon, nesse sentido a assembleia fitolítica deve sempre ser considerada e cuidadosamente analisada. As assembleias fósseis de fitólitos devem ser sempre acompanhadas da comparação com assembleias modernas, coletadas nos horizontes superiores do solo ou em superfícies de erosão (BREMONT et al., 2005).

A absorção de Si, controlada geneticamente, leva à produção dos chamados fitólitos de 'forma fixa'. Essas se formam em todas as condições ambientais e são

compostas de células curtas, tais como rondels, selas, bilobates, cruzeiros, trapezóides e crenates. Por outro lado, a absorção ambientalmente controlada de Si leva à produção de fitólitos de "forma sensível", que só ocorrem sob condições ambientais favoráveis, por exemplo, quando há água suficiente e Si disponível no solo (MADELLA et al., 2009). Luz et al. (2015) apresentam diferentes tipos e táxons encontrados em diferentes ambientes e com suas respectivas representações (morfologia) obtidas na literatura (Anexo I).

Algumas famílias de plantas apresentam maior capacidade para a produção e acumulação de corpos silicosos (Poaceae, Cyperaceae, Ulmaceae, Fabaceae, Curcubitaceae, Asteraceae). Entretanto, nessas famílias pode haver espécies produtoras e não produtoras. Os fitólitos apresentam produção e acumulação *in situ*, no entanto, quando submetido ao fogo, vento e atividade hídrica podem percorrer distâncias consideráveis (RAPP; MULHOLLAND, 1992). A família Poaceae (gramíneas) é conhecida como grandes produtoras de fitólitos, cerca de 20 vezes superiores as dicotiledôneas lenhosas, podendo atingir de 1% a 5% de Si no peso seco (WEBB; LONGSTAFFE, 2000).

#### **5.4 Deposição e perdas de fitólitos no solo**

Os fitólitos representam importante reservatório de sílica biogênica em solos ácidos de regiões tropicais e subtropicais. Os fitólitos são liberados durante a degradação da matéria orgânica no horizonte da serapilheira e posteriormente transferidos para horizontes mais profundos ou evacuados por via aérea ou hidrográfica (BARTOLI, 1981). Meunier et al. (1999) e Meunier et al. (2001) descreveram, na Ilha da Reunião, uma camada de sílica biogênica de 15 cm de espessura originada de bambus de incêndios florestais.

Após depositadas no solo, as partículas de sílica são indicadores dos registros da vegetação natural, fornecendo informações de alterações na densidade arbórea de uma região, a identificação de tipos de vegetação, e o entendimento da evolução de uma vegetação em relação com as condições bioclimáticas. Os índices fitolíticos permitem

apresentar parâmetros de vegetação, como o índice de densidade da cobertura arbórea (D/P), o índice de densidade da cobertura por palmeiras (Pa/P), o índice de estresse hídrico (Bi) e o índice climático (Ic), que indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou pressão parcial de dióxido de carbono (COE et al., 2012).

Após a deposição no solo, os fitólitos podem sofrer a translocação comandada pela bioturbação, onde a ação de raízes e fauna do solo realocam partículas de menor fração (HART; HUMPHREYS, 1997; RUNGE, 1999). A bioturbação extrema pode dar origem a dois conjuntos (assembleias) de fitólitos claramente diferentes (em cronologia e composição) existentes lado a lado no mesmo horizonte de solo. É o caso, por exemplo, de solos tropicais e subtropicais com a presença de formigas e térmitas que translocam materiais entre os horizontes A húmico e B latossólico até a profundidade de 200 cm (CALEGARI et al., 2013).

A lixiviação do Si dissolvido sob alta taxa de percolação resulta em diminuição dos reservatórios fitolíticos do solo (FISHKIS et al., 2010; FISHKIS et al., 2009; NGUYEN et al., 2016). O transporte com escoamento superficial também pode levar a uma translocação de fitólitos para aquíferos, rios e oceanos (CONLEY, 2002; FARMER; DELBOS; MILLER, 2005; FRINGS et al., 2014; FRINGS; CLYMANS; CONLEY, 2014). Derry et al. (2005) demonstraram a importância das plantas no controle do fluxo de Si em riachos havaianos, e Pokrovsky et al. (2005) estimaram que pelo menos 30% do fluxo total de Si exportado pelos rios da Sibéria Central poderia estar ligado à degradação da serapilheira. Zuo, Lu e Gu (2014) a partir da investigação da distribuição de carbono ocluído com fitólito no solo, descobriram que grandes quantidades de fitólitos do platô de Loess chinês é erodido e exportado para rios.

Diferentemente dos restos macrobotânicos orgânicos, os fitólitos são inorgânicos e, portanto, não requerem condições específicas de preservação, como registro de água ou carbonização, embora possam estar sujeitos à quebra mecânica (JENKINS, 2009) e à dissolução variável em ambientes alcalinos (ALBERT; BAMFORD; CABANES, 2006).



## 5.5 Mineralogia e fitólitos na disponibilidade de Si do solo

No solo, o Si está presente nos minerais primários e secundários (cristalinos ou amorfos), adsorvido ou precipitado com óxidos de ferro e alumínio e na solução do solo como  $H_4SiO_4$  (solúvel) (RAIJ; CAMARGO, 1973). O Si contido nos minerais do solo, originais ou neoformados, somente será aproveitado pelas plantas quando os minerais são submetidos à decomposição devido aos processos de intemperismo do solo (MALAVOLTA, 2006).

De modo geral, os solos tropicais são altamente intemperizados, fato este decorrente da dessilicatização, o que gera a gênese de solos ricos em óxidos de ferro e de alumínio e com baixas quantidades de Si na sua constituição (QUEIROZ, 2006). A mineralogia da fração argila de solos subtropicais (SCHAEFER et al., 2008; CURI; KÄMPF, 2012), mostram o predomínio de argilominerais do tipo 1:1 (caulinita), de óxidos de ferro e de alumínio (gibbsita), associados com menores quantidades de argilominerais 2:1 (vermiculita e/ou esmectitas).

A solubilidade de vários silicatos do solo é muito variável, bem como a concentração de Si na solução do solo (EPSTEIN; BLOOM, 2006). A hidrólise destaca-se dentre as reações de intemperização química dos minerais, promovendo a decomposição de minerais silicatados, tais como: feldspatos, piroxênios, anfibólios, biotita e outros presentes na maioria das rochas da crosta terrestre. O grau de intemperização dos minerais silicatados geralmente segue a sequência estabelecida por Goldich (1938), dependendo das condições de alteração do meio.

A hidrólise é consequência da dissociação parcial da água em íons  $H^+$  e  $OH^-$ , processando-se principalmente nos silicatos complexos de Ca, Mg, K, Na, Al e Fe, liberando bases e  $H_4SiO_4$  (KRAUSKOPF, 1972). Conforme a intensidade, a hidrólise pode ser considerada em três níveis designados de modelos de processos de formação de argilominerais: (1) Dessilicatização limitada - Bissialitização: a quantidade de sílica no sistema permite a formação de argilominerais 2:1; (2) Dessilicatização moderada - Monossialitização: condições que propiciam a formação de argilominerais 1:1

(caulinita); e (3) Dessilicização completa - Alitização: apenas o Al permanece no sistema, com a formação de gibbsita.

Sabe-se que a dissolução do fitólito em soluções aquosas ocorre via hidrólise de ligações  $\equiv\text{Si-O-Si}$  (DOVE; CRERAR, 1990; RIMSTIDT; BARNES, 1980) e esse processo é altamente afetado pelo pH (FRAYSSE et al., 2006; LOUCAIDE; CAPPELLE; BEHREND, 2008; NGUYEN; DULTZ; GUGGENBERGER, 2014). Em particular, a aceleração da velocidade de dissolução com a elevação do pH é explicado pelo aumento do número de desprotonação de  $=\text{Si-O-}$  nos locais de superfície do sólido (BRADY; WALTHER, 1990). Os locais de carga negativa promovem a cinética de dissolução, aumentando as propriedades nucleofílicas da água (DOVE, 1994) ou polarizando, e assim enfraquecendo, as ligações  $\equiv\text{Si-O-Si}$  superficiais (BRADY; WALTHER, 1990).

A matéria orgânica ocluída em fitólitos é conhecida como fator para fortalecer a superfície do fitólito contra a dissolução, porque a matriz orgânica pode atuar como um escudo protetor contra a hidrólise da sílica (PARR; SULLIVAN, 2005; VAN CAPPELLEN; DIXIT; GALLINARI, 2002). As taxas de liberação de nutrientes estão estreitamente relacionadas à alocação destes nas células e nos tecidos vegetais, de forma que os elementos mais solúveis são liberados primeiro do que os com menor solubilidade, como o Si (FERNANDEZ et al., 2009).

Baseado em medições eletroforéticas e titulação de superfície, um modelo de complexação de superfície foi gerado, o que sugere, de acordo com dados de quartzo (DOVE; ELSTON, 1992; DUVAL et al., 2002) e sílica amorfa (STUMM, 1992, DIXIT; VAN CAPPELLEN; VAN BENNEKOM, 2001), a existência de espécies superficiais na ordem  $> \text{SiOH}_2^+$ ,  $> \text{SiOH}^\circ$  e  $> \text{SiO}^-$ . Em  $\text{pH} > 6$ , a taxa de dissolução é proporcional a maior concentração de  $\text{SiO}^{-2}$ , sugerindo que o mecanismo de dissolução requer duas etapas anteriores de desprotonação.

