



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA

Marcus Vinicius de Lira Nogueira

Relação dos atributos do solo, matéria orgânica e susceptibilidade magnética em
uma topossequência no Estado do Rio Grande do Sul

Brasília, DF
2022



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA

Marcus Vinicius de Lira Nogueira

Relação dos atributos do solo, matéria orgânica e susceptibilidade magnética em
uma topossequência no Estado do Rio Grande do Sul

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em
Ecologia da Universidade de Brasília, para a obtenção do
título de Mestre em Ecologia.

Orientadora: Profa. Dra. Gabriela Bielefeld Nardoto

Brasília, DF
2022



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA

Marcus Vinicius de Lira Nogueira

Relação dos atributos do solo, matéria orgânica e susceptibilidade magnética em
uma topossequência no Estado do Rio Grande do Sul

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Gabriela Bielefeld Nardoto / PPG ECL – UnB (Presidente/Orientadora)

Prof. Dr. Cícero Célio Figueiredo / FAV - UnB (Membro Titular)

Prof. Dr. Plínio Barbosa de Camargo / CENA – USP (Membro Titular)

Profa. Dra. Mercedes Maria da Cunha Bustamante / PPG ECL – UnB (Membro Suplente)

Brasília, DF
2022

Agradecimentos

Agradeço a toda minha família, especialmente aos meus pais Luiz e Maria, e minha irmã Luma, por todo o suporte fornecido a mim ao longo de toda a minha vida. Com certeza, sem todo esse apoio eu não teria chegado até aqui.

A minha orientadora, Dra. Gabriela Nardoto, por todos os ensinamentos, pela confiança e toda a responsabilidade a mim conferida ao longo desse processo, elementos esses que foram fundamentais para o meu amadurecimento profissional e pessoal. Com todo o respeito e admiração, agradeço por todo o esforço e dedicação que tem com os seus alunos.

Agradeço a Dra. Deborah Pinheiro Dick, por ter fornecido o material utilizado nesse estudo e por sempre ser solícita a todas as minhas dúvidas e questionamentos.

Agradeço a CAPES pela bolsa a mim concedida nesse período, bem como ao aporte financeiro para a execução do meu projeto, por meio do recurso financeiro do projeto “Desenvolvimento e aperfeiçoamento de metodologias baseadas em marcadores moleculares e isótopos estáveis aplicáveis no combate aos crimes contra a fauna brasileira”, processo 23038.006832/2014-11. Agradeço a UnB e ao PPG em Ecologia por mais essa oportunidade de aprendizagem e por toda a estrutura de ensino oferecida pela universidade.

A todos os membros do Environmental Isotope Studies, pelas trocas em nossas reuniões semanais e por todas as contribuições que fizeram ao meu trabalho. Agradeço sobretudo ao Fábio Santos, Glauber das Neves, Luiza Brasileiro e Renato Ferrari, por todo o suporte que me deram nesse processo, que foi desde me ajudar com a minha metodologia e até mesmo com questões acadêmicas oriundas do PPG. Também faço um agradecimento especial às alunas de estágio, Ana Luiza, Giovanna, Janaína e Roberta, por todas as tardes que passamos juntos e por todas as nossas conversas, que me ajudaram bastante a espairecer toda a tensão e ansiedade com as obrigações da pós-graduação.

Agradeço também a todos os meus amigos e a minha psicóloga, Carla Oliveira, que foram os meus alicerces ao longo de todo esse período conturbado que foi cursar toda uma pós-graduação ao longo da pandemia. Por todas as palavras de apoio e por sempre me incentivarem a seguir com os estudos, muito obrigado!

Por fim, agradeço a todas as adversidades encontradas no processo, pois me tornaram mais forte e me deixaram preparado para os meus próximos passos.

Sumário

Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	ix
Resumo	x
Abstract	xi
1. Introdução	12
2. Objetivo e Hipóteses	14
2.1. Objetivo Geral.....	14
2.2. Hipóteses.....	14
3. Referencial Teórico	15
3.1. Pedogênese.....	15
3.2. Relevo e Relação Solo-Paisagem.....	17
3.3. Mineralogia do solo e uso de susceptibilidade magnética em estudos ecológicos.....	19
3.4. Isótopos estáveis como traçadores naturais de processos ecossistêmicos.....	22
3.5. Aspectos edafoclimáticos e uso do solo no Rio Grande do Sul.....	25
4. Material e métodos	29
4.1. Área de estudo e análise de solos.....	29
4.2. Análises da razão C/N e isótopos estáveis de Nitrogênio e Carbono.....	37
4.3. Suscetibilidade magnética.....	37
4.4. Análises estatísticas.....	38
5. Resultados	40
5.1. Análise dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.....	40
5.2. Valores das análises isotópicas na topossequência.....	42
5.3. Valores de Susceptibilidade Magnética e mineralogia do solo.....	50
5.4. Análise das PCAs.....	53
6. Discussão	62
7. Conclusões	68
8. Considerações finais	68

9. Perspectivas futuras.....	69
10. Referências Bibliográficas.....	70

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa de Solos do Rio Grande do Sul (retirado de Brasil 2020).

Figura 2: (A) Pontos de coleta de solos no estado do Rio Grande do Sul (Adaptado de Brasil 2020), (B) e recorte da paisagem representando as duas vegetações, estando a Estepe Gramíneo-Lenhosa indicada pelo ponto preto e a Floresta Ombrófila Mista indicada pelo ponto branco (Adaptado de Novak 2015).

Figura 3: Fluxograma metodológico das coletas dos solos.