A preservação da assembleia fitolítica no solo é dependente de processos tafonômicos que envolvem ataques químico (dissolução) e físico, bioturbação e

translocação no perfil (MADELLA; LANCELOTTI, 2012; OSTERRIETH et al., 2009). Sob condições normais, os fitólitos podem permanecer por longos períodos no solo, por isso são considerados bons marcadores biológicos, que auxiliam na compreensão de ambientes passados quando não se têm lagos ou turfeiras no local (STRÖMBERG, 2004).

O ataque físico ocorre quando os corpos de sílica são expostos ao transporte que podem danificar mecanicamente as formas dos fitólitos (este transporte também pode acontecer na fase da planta morta, mas enquanto os fitólitos são protegidos dentro dos tecidos, o dano deve ser insignificante) (MADELLA; LANCELOTTI, 2012). O transporte pode ser feito pelo vento e/ou pela água e o resultado pode ser a quebra das extremidades e pontos fracos do fitólito (por exemplo, a parte mais estreita de um bilobado), o rompimento do corpo principal e/ou abrasão.

O ataque químico envolve a dissolução que normalmente afeta os fitólitos como um processo pós-deposicional, durante a pedogênese e diagênese, podendo levar a uma mudança substancial no reservatório de fitólitos do solo. Este processo é controlado pelo pH, disponibilidade de água e temperatura do ambiente em que o fitólito foi depositado. A sílica apresenta solubilidade em uma ampla faixa de pH, entretanto, solos onde o potencial hidrogeniônico é acima de 8, a dissolução torna-se extremamente forte (PIPERNO, 1988).

Alguns estudos demonstram que em ambientes florestais uma parte importante do conjunto de fitólitos é rapidamente dissolvida e absorvida pelas plantas e a contribuição dos fitólitos ao fluxo de sílica dissolvida é de três vezes maior que a do componente mineral (GOCKE et al., 2013; SOMMER et al., 2006, 2013). Taxas de dissolução para fitólitos parecem ser semelhantes e independentes da área da superfície específica do morfotipo e experimentos sugerem que a maior liberação de Si acontece durante degradação de serapilheira (FRAYSSE et al., 2009).

A produção de fitólitos mais suscetíveis à dissolução, conforme Alexandre et al. (1997) pode ser uma resposta evolutiva a uma pressão ambiental, talvez escassez de Si,

como por exemplo em Latossolos. A adição de adubos ricos em Si ao solo poderia influenciar as condições de formação dos fitólitos nas plantas, podendo aumentar as concentrações de fitólitos menos solúveis. Nesse sentido, mesmo o Si sendo um dos elementos mais abundantes na crosta terrestre, onde a maioria dos solos contém consideráveis quantidades do mesmo, os cultivos consecutivos podem reduzir o nível de Si até um ponto em que a adubação com o elemento seja necessária para obtenção de máximas produtividades (SILVA, 2009).

## **5.6 Conclusões**

A ciclagem de Si por meio da formação de fitólitos é representada por quatro etapas: absorção de ácido monossilícico, acúmulo de Si nos vegetais que formam os fitólitos, deposição de cobertura vegetal morta no solo e dissolução de fitólitos. O acúmulo de fitólitos ocorre nos solos quando sua taxa de retorno é maior que as perdas por dissolução de Si. O papel da ciclagem de Si no solo, por fitólitos adicionados por meio dos resíduos de colheita ao solo é cada vez mais importante para a nutrição de plantas com Si, sendo juntamente com os minerais silicatados, a principal fonte de abastecimento do Si disponível no solo. Porém, solos com baixos níveis de Si disponível, como os solos altamente intemperizados que sofreram dessilicação, podem formar fitólitos menos resistentes a dissolução, facilitando a lixiviação e conseqüentemente perda de Si do solo para mananciais de água. Estudos sobre a adição de fertilizantes silicatados em solos muito intemperizados e sua formação/dissolução devem ser mais pesquisados, podendo ser uma opção para a formação de fitólitos mais resistentes a dissolução.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As plantas (espécies gramíneas perenes) presentes no campo nativo são uma grande reserva de Si biogênico, favorecendo maiores teores de Si disponível no solo. O menor teor de Si disponível em horizontes superficiais de áreas cultivadas é uma consequência do processo de intemperismo, em particular a dessilicação. As perdas de Si para fora do sistema solo-planta podem também ser por erosão e lixiviação, e contribuem para a diminuição do Si na superfície do solo. Entretanto, esses mecanismos não foram objeto desse estudo.

As diferentes classes de solo estudadas apresentam diferenças morfológicas significativas, porém, as diferenças mineralógicas não foram expressivas, isso porque os fatores ambientais foram similares, tais como o clima e o material de origem.

O presente estudo sugere ainda que a ciclagem de Si é diferente entre as espécies vegetais estudadas (nativas e culturas). A ciclagem é dependente da estrutura morfológica da planta, do ciclo biológico, do porte e da sua finalidade. Um estudo sobre a dissolução dos diferentes fitólitos formados por essas espécies, pode fornecer informações sobre a durabilidade das reservas de Si no solo. Esse conhecimento ajudará na compreensão dos processos específicos de formação em função do uso do solo associado a exportação de Si. Também, o fracionamento das formas de Si no solo poderá auxiliar na identificação de qual forma é extraída em maior quantidade com a exportação de Si pelas plantas.

## 7 CONCLUSÃO GERAL

O tipo de cobertura vegetal e a intensidade de uso do solo modificam a mineralogia do solo. Os teores de Si disponíveis no solo são diferentes de acordo com o tipo de vegetação natural. Solos com diferentes graus de intemperismo sob a mesma vegetação não apresentam diferença no teor de Si disponível. Ocorre menor teor de Si disponível e total nos horizontes superficiais do Latossolo sob vegetação natural. O cultivo agrícola influencia no teor de Si total da fração argila do solo. A mineralogia do solo cultivado por 40 anos apresenta alterações mineralógicas, pela ausência de illita e diminuições proporcionais de caulinita em detrimento de quartzo.

Maiores teores de Si total nas raízes e na parte aérea de plantas sob campo nativo são verificados comparados aos sítios de lavoura. No campo nativo há maior quantidade e diversidade de fitólitos no solo. A ciclagem de Si por meio da formação de fitólitos é representada por quatro etapas: absorção de ácido monossilícico, acúmulo de Si nos vegetais que formam os fitólitos, deposição de cobertura vegetal morta no solo e dissolução de fitólitos. Assim, o acúmulo de fitólitos nos solos ocorre quando sua taxa de retorno é maior que as perdas por dissolução e exportação de Si.

## REFERÊNCIAS

- AKTER, M.; AKAGI, T. Effect of fine root contact on plant-induced weathering of basalt. **Soil Science and Plant Nutrition**, v. 51, p. 861–871, 2005.
- ALBERT, R. M.; BAMFORD, M. K.; CABANES, D. Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. **Quaternary International**, v. 148, p. 78-94, 2006.
- ALCARDE, J. A.; RODELLA, A. A. Qualidade e legislação de fertilizantes e corretivos. In: CURI, N.; MARQUES, J. J.; GUILHERME, L. R. G.; LIMA, J. M. de; LOPES, A. S.; ALVARES V. V. H. (Ed.). **Tópicos em Ciência do Solo**. 3. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. p. 291-334.
- ALEKSEEVA, T.; ALEKSEEV, A.; XU, R.-K.; ZHAO, A.-Z.; KALININ, P. Effect of soil acidification induced by a tea plantation on chemical and mineralogical properties of Alfisols in eastern China. **Environmental Geochemistry and Health**, v. 33, p. 137-148, 2011.
- ALLEN, B. I.; HAJEK, B. F. Mineral Occurrence in Soil Environments. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 199-278.
- ALEXANDRE, A.; BOUVET, M.; ABBADIE, L. The role of savannas in the terrestrial Si cycle: A case-study from Lamto, Ivory Coast. **Global and Planetary Change**, v. 78, p. 162-169, 2011.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D.; COLIN, F.; KOUD, J. M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, p. 677-682, 1997.
- ALVES, M. J. F.; MELO, V.; REISSMANN, C. B.; KASEKER, J. F.. Reserva mineral de potássio em Latossolo cultivado com *Pinus taeda* L. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n. 37, v. 6, p. 1599-1610, 2013.
- ANDRADE, G. R. P.; AZEVEDO, A. C.; CUADROS, J.; FURQUIM, S. A. C.; SOUZA JUNIOR, V. S.; KIYOHARA, P. K.; VIDAL-TORRADO, P. Transformation

of kaolinite into smectite and Fe-illite in Brazilian mangrove soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 78, p. 655-672, 2014.

ARAUJO, E. A.; LANI, J. L.; AMARAL, E. F.; GUERRA, A. Uso da Terra e propriedades físicas e químicas de Argissolo Amarelo distrófico na Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p. 307-315, 2004.

ARKCOLL, D. B.; GOULDING, K. W. T.; HUGHES, J. C. Traces of 2:1 layer-silicate clays in Oxisols from Brazil, and their significance for potassium nutrition. **European Journal of Soil Science**, v. 36, p. 123-128, 1985.

BAKSHANDEH, S.; KHORMALI, F.; DORDIPOUR, E.; OLAMAEI, M.; KEHL, M. Comparando o intemperismo do solo e paligorskite sedimentar na zona de rizosfera. **Applied Clay Science**, v. 54, p. 235-241, 2011.

BAKKER, E.; LANSON, B.; FINDLING, N.; WANDER, M. M.; HUBERT, F. Mineralogical differences in a temperate cultivated soil arising from different agronomic processes and plant K-uptake. **Geoderma**, v. 347, p. 210-219, 2019.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER J. D. Phytoliths as Paleoenvironmental Indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 152, p. 87-100, 1999.

BARILLOT, C. D. C.; SARDE, C-O.; BERT, V.; TARNAUD, E.; COCHET, N. A standardized method for the sampling of rhizosphere and rhizoplan soil bacteria associated to a herbaceous root system. **Annals of Microbiology**, v. 63, p. 471-476, 2012.

BARTOLI, F. **Le ciclo biogeoquímico del silicio sobre rocas ácidas. Aplicación a dos sistemas forestales templados.** 1981. 187f. Tese (Doctorat Biogeoquímico Experimental), Universidade de Nancy, Nancy, 1981.

BASILE-DOELSCH, I.; MEUNIER, J.-D.; PARRON, C. Another continental pool in the terrestrial silicon cycle. **Nature**, v. 433, p. 399-402, 2005.

BERTOLAZI, V. T. **Alteração mineralógica em solos do sul do Brasil: Evolução pedogênica e impacto antrópico.** (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul & Universidade de Poitiers - Porto Alegre, 2017.

BHATTACHARYYA, T.; PAL, D. K.; SRIVASTAVA, P. Formation of gibbsite in the presence of 2:1 minerals: an example from Ultisols of northeast India. **Clay Minerals**, v. 35, p. 827-840, 2000.



BLECKER, S. W.; MCCULLEY, R. L.; CHADWICK, O. A.; KELLY, E. F. Biologic cycling of silica across a grassland bioclimosequence, **Global Biogeochemical Cycles**, v. 20, GB3023, 2006.

BORTOLUZZI, C. E.; KORCHAGIN, J.; MOTERLE, D. F.; DOS SANTOS, D. R.; CANER, L. Accumulation and Precipitation of Cu and Zn in a Centenarian Vineyard. **Soil Science Society of America Journal**, 2019.

BORTOLUZZI, E. C.; MOTERLE, D. F.; RHEINHEIMER, D. S.; CASALI, C. A.; MELO, G. W.; BRUNETTO, G. Mineralogical changes caused by grape production in a regosol from subtropical Brazilian climate. **Journal of Soils and Sediments**, v. 12, p. 854-862, 2012.

BORTOLUZZI, E. C.; POLETO, C. Qualidade de sedimentos. In: POLETO, C., MERTEN, G. H. (Ed.). **Metodologias para estudo de sedimentos: ênfase na proporção e na natureza mineralógica das partículas**. 2 ed. Porto Alegre: ABRH, 2013. p. 35-90.

BORTOLUZZI, E. C.; RHEINHEIMER, D. S.; GATTIBONI, L. C.; KAMINSKI, J.; TESSIER, D. Alterações na mineralogia de um Argissolo do Rio Grande do Sul afetado pela fertilização potássica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, p. 327-335, 2005.

BORTOLUZZI, E. C.; VELDE, B.; PERNES, M.; DUR, J. C.; TESSIER, D. Vermiculite, with hydroxyaluminium interlayer, and kaolinite formation in a subtropical sandy soil from south Brazil. **Clay Minerals**, v. 43, p. 185-193, 2008.

BRADY, P. V.; WALTHER, J. V. Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. **Chemical Geology**, v. 82, p. 253-264, 1990.

BREMOND L.; ALEXANDRE A.; PEYRON O.; GUIOT J. Grass Water Stress Estimated from Phytoliths in West Africa. **Journal of Biogeography**, v. 32, p. 311-327, 2005.

BROWN, G.; BRINDLEY, G. W. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. (Ed.). **Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification**. London: Mineralogical Society, 1980, p. 305-361.

CALEGARI, M. R.; MADELLA M.; VIDAL-TORRADO, P.; PESSENDA, L. C. R.; MARQUES, F. A. Combining phytoliths and  $\delta^{13}\text{C}$  matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. **Quaternary International**, v. 287, 2013.

CALVARUSO, C.; MARESCHAL, L.; TURPAULT, M-P; LECLERC, E. Rapid Clay Weathering in the Rhizosphere of Norway Spruce and Oak in an Acid Forest Ecosystem. **Soil Science Society of America**, v. 73, p. 331-338, 2009.

CAREY, J. C.; FULWEILER, R. W. The terrestrial Silica Pump. **PLoS ONE**, v. 7, e52932, 2012.

CASTRO, G. S. A. **Alterações físicas e químicas do solo em função do sistema de produção e da aplicação superficial de silicato e calcário**. 2009. 160 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Faculdade de Ciências Agrônômicas de Botucatu, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 2009.

CÉSPEDES-PAYRET, C.; PIÑEIRO, G.; GUTIÉRREZ, O.; PANARIO, D. Land use change in temperate grassland soil: afforestation effects on chemical properties and their ecological and mineralogical implications. **Science of the Total Environment**, v. 438, p. 549–557, 2012.

CHADWICK, O. A.; CHOROVER, J. The chemistry of pedogenic thresholds. **Geoderma**, v. 100, p. 321–353, 2001.

CHAPMAN, S. L., HORN, M. E. Parent material uniformity and origin of silty soils in northwest Arkansas based on Zirconium-Titanium contents. **Soil Science Society of America Journal**, v. 32, n. 2, p. 265-271, 1968.

CHOROVER, J.; AMISTADI, M. K.; CHADWICK, O. A. Surface charge evolution of mineral–organic complexes during pedogenesis in Hawaiian basalt. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 68, p. 4859–4876, 2004.

CHURCHMAN, G. J.; LOWE, D. J. Alteration, formation, and occurrence of minerals in soils. In: HUANG P. M.; LI, Y.; SUMMER, M. E. (ed.). **Properties and Processes**. 2 ed. Boca Raton: CRC Press (Taylor; Francis), 2012. p. 20.1-20.72.

CLEMENTE, C. A. **Intemperismo de riólitos e riodacitos da Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo), das regiões sul e sudeste do Brasil**. 2001. 216f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

COE, H. H. G.; ALEXANDRE, A.; CARVALHO, C. N.; SANTOS, G. M.; SILVA, A. S.; SOUSA, L. O. F.; LEPSCH, I. F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): evidence from soil phytolith assemblages. **Quaternary International**, v. 2, p. 1-10, 2012.

CONLEY, D. J. Terrestrial ecosystems and the global biogeochemical silica cycle. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 681-688, 2002.

CONLEY, D. J.; CAREY, J. C. Silica cycling over geologic time. **Nature Geoscience**, v. 8, p. 431-432, 2015.

COURCHESNE, F. Factors of soil formation: biota. As exemplified by case studies on the direct imprint of trees on trace metal concentrations. In: SCALENGHE, R.; CERTINI, G. (Ed.). **Soils: basic concepts and future challenges**. Cambridge: Cambridge University Press. 2006, p. 165-80.

CORNELIS, J. T.; DELVAUX, B. Soil processes drive the biological silicon feedback loop. **Functional Ecology**, v. 30, p. 1298-1310, 2016.

CORNELIS, J. T.; DELVAUX, B.; GEORG, R. B.; LUCAS, Y.; RANGER, J.; OPFERGELT, S. Tracing the origin of dissolved silicon transferred from various soil-plant systems towards rivers: a review. **Biogeosciences**, v. 8, p. 89-112, 2011a.

CORNELIS, J. T.; TITEUX, H.; RANGER, J.; DELVAUX, B. Identification and distribution of the readily soluble silicon pool in a temperate forest soil below three distinct tree species. **Plant and Soil**, v. 342, p. 369-378, 2011b.

CORNU, S.; MONTAGNE, D.; HUBERT, F.; BARRE, P.; CANER, L. Evidence of short-term clay evolution in soils under human impact. **Comptes Rendus Geosciences**, v. 344, p. 747-757, 2012.

COTTER-HOWELLS, J. D.; PATERSON, E. Minerals and soil development. In: VAUGHAN, D. J.; WOGELIUS, R. A. (Ed.). **Environmental Mineralogy**. 2. ed. Manchester: European Mineralogy Union, 2000. p. 91-124.

CURI, N.; KÄMPF, N. Caracterização do Solo. In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia – Fundamentos**. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 147-169.

DEREN, C. W.; DATNOFF, L. E.; ZINDER, G. H.; MARTÍN, F. Silicon concentration disease response and yield components of rice genotypes grown on flooded organic Histosols. **Crop Science**, v. 34, p. 733-737, 1994.

DERRY, L. A.; KURTZ, A. C.; ZIEGLER, K.; CHADWICK, O. A. Biological control of terrestrial silica cycling and export fluxes to watersheds. **Nature**, v. 433, p. 728-731, 2005.