Figura 4: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos do intervalo de 0-5 cm de profundidade com os demais valores dos atributos edafoclimáticos, sendo eles a Altitude (A), a Precipitação Média Anual (B), a Temperatura Média Anual (C), a porcentagem de nitrogênio do solo (D), a porcentagem de carbono do solo (E), a razão C/N (F), a suscetibilidade magnética em baixa frequência (G) e a suscetibilidade dependente de frequência (H).

Figura 5: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos do intervalo de profundidade do horizonte A com os demais valores dos atributos edafoclimáticos, sendo eles a Altitude (A), o teor de argila (B), a Precipitação Média Anual (C), a Temperatura Média Anual (D), o Fed (E), o Feo (F), a razão Goethita/Hematita ($Gt/(Gt + Hm)$) (G), a porcentagem de nitrogênio do solo (H), a porcentagem de carbono do solo (I), a razão C/N (J), a suscetibilidade magnética em baixa frequência (K) e a suscetibilidade dependente de frequência (L).

Figura 6: Regressão linear com os valores de $\delta^{15}\text{N}$ do intervalo de profundidade do horizonte A da estepe e os atributos químicos do solo, sendo eles: Capacidade de Troca Catiônica do solo (A); Potencial de Hidrogênio (B); Estoque de Carbono (C); e Estoque de Nitrogênio (D).

Figura 7: Regressões Lineares com os valores de Suscetibilidade Magnética do intervalo de profundidade do horizonte A em Baixa Frequência e Suscetibilidade Dependente de Frequência com os valores dos minerais férricos Fed (A e D) e Feo (B e E), e a razão $Gt/(Gt + Hm)$ (C e F).

Figura 8: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

Figura 9: Contribuição das variáveis do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

Figura 10: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

Figura 11: Contribuição das variáveis do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

Figura 12: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), estoques de Carbono (C) e Nitrogênio (N), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

Figura 13: Contribuição das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), estoques de Carbono (C) e Nitrogênio (N), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

Figura 14: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), estoques de Carbono (C) e Nitrogênio (N), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

Figura 15: Contribuição das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), estoques de Carbono (C) e Nitrogênio (N), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

Lista de Tabelas

Tabela 1: Condições ambientais dos pontos de coleta da Topossequência.

Tabela 2: Atributos do Horizonte A dos solos da topossequência.

Tabela 3: Atributos químicos do Horizonte A dos solos da topossequência.

Tabela 4: Atributos edafoclimáticos dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Tabela 5: Resultados das análises isotópicas nos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Tabela 6: Resumo da ANOVA para 1 fator entre as profundidades dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Tabela 7: Resumo da ANOVA para 1 fator entre as classes dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Tabela 8: Resultados das análises isotópicas dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm da topossequência.

Tabela 9: Resultados das análises isotópicas dos solos do intervalo de profundidade do horizonte A da topossequência.

Tabela 10: Resultados das análises de Suscetibilidade Magnética dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm da topossequência.

Tabela 11: Resultados das análises de Suscetibilidade Magnética dos solos do horizonte A da topossequência.

Resumo

O processo de formação de solos é fundamental para a dinâmica de matéria orgânica nos ecossistemas. As principais propriedades físico-químicas dos solos possuem relação direta com a rocha original, que impactará na textura, e, por conseguinte, na mineralogia do solo, com o regime climático, que causará o processo de intemperismo, e com o relevo, que acomoda o produto do intemperismo e define o grau de desenvolvimento do solo. A mineralogia do solo desempenha certa influência na dinâmica da matéria orgânica do solo, já que, por meio das propriedades físico-químicas dos minerais, auxilia na estabilização da matéria orgânica. Cada tipo de solo possui uma gama de minerais diferentes, e cada mineral interage de forma diferente com a matéria orgânica. A relação entre solo e paisagem é íntima, pois o solo molda a paisagem diretamente ou indiretamente, enquanto que a paisagem, por meio do relevo, é responsável por acomodar e movimentar o solo, ditando diferentes propriedades em solos de uma mesma paisagem. Desta forma, estudar o solo por meio da relação solo-paisagem significa estudar a relação entre a mineralogia e dinâmica da matéria orgânica do solo. Foi utilizado como modelo de estudo uma topossequência de aproximadamente 1.400 km², com solos coletados em duas profundidades diferentes em pontos de altitude entre 20-1280 metros, localizada no estado brasileiro do Rio Grande do Sul, com o objetivo de estudar a relação solo-paisagem para os solos desse estado. Para tanto, foram efetuadas análises isotópicas e susceptibilidade magnética com amostras de diversos pontos do estado, comparando esses resultados atuais com resultados já obtidos e publicados utilizando dessas mesmas amostras. Foram encontrados valores de $\delta^{15}\text{N}$ entre 3,2 e 7,3‰ e 6,3 e 9,2‰, nas vegetações de estepe e floresta no intervalo de 0-5cm, respectivamente, e entre 5,5 e 9,3‰ e 6,8 e 9,4‰, nas vegetações de estepe e floresta no intervalo de referente ao horizonte A, respectivamente. Os valores de da razão C/N estiveram entre 11,7 e 13,8 e 9,1 e 13,5 nas vegetações de estepe e floresta no intervalo de 0-5cm, respectivamente, e entre 10,1 e 14,1 e 8,6 e 12,8 nas vegetações de estepe e floresta no intervalo do horizonte A, respectivamente, indicando que há uma mineralização da matéria orgânica. A suscetibilidade magnética foi bem variável, mas com os maiores valores estando presentes nos solos com uma maior quantidade de óxidos ferrosos no solo. O $\delta^{15}\text{N}$ também foi mais alto nos pontos em que haviam mais óxidos ferrosos no solo, indicando que esses óxidos impactam na estabilização da matéria orgânica do solo. Por fim, foi observado uma relação positiva entre a suscetibilidade magnética e a análise isotópica, com os pontos de alta sendo os mesmos tanto no $\delta