DIXIT, S.; VAN CAPPELLEN, P.; VAN BENNEKOM, A. J. Processes Controlling Solubility of Biogenic Silica and Pore Water Build-up of Silicic Acid in Marine Sediments. **Marine Chemistry**, v. 73, p. 333-352, 2001.

DIXON, J. B. Kaolin and Serpentine Group Minerals. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

DOVE, P. M. The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25 degrees to 300 degrees C. **American Journal of Science**, v. 294, p. 665-712, 1994.

DOVE, P. M.; CRERAR, D. A. Kinetics of quartz dissolution in electrolyte solutions using a hydrothermal mixed flow reactor. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, p. 955-969, 1990.

DOVE, P. M.; ELSTON, S. F. Dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions: analysis of existing data and a rate model for 25 °C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 56, p. 4147-4156, 1992.

DREES, L. R.; WILDING, L. P.; SMECK, N. E.; SENKAYI, A. L. Silica in Soils: Quartz and Disordered Silica Polymorphs. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 913-974.

DUVAL, Y.; MIELCZARSKI, J. A.; POKROVSKY, O. S.; MIELCZARSKI, E.; EHRHARDT, J. J. Evidence of the Existence of Three Types of Species at the Quartz–Aqueous Solution Interface at pH 0–10: XPS Surface Group Quantification and Surface Complexation Modeling. **The Journal of Physical Chemistry**, v. 106, n. 11, p. 2937-2945, 2002.

ELAWAD, S. H.; GREEN JUNIOR, V. E. Silicon and the rice plant environment: a review of recent research. **Riso**, v. 28, p. 235-253, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análises de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análises de solo**. 2. ed. rev. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.

EPSTEIN, E. The anomaly of silicon in plant biology. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 91, p. 11-17, 1994.

- EPSTEIN, E. Silicon. **Annual Review of Plant Biology**, v. 50, p. 641–664, 1999.
- EPSTEIN, E.; BLOOM, A. **Nutrição mineral de plantas: Princípios e perspectivas**. 2. ed. Londrina: Planta, 2006.
- ERNST, W. H. O.; VIS, R. D.; PICCOLI, F. Silicon in developing nuts of the sedge *Schoenus nigricans*. **Journal of Plant Physiology**, v. 146, p. 481-488, 1995.
- FARMER, V. C.; DELBOS, E.; MILLER, J. D. The role of phytolith formation and dissolution in controlling concentrations of silica in soil solutions and streams. **Geoderma**, v. 127, p. 71-79, 2005.
- FERNANDEZ, F. A.; BULL, L. T.; CORRÊA, J. C.; CRESPAM, D. R. Influência de silicato e calcário na decomposição de resíduos culturais e disponibilidade de nutrientes ao feijoeiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, p. 935-945, 2009.
- FETH, J. H.; ROGERS, S. M.; ROBERSON, C. E. Aqua de Ney – California: a spring of unique chemical character. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 22, n. 2, p. 75-77, 1961.
- FISHKIS, O.; INGWERSEN, J.; LAMERS, M.; DENYSENKO, D.; STRECK, T. Phytolith transport in soil: a field study using fluorescent labelling. **Geoderma**, v. 157, p. 27–36, 2010.
- FISHKIS, O.; INGWERSEN, J.; STRECK, T. Phytolith transport in sandy sediment: experiments and modeling. **Geoderma**, v. 151, p. 168–178, 2009.
- FRANCHINI, J. C.; BORKERT, C. M.; FERREIRA, M. M.; GAUDÊNCIO, C. A. Alterações na fertilidade do solo em sistemas de rotação de culturas em semeadura direta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, n. 2, p. 459-467, 2000.
- FRAYSSE, F.; CANTAIS, F.; POKROVSKY, O. S.; SCHOTT, J.; MEUNIER, J. D. Aqueous reactivity of phytoliths and plant litter: physico-chemical constraints on terrestrial biogeochemical cycle of silicon. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, p. 202–205, 2006.
- FRAYSSE, F.; POKROVSKY, O. S.; SCHOTT, J.; MEUNIER, J. D. Surface chemistry and reactivity of plant phytoliths in aqueous solutions. **Chemical Geology**, v. 258, p. 197-206, 2009.

FRINGS, P. J.; CLYMANS, W.; CONLEY, D. J. Amorphous silica transport in the Ganges Basin: implications for Si delivery to the oceans. **Procedia Earth and Planetary Science**, v. 10, p. 271–274, 2014.

FRINGS, P.; CLYMANS, W.; JEPPESEN, E.; LAURIDSEN, T.; STRUYF, E.; CONLEY, D. Lack of steady-state in the global biogeochemical Si cycle: emerging evidence from lake Si sequestration. **Biogeochemistry**, v. 117, p. 255–277, 2014.

GEE, G. W.; BAUDER, J. W. Methods of soil analysis. In: KLUTE, A. **Particle-size analysis**. 1. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 383-411.

GÉRARD, F.; MAYER, K. U.; HODSON, M. J.; RANGER, J. Modelling the biogeochemical cycle of silicon in soils: application to a temperate forest ecosystem. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 72, n. 3, p. 741–758, 2008.

GERENDÁS, J.; RATCLIFFE, R. G., 2013. Root pH regulation. In: ESHEL, A.; BEECKMAN, T. (Eds.). **Plant Roots: The Hidden Half**. 2013. Boca Raton: CRC Press. p. 231-238.

GOCKE, M.; LIANG, W.; SOMMER, M.; KUZYAKOV, Y. Silicon uptake by wheat: effects of Si pools and pH. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 176, p. 551-560, 2013.

GOLDICH, S. A. A study in rock-weathering. **Journal of Geology**, v. 46, p. 17-23, 1938.

HART, D. M.; HUMPHREYS, G. S. The mobility of phytoliths in soils: pedological considerations. In: PINILLA, A.; JUAN-TRESSERRAS, J.; MACHADO, M. J. (Ed.). **The State-of-the-art of Phytoliths in Soils and Plants**. Madrid: Centro de Ciencias Medioambientales, 1997. p. 93-100.

HARTMANN, A.; ROTHBALLER, M.; SCHMID, M. Lorenz Hiltner, a pioneer in rhizosphere microbial ecology and soil bacteriology research. **Plant and Soil**, v. 312, p. 7-14, 2008.

HAYNES, R. A contemporary overview of silicon availability in agricultural soils. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 177, p. 831-844, 2014.

HEINE, G.; TIKUM, G.; HORST, W. J. Silicon nutrition of tomato and bitter gourd with special emphasis on silicon distribution in root fractions. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 168, p. 600-606, 2005.

HENRIET, C.; de JAEGER, N.; DOREL, M.; OPFERGELT, S.; DELVAUX, B. The reserve of weatherable primary silicates impacts the accumulation of biogenic silicon in volcanic ash soils. **Biogeochemistry**, v. 90, p. 209-223, 2008.

HINSINGER, P. Como as raízes das plantas adquirem nutrientes minerais? Processos químicos envolvidos na rizosfera. **Advances in Agronomy**, v. 64, p. 225-265, 1998.

HINSINGER, P.; BARROS, O. N. R.; BENEDETTI, M. F.; NOACK, Y.; CALLOT, G. Plant-induced weathering of a basaltic rock: Experimental evidence. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 65, p. 137-152, 2001.

HINSINGER, P.; GOBRAN, G. R.; GREGORY, P. J.; WENZEL, W. W. Rhizosphere geometry and heterogeneity arising from root-mediated physical and chemical processes. **New Phytologist**, v. 168, p. 293-303, 2005.

HINSINGER, P.; JAILLARD, B. Root-induced release of interlayer potassium and vermiculitization of phlogopite as related to potassium depletion in the rhizosphere of ryegrass. **Journal of Soil Science**, v. 44, p. 525-534, 1993.

HINSINGER, P.; JAILLARD, B.; DUFEY, J. E. Rapid weathering of a trioctahedral mica by roots of Ryegrass. **Soil Science Society of America Journal**, v. 56, p. 977-982, 1992.

HODSON, M. J., WHITE, P. J.; MEAD, A.; BROADLEY, M. R. Phylogenetic variation in the silicon composition of plants. **Annals of Botany**, v. 96, p. 1027-1046, 2005.

HOUBEN, D.; SONNET, P. Zinc mineral weathering as affected by plant roots. **Applied Geochemistry**, v. 27, p. 1587-159, 2012.

ILER, R. K. **The Chemistry of Silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties and Biochemistry of Silica**. New York: Wiley Interscience, 1979.

INDA JR., A. V.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C do. Composição da Fase Sólida Mineral do Solo In: MEURER, E. J. (Ed.). **Fundamentos de Química do Solo**. 3. ed. Porto Alegre: Evangraf, 2006. p. 31-61.

INDA, A. V.; TORRENT, J.; BARRÓN, V.; BAYER, C. Aluminum hydroxy-interlayered minerals and chemical properties of a subtropical Brazilian oxisol under no-tillage and conventional tillage. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 33-41, 2010.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Manual técnico de pedologia**. 2.ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Manual técnico de pedologia: guia prático de campo** - Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

JAILLARD, B. Elements in Soils: Total and Extractable Contents, Solid Phase Speciation. In: LUSTER J.; FINLAY, R. (Ed.). **Handbook of methods used in rhizosphere research**. Birmensdorf: Swiss Federal Research Institute WSL, 2006. p. 38-43.

JANZEN, H. H.; FIXEN, P. E.; FRANZLUEBBERS, A. J.; HATTEY, J.; IZAURRALDE, R. C.; KETTERINGS, Q. M.; LOBB, D. A.; SCHLESINGER, W. H. Global prospects rooted in soil science. **Soil Science Society of America Journal**, v. 75, p. 1-8, 2011.

JARVIS, S. C. The uptake and transport of silicon by perennial ryegrass and wheat. **Plant and Soil**, v. 97, p. 429-438, 1987.

JENKINS, E. Phytolith taphonomy: a comparison of dry ashing and acid extraction on the breakdown of conjoined phytoliths formed in *Triticum durum*. **Journal of Archaeological Science**, v. 36, p. 2402-2407, 2009.

JONES, L. H. P.; HANDRECK, K. A. Silica in soils plants and animals. **Advances in Agronomy**, v. 19, p. 107-149, 1967.

KÄMPF, N.; CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. **Tópicos em Ciência do Solo**, v. 3, p. 1-54, 2003.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo — Parte I: Conceitos básicos**, 2009. p. 333-380.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: Uma Revisão. **Geonomos**, v. 51, p. 17-40, 1997.

KHADEMI, H.; AROCENA J. M. Kaolinite formation from palygorskite and sepiolite in rhizosphere soils. **Clays Clay Minerals**, v. 56, p. 422-436, 2008.

KHORMALI, F.; GHERGHERECHI, S.; KEHL, M.; AYOUBI, S. Soil formation in loess-derived soils along a subhumid to humid climate gradient, Northeastern Iran. **Geoderma**, v. 180, p. 113-122, 2012.



KORCHAGIN, J.; BORTOLUZZI, E. C.; MOTERLE, D. F.; PETRY, C.; CANER, L. Evidences of soil geochemistry and mineralogy changes caused by eucalyptus rhizosphere. **Catena**, v. 175, p. 132-143, 2019.

KORNDÖRFER, G. H.; LEPSCH, I. Effect of silicon on plant growth and yield. In: DATNOFF, L. E.; KORNDÖRFER, G. H.; SNYDER, G. H. (Ed.). **Silicon in agriculture**. Amsterdam: Elsevier, 2001.

KORNDÖRFER, G. H.; PEREIRA, H. S.; CAMARGO, M. S. **Silicatos de cálcio e magnésio na agricultura**. 2. ed. Uberlândia: Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Ciências Agrárias, 2003.

KORNDÖRFER, G. H.; PEREIRA, H. S.; NOLLA, A. **Análise de silício: solo, planta e fertilizante**. Uberlândia: GPSi/ICIAG/UFU, 2004.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. 2. ed. São Paulo: Polígono, 1972.

LALIBERTÉ, E.; GRACE, J. B.; HUSTON, M. A.; LAMBERS, H.; TESTE, F. P.; TURNER, B. L.; WARDLE, D. A. How does pedogenesis drive plant diversity? **Trends in Ecology & Evolution**, v. 28, p. 331-340, 2013.

LI, D. D.; LERMAN, A.; MACKENZIE, F. T. Human perturbations on the global biogeochemical cycles of coupled Si-C and responses of terrestrial processes and the coastal ocean. **Applied Geochemistry**, v. 26, S289-S291, 2011.

LIANG, Y.; HUA, H.; ZHANG, J.; CHENG, C.; ROMHELD, V. Importance of plant species and external silicon concentration to active silicon uptake and transport. **New Phytologist**, v. 172, p. 63-72, 2006.

LIANG, Y.; NIKOLIC, M.; BELANGER, R.; GONG, H.; SONG, A. **Silicon in agriculture: from theory to practice**. 1. ed. London: Springer Science+Business Media, 2015.

LINDSAY, W. L. **Chemical Equilibria in Soils**. New-York: Wiley Interscience, 1979.

LOUCAIDE, S.; CAPPELLE, P. V.; BEHRENDTS, T. Dissolution of biogenic silica from land to ocean: role of salinity and pH. **Limnology and Oceanography**, v. 53, n. 4, p. 1614–1621, 2008.

LU, H. Y.; WU, N. Q.; LIU, K. B.; JIANG, H.; LIU, T. S. Phytoliths as Quantitative Indicators for the Reconstruction of Past Environmental Conditions in China II:

Palaeoenvironmental Reconstruction in the Loess Plateau. **Quaternary Science Reviews**, v. 26, n. 5, p. 759-772, 2007.

LUCHESE, E. B.; FAVERO, L. O. B.; LENZI, E. **Fundamentos da química do solo**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 2001.

LUSTER, J.; GÖTTLEIN, A.; NOWACK, B.; SARRET, G. Sampling, defining, characterizing and modeling the rhizosphere – the soil science tool box. **Plant and Soil**, v. 321, p. 457–482, 2009.

LUX, A.; LUXOVA, M.; ABE, J.; MORITA, S.; INANAGA, S. Silicification of bamboo (*Phyllostachys heterocyclus* Mitf.) root and leaf. **Plant and Soil**, v. 255, p. 85-91, 2003.

LUZ, L. D.; KALINOVSKI, E. C. Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E. E. Estágio atual do conhecimento sobre fitólitos no Brasil. **Terrae Didática**, v. 11, n. 1, p. 52-64, 2015.

MA, J. F.; YAMAJI, N. Silicon uptake and accumulation in higher plants. **Trends Plant Science**, v. 11, p. 392-397, 2006.

MA, J. F.; YAMAJI, N. Functions and transport of silicon in plants. **Cellular and Molecular Life Sciences**, v. 65, p. 3049-3057, 2008.

McGAHAN, D. G.; SOUTHARD, R. J.; ZASOSKI, R. J. Rhizosphere effects on soil solution composition and mineral stability. **Geoderma**, v. 226-227, p. 340-347, 2014.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v. 96, p. 253-260, 2005.

MADELLA, M.; JONES, M. K.; ECHLIN, P.; POWERS-JONES, A.; MOORE, M. Plant water availability and analytical microscopy of phytoliths: Implications for ancient irrigation in arid zones. **Quaternary International**, v. 193, p. 32-40, 2009.

MADELLA, M.; LANCELOTTI, C. Taphonomy and phytoliths: A user manual. **Quaternary International**, v. 275, p. 76-83, 2012.

MADELLA, M.; POWERS-JONES A. H.; JONES, M. K. A Simple Method of Extraction of Opal Phytoliths from Sediments Using a Non-Toxic Heavy Liquid. **Journal of Archeological Science**, v. 25, p. 801-803, 1998.

MALAVOLTA, E. **Manual de nutrição mineral de plantas**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres, 2006.

MARIE-PIERRE, T.; CLAUDE, N.; CHRISTOPHE, C. Rhizosphere impact on the dissolution of test minerals in a forest ecosystem. **Geoderma**, v. 153, p. 147-154, 2009.

MARSCHNER, H. **Mineral nutrition of higher plants**. London: Academic Press, 920p, 1995

MCBRATNEY, A.; FIELD, D. J.; KOCH, A. The dimensions of soil security. **Geoderma**, v. 213, p. 203-213, 2013.

MCKEAGUE, J. A.; CLINE, M. G. Silica in soils. **Advances in Agronomy**, v. 15, p. 339-396, 1963.

MEDEANIC, S.; CORDAZZO, C. V.; CORRÊA, I. C. S.; MIRLEAN, N. Os Fitólitos em Gramíneas de Dunas do Extremo Sul do Brasil: Variabilidade Morfológica e Importância nas Reconstruções Paleoambientais Costeiras. **Gravel**, v. 6, n. 2, p. 1-14, 2008.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 271- 286, 1977.

MELO, V. F.; CASTILHOS, R. M. V.; PINTO, L. F. S. Reserva mineral do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 251-332.

MELO, V. F.; CORRÊA, G. F.; MASCHIO, P. A.; RIBEIRO, A. N.; LIMA, V. C. Importância das espécies minerais no potássio total da fração argila de solos do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 807-819, 2003.

MELO, V. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B.; FONTES, M. P. F. Potassium and magnesium in clay minerals of some Brazilian soil as indicated by a sequential extraction procedure. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 33, p. 2203-2225, 2002.

MENGEL, K. E. ; KIRKBY, G. A. **Further elements of importance**. In: PRINCIPLES of plant. 4.ed. Worblaufen-Bern, International Potash Institute, 1987. p. 573-588.

MEUNIER, J. D.; ALEXANDRE, A.; COLIN, F.; BRAUN, J. J. Intérêt de l'étude du cycle biogéochimique du silicium pour interpréter la dynamique des sols tropicaux. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 172, p. 533-538, 2001.

MEUNIER, A.; BORTOLUZZI, E. C.; MEXIAS, A. S. **Le monde des argiles = O mundo das argilas**. 1 ed. Porto Alegre: URGs, 2016.

MEUNIER, J. D.; COLIN, F.; ALARCON, C. Biogenic silica storage in soils. **Geology**, v. 27, p. 835-838, 1999.

MEURER, E. J. **Fundamentos de Química do Solo**. Porto Alegre: Gênese, 2000.

MEYER, J. H.; KEEPING, M. G. Past, present and future research of the role of silicon for sugarcane in southern Africa. In: DATNOFF, L. E.; SNYDER, G. H.; KORNDÖRFER, G. H. (Ed.). **Silicon in agriculture**. Amsterdam: Elsevier Science, 2001. p. 257-276.

MIMMO, T.; DEL BUONO, D.; TERZANO, R.; TOMASI, N.; VIGANI, G.; CRECCHIO, C.; PINTON, R.; ZOCCHI, G.; CESCO, S. Rhizospheric organic compounds in the soil-microorganism-plant system: their role in iron availability. **European Journal of Soil Science**, v. 65, p. 629-642, 2014.

MITANI, N.; MA, J. F. Uptake system of silicon in different plant species. **Journal of Experimental Botany**, v. 56, p. 1255-1261, 2005.

MOORE, D. M.; REYNOLDS JR., R. C. **X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals**. 2. ed. New York: Oxford University Press, 1997.

MOTERLE, D. F.; BORTOLUZZI, E. C.; KAMINSKI, J.; RHEINHEIMER, D. S.; CANER, L. Does Ferralsol clay mineralogy maintain potassium long-term supply to plants? **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 43, e0180166, 2019.

MOTERLE, D. F.; KAMINSKI, J.; DOS SANTOS RHEINHEIMER, D.; CANER, L.; BORTOLUZZI, E. C. Impact of potassium fertilization and potassium uptake by plants on soil clay mineral assemblage in South Brazil. **Plant and Soil**, v. 406, n. 1-2, p. 157-172, 2016.

MOTOMURA, H.; FUJII, T.; SUSUKI, M. Silica deposition in relation to ageing of leaf tissues in *Sasa veichii* (Carriere) Rehder (Poaceae, Bambusoideae). **Annals of Botany**, v. 93, p. 235-248, 2004.

NADERIZADEH, Z.; KHADEMI, H.; AROCENA, J. M. Organic matter induced mineralogical changes in clay-sized phlogopite and muscovite in alfalfa rhizosphere. **Geoderma**, v. 159, p. 296-303, 2010.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **The Journal of Geology**, v. 97, p. 129-147, 1989.

NEUMANN, K.; STRÖMBERG, C. A. E.; BALL, T.; ALBERT, R. M.; VRYDAGHS, L.; CUMMINGS, L. S. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0. **Annals of Botany**, v. 124, n. 2, p. 189-199, 2019.

NGUYEN, N. M.; DULTZ, S.; GUGGENBERGER, G. Effects of pretreatment and solution chemistry on solubility of rice-straw phytoliths. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 177, p. 349-359, 2014.

NGUYEN, N. M.; DULTZ, S.; PICARDAL, F.; BUI, A. T. K.; PHAM, Q. V.; DAM, T. T. N.; NGUYEN, C. X.; NGUYEN, N. T.; BUI, H. T. Simulation of silicon leaching from flooded rice paddy soils in the Red River Delta, Vietnam. **Chemosphere**, v. 145, p. 450-456, 2016.

NOROUZI, S.; KHADEMI, H. Ability of alfalfa to take up potassium from different micaceous minerals and the resulting vermiculitization. **Plant and Soil**, v. 328, p. 83-93, 2010.

OLIVEIRA, L. A.; KORNDÖRFER, G. H.; PEREIRA, A. C. Acumulação de silício em arroz em diferentes condições de pH da rizosfera. **Revista Brasileira de Ciência Do Solo**, v. 31, p. 685-690, 2007.

OORT, V.; PROIX, N.; PARADELO, R.; DELARUE, G.; BREUIL, S.; BAIZE, D.; RICHARD, A. Indicateurs d'évolutions pédologiques infra-centenaires en Néoluvisol de loess nu, sous contrainte d'applications continues de matières fertilisantes. **Étude et Gestion des Sols**, v. 23, p. 143-162, 2016.

OPFERGELT, S.; CARDINAL, D.; ANDRÉ, L.; DELVIGNE, C.; BREMOND, L.; DELVAUX, B. Variations of  $\delta^{30}\text{Si}$  and Ge/Si with weathering and biogenic input in tropical basaltic ash soils under monoculture. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 74, p. 225-240, 2010.

OSTERRIETH, M.; MADELLA, M.; ZURRO, D.; ALVAREZ, M. F. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. **Quaternary International**, v. 193, n. 1-2, p. 70-79, 2009.

OTERO, X. L.; GONZÁLEZ-GUZMAN, A.; SOUZA-JUNIOR, V. S.; PÉREZ-ALBERTI, A.; MACÍAS, F. Soil processes and nutrient bioavailability in the rhizosphere of *Bolax gummifera* in a subantarctic environment (Martial Mountains, Ushuaia—Argentina). **Catena**, v. 133, p. 432-440, 2015.

PARR, J. F.; SULLIVAN, L. A. Soil carbon sequestration in phytoliths. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 37, p. 117–124, 2005.

PARR, J. F.; SULLIVAN, L. A.; CHEN, B.; YE, G.; ZHANG, W. Carbon bio-sequestration within the phytoliths of economic bamboo species. **Global Change Biology**, v. 16, p. 2661-2667, 2010.

PERNES-DEBUYSER, A.; PERNES, M.; VELDE, B.; TESSIER, D. Soilmineralogy evolution in the INRA 42 plots experiment (Versailles, France). **Clays and Clay Minerals**, v. 51, p. 577-584, 2003.

PII, Y.; PENN, A.; TERZANO, R.; CRECCHIO, C.; MIMMO, T.; CESCO, S. Plant-microorganism-soil interactions influence the Fe availability in the rhizosphere of cucumber plants. **Plant Physiology and Biochemistry**, v. 87, p. 45-52, 2015.

PIPERNO, D. R. **Phytolith Analysis: an Archeological and Geological Perspective**. San Diego: Academic Press, 1988.

PIPERNO, D. R. The occurrence of phytoliths in the reproductive structures of selected tropical angiosperms and their significance in tropical paleoecology, paleoethnobotany and systematics. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 61, p. 147-163, 1989.

PIPERNO, D. R. The Status of Phytolith Analysis in the American Tropics. **Journal of World Prehistory**, v. 5, n. 2, p. 155-191, 1991.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists**. Oxford: AltaMira Press, 2006.

POKROVSKY, S.; SCHOTT, J.; DUPRÉ, B.; KUDRYAVTZEV, D. I. Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 69, p. 5659–5680, 2005.

PRADO, R. M.; FERNANDES, F. M. Efeito da escória de siderurgia e calcário na disponibilidade de fósforo de um Latossolo Vermelho-Amarelo cultivado com cana-de-açúcar. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 36, p. 1199-1204, 2001.

QUEIROZ, A. A. **Interação do silicato de cálcio e magnésio granulado em mistura com adubos fosfatados solúveis**. 2001. 119f. Dissertação (Mestrado em Sistemas de Produção) – Faculdade de Engenharia da Universidade Paulista de Ilha Solteira, Uberlândia, 2001.

RAGUENEAU, O.; TRÉGUER, P.; LEYNAERT, A.; ANDERSON, R.; BRZEZINSKI, M.; DEMASTER, D.; DUGDALE, R. C.; DYMOND, J.; FISCHER, G.; FRANÇOIS, R.; HEINZE, C.; MAIER-REIMER, E.; MARTIN-JÉZÉQUEL, V.; NELSON, D. M.; QUÉGUINER, B. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. **Global and Planetary Change**, v. 26, p. 317-365, 2000.

RAI, D.; KITTRICK, J. A. Mineral equilibria and the soil system. In: DIXON, J.; WEED, S. (Ed.). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 161-198.

RAIJ, B. V.; CAMARGO, O. A. Sílica solúvel em solos. **Bragantia**, v. 32, p. 223-236, 1973.

RAPP G. J.; MULHOLAND S. C. **Phytolith Systematics**. New York: Plenum Press, 1992.

REIS, T. H. P.; GUIMARÃES, P. T. G.; FIGUEIREDO, F. C.; POZZA, A. A. A.; NOGUEIRA, F. D.; RODRIGUES, C. R. **O silício na nutrição e defesa de plantas**. Belo Horizonte: Epamig, 2007.

RICHMOND, K. E.; SUSSMAN, M. Got Silicon? the non-essential beneficial plant nutrient. **Current Opinion in Plant Biology**, v. 6, n. 268-272, 2003.

RICHTER, D. B.; OH, N-H.; FIMMEN, R.; JACKSON, J. The Rhizosphere and Soil Formation. In: CARDON, Z. G.; WHITBECK, J. L. (Ed.). **The Rhizosphere, an ecological perspective**, 2007. p. 179-200.

RIMSTIDT, J. D.; BARNES, H. L. The kinetics of silica-water reactions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 44, n. 11, p. 1683-1699, 1980.

ROBERT, M.; BERTHELIN, J. Role of biological and biochemical factors in soil mineral weathering. In: HUANG, P. M. (ed.). **Interactions of soil minerals with natural organics and microbes**. Madison: SSSA Special Publications, 1986. p. 453-495.

RODRIGUES, F. A.; MCNALLY, D. J.; DATNOFF, L. E.; JONES, J. B.; LABBÉ, C.; BENHAMOU, N.; MENZIES, J. G.; BÉLANGER, R. R. Silicon enhances the accumulation of diterpenoid phytoalexins in rice: A potential mechanism for blast resistance. **Phytopathology**, v. 94, p. 177-183, 2004.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa - Quantities, shapes, classification, and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 107, n. 1-2, p. 23-53, 1999.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; ARAUJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília: Embrapa, 2018.

SAUER, D.; SACCONI, L.; CONLEY, D. J.; HERRMANN, L.; SOMMER, M. Review of methodologies for extracting plant-available and amorphous Si from soils and aquatic sediments, **Biogeochemistry**, v. 80, p. 89-108, 2006.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: Genesis and Geomorphology**. Cambridge: University Press, 2005.

SCHALLER, J.; BRACKHAGE, C.; PAASCH, S.; BRUNNER, E.; BÉAUCKER, E.; DUDEL, E. G. Silica uptake from nanoparticles and silica condensation state in different tissues of *Phragmites australis*. **Science of the Total Environment**, v. 442, p. 6-9, 2013.

SCHULZE, D. G. An Introduction to Soil Mineralogy. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 1-34.

SEYFFERTH, A. L.; KOCAR, B. D.; LEE, J. A.; FENDORF, S. Dinâmica sazonal do silício dissolvido em um sistema de cultivo de arroz após a incorporação da palha Geochim. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 123, p. 120-133, 2013.

SILVA, A. C. A. **Efeito do silício aplicado no solo e em pulverização foliar na incidência da lagarta do cartucho na cultura do milho**. 2009. 67f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Faculdade de Ciências Agrônomicas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 2009.

SJOBERG, S. Silica in aqueous environments. **Journal of Non-Crystalline Solids**, v. 196, p. 51-57, 1996.

SOMMER, M.; JOCHHEIM, H.; HÖHN, A.; BREUER, J.; ZAGORSKI, Z.; BUSSE, J.; BARKUSKY, D.; MEIER, K.; PUPPE, D.; WANNER, M.; KACZOREK, D. Si



cycling in a forest biogeosystem - the importance of transient state biogenic Si pools. **Biogeosciences**, v. 10, p. 4991-5007, 2013.

SOMMER, M.; KACZOREK, D.; KUZYAKOV, Y.; BREUER, J. Silicon pools and fluxes in soils and landscapes-a review. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 169, p. 310–329, 2006.

SPOSITO, G. Geochemistry in soil science. In: CHESWORTH, W. **Encyclopedia of Soil Science**. New York: Springer Netherlands, p. 283-289, 2008.

ŚRODOŃ, J. Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27, p. 19-53, 1999.

STREET-PERROTT, F. A.; BARKER, P. Biogenic silica: a neglected component of the coupled global continental biogeochemical cycles of carbon and silicon. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 1436-1457, 2008.

STRÖMBERG, C. A. E. Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 207, p. 239- 275, 2004.

STRUYF, E.; CONLEY, D. J. Silica: an essential nutrient in wetland biogeochemistry. **Frontiers in Ecology and Environment**, v. 7, p. 88-94, 2009.

STRUYF, E.; CONLEY, D. J. Emerging understanding of the ecosystem silica filter. **Biogeochemistry**, v. 107, p. 9-18, 2012.

STRUYF, E.; SMIS, A.; VAN DEMME, S.; GARNIER, J.; GOVERS, G.; VAN WESEMAEL, B.; CONLEY, D. J.; BATELANN, O.; FROT, E.; CLYMANS, W.; VANDEVENNE, F.; LANCELOT, C.; GOOS, P.; MEIRE, P. Historical land use change has lowered silica mobilization. **Nature Communications**, v. 1, n. 129, p. 1-7, 2010.

STUMM, W. **Chemistry of the Solid–Water Interface**, New York: Wiley, 1992.

SUN, X.; LIU, Q.; TANG, T.; CHEN, X.; LUO, X. Silicon fertilizer application promotes phytolith accumulation in rice plants. **Frontiers in Plant Science**, v. 10, n. 425, p. 1-7, 2019.

SZIKSZAY, M. Geoquímica das Águas Subterrâneas. **Boletim IG-USP Série Didática**, v. 17, n. 20, p. 1-165, 1993.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. A.; BOHNEN, H.; VOLKWEISS, S. J. **Análise de solos, plantas e outros materiais**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995.

TEMESGEN, D.; GONZÁLO, J.; TURRIÓN, M. B. Effects of short-rotation *Eucalyptus* plantations on soil quality attributes in highly acidic soils of the central highlands of Ethiopia. **Soil Use and Management**, v. 32, p. 210-219, 2016.

TISDALE, S. L.; NELSON, W. L.; BESTON, J. D.; HAULIN, J. L. **Soil fertility and fertilizer**. New York: Macmillan, 1993.

TWISS, P. C.; SUESS, E.; SMITH, R. M. Morphological classification of grass Phytoliths 1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 33, p. 109-115, 1969.

VAN CAPPELLEN, P.; DIXIT, S.; GALLINARI, M. Biogenic silica dissolution and the marine Si cycle: Kinetics, surface chemistry and preservation. **Oceanis**, v. 28, p. 417-454, 2002.

VANDEVENNE, F.; STRUYF, E.; CLYMANS, W.; MEIRE, P. Agricultural silica harvest: have humans created a new loop in the global silica cycle? **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 10, p. 243-248, 2012.

VELDE, B.; PECK, T. Clay minerals changes in the Morrow experimental plots, University of Illinois. **Clays and Clay Minerals**, v. 50, n. 364-370, 2002.

VIENNET, J.-C.; HUBERT, F.; TERTRE, E.; FERRAGE, E.; ROBIN, V.; DZENE, L.; COCHET, C.; TURPAULT, M.-P. Effect of particle size on the experimental dissolution and auto-aluminization processes of K-vermiculite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 180, p. 164-176, 2016.

VIOLANTE, A.; CAPORALE, A. G. Biogeochemical processes at soil-root interface. **Journal of Soil Science and Plant Nutrition**, v. 15, p. 422-448, 2015.

WEBB E. A.; LONGSTAFFE,

F. J. The oxygen isotopic compositions of silica phytoliths and plant water in grasses: implications for the study of paleoclimate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 5, p. 767-780, 2000.

WHITE, A. F.; VIVIT, D. V.; SCHULZ, M. S.; BULLEN, T. D.; EVETT, R. R.; AAGARWAL, J. Biogenic and pedogenic controls on Si distributions and cycling in

grasslands of the Santa Cruz soil chronosequence, California. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 94, p. 72-94, 2012.

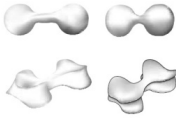










WILDING, L. P.; HALLMARK, C. T.; SMECK, N. E. Dissolution and stability of biogenic opal. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 43, p. 800-802, 1979.

ZABOWSKI, D.; UGOLINI, F. C. Seasonality in the mineral stability of a subalpine Spodosol. **Soil Science**, v. 154, p. 497-504, 1992.

ZUO, X.; LU, H.; GU, Z. Distribution of soil phytolith-occluded carbon in the Chinese Loess Plateau and its implications for silica-carbon cycles. **Plant and Soil**, v. 374, p. 223-232, 2014.

ANEXOS

Anexo I - Principais formas e características dos fitólitos

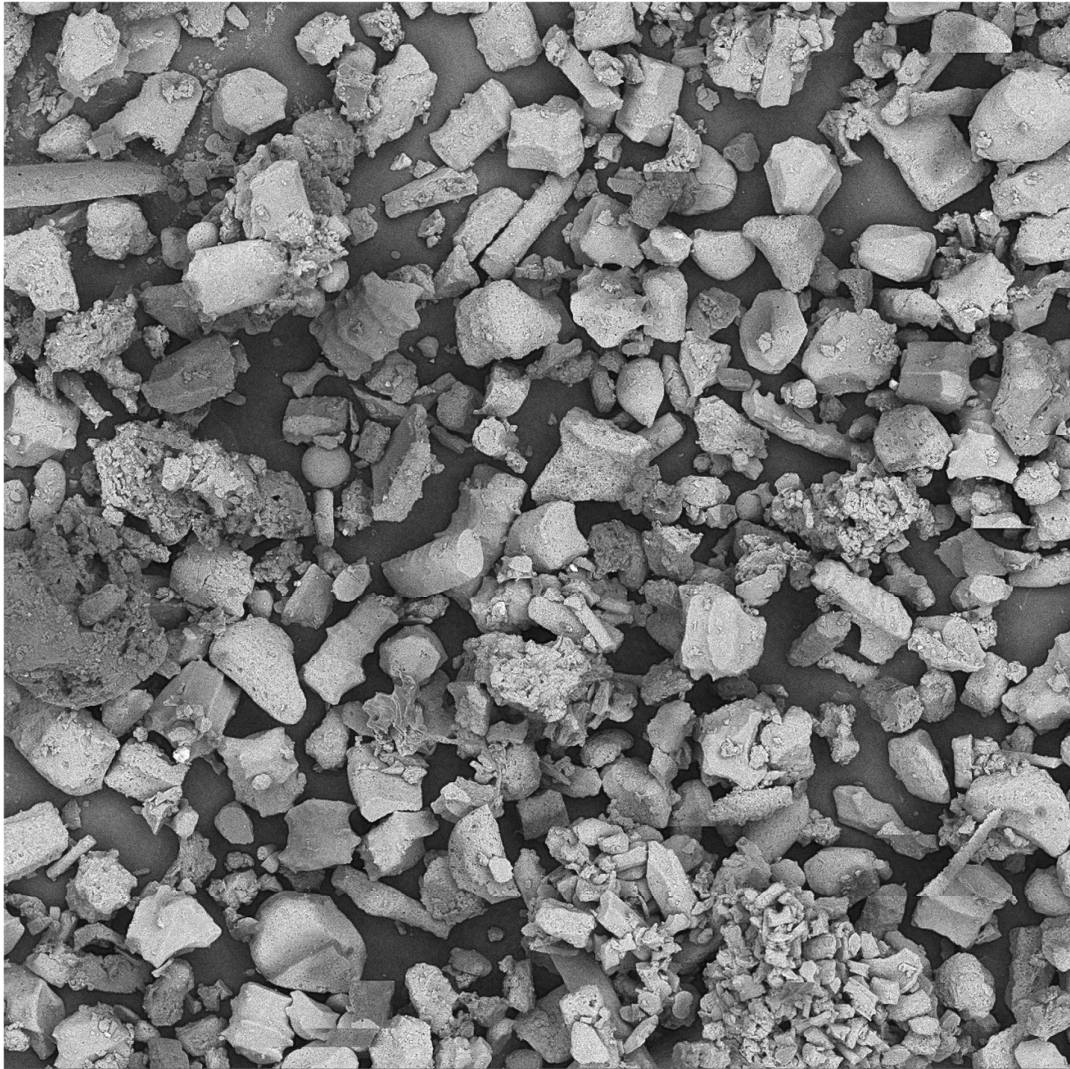
<b>Tipo</b>	<b>Táxon</b>	<b>Ambiente</b>	<b>Representação</b> (MADELLA et al., 2005)
<i>Bilobate short cell</i> ( <i>dumbbell</i> ) (Barboni et al., 1999)	<u>Gramíneas</u> sobretudo Panicoideae alta C <sub>4</sub> , também algumas Panicoideae C <sub>3</sub> ; Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae	Quente úmido Áreas à sombra, sob o dossel de florestas tropicais	
<i>Saddle</i> (BARBONI et al., 1999)	<u>Gramíneas</u> sobretudo Chloridoideae baixas C <sub>4</sub> ; algumas Bambusoideae C <sub>3</sub> , Arundinoideae C <sub>3</sub>	Regiões secas de baixa latitude e altitude ou condições edáficas	
<i>Rondel</i> ( <i>conical, circular</i> ) (BARBONI et al., 1999)	<u>Gramíneas</u> sobretudo Pooideae C <sub>3</sub> , também Bambusoideae C <sub>3</sub>	Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais	
<i>Elongate echinate long</i> <i>Cell</i> ( <i>elongate spiny</i> ) (BARBONI et al., 1999)	<u>Gramíneas</u> <i>long cells</i> de todas as gramíneas		
<i>Elongate psilate</i> ( <i>elongate smooth</i> )	<u>Gramíneas</u> <i>long cells</i> de todas as gramíneas		
<i>Cylindrical polylobate</i>	<u>Gramíneas</u> predominam nas Panicoideae (C <sub>4</sub> e C <sub>3</sub> )	Clima quente úmido	
<i>Trapeziform short-cell</i> ( <i>rectangular</i> )	<u>Gramíneas</u> Pooideae	Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais	
<i>Acicular hair cell</i> ( <i>point-shaped</i> )	<u>Gramíneas</u> ( <i>micro-hair</i> ou <i>prickles</i> de todas as epidermes); também nas Palmae, sementes de outras plantas		
<i>Bulliform cell</i> <i>Cuneiform</i> ( <i>fan-</i> <i>shaped</i> ) <i>Parallelepipedal</i>	<u>Gramíneas</u> (células buliformes de todas as epidermes)		
<i>Globular granulate</i> ( <i>spherical rugose</i> )	<u>Dicotiledôneas lenhosas</u> (troncos de árvores e arbustos tropicais)		
<i>Globular psilate</i> ( <i>spherical smooth</i> )	Dicotiledôneas (epidermes de folhas e parênquima) Gramíneas (raízes e sementes)		
<i>Globular echinate</i> ( <i>Crenate spherical</i> )	Troncos e folhas das Arecaceae		



Fonte: Luz et al. (2015)

## APÊNDICES

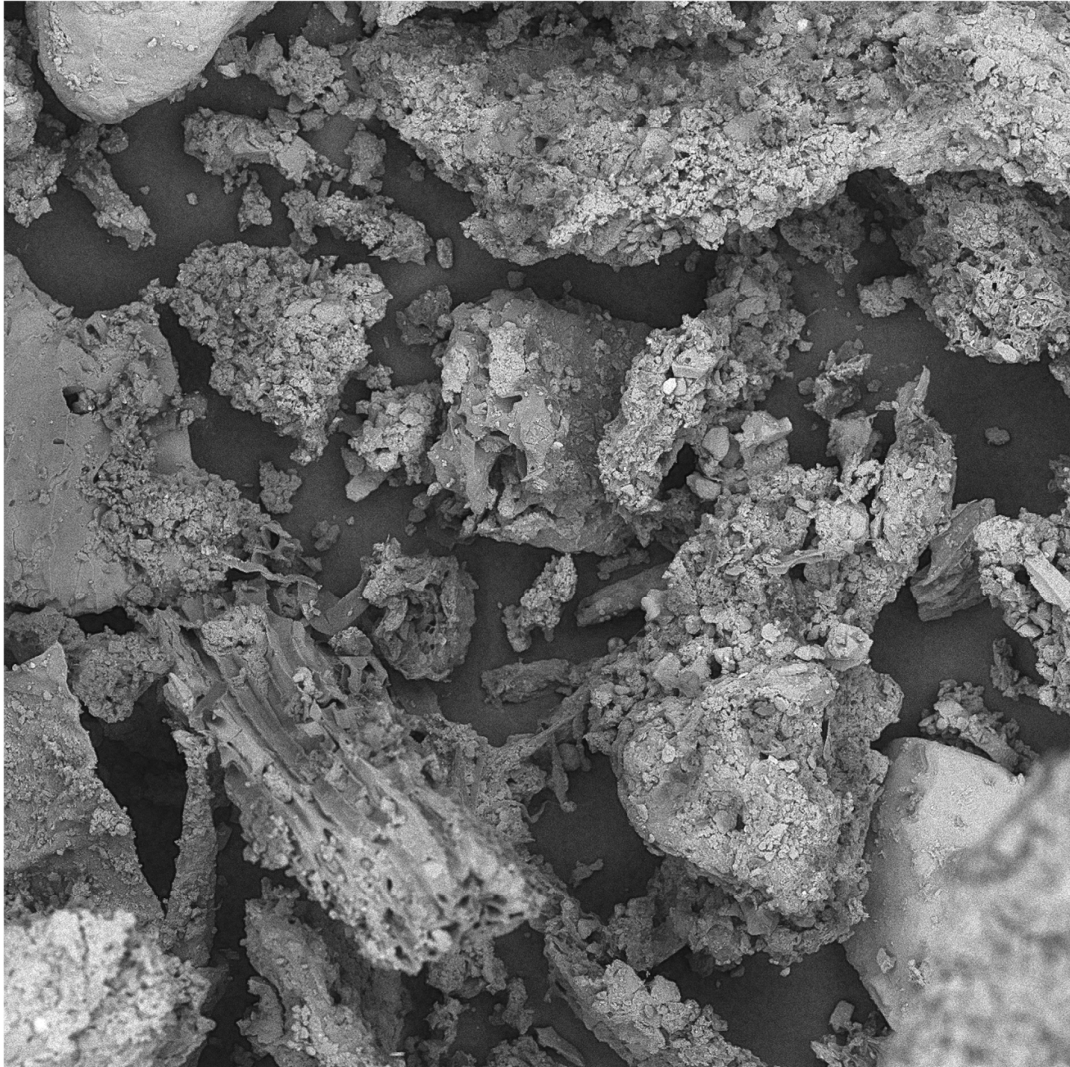
Apêndice I - Microscopia eletrônica de varredura dos fitólitos do solo de campo nativo







SEM HV: 10.0 kV	Date(m/d/y): 12/04/20		VEGA3 TESCAN
View field: 498 $\mu$ m	Det: BSE	100 $\mu$ m	
SEM MAG: 1.00 kx	Amostra 1_1000x_01		UPFParque 

Apêndice II - Microscopia eletrônica de varredura dos fitólitos do solo da lavoura de 40  
anos de cultivo



SEM HV: 10.0 kV	Date(m/d/y): 12/04/20		VEGA3 TESCAN
View field: 498 $\mu$ m	Det: BSE	100 $\mu$ m	
SEM MAG: 1.00 kx	Amostra 16_1000x		UPFParque 



## **PPGAgro**

Programa de Pós-Graduação em Agronomia

**Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária - FAMV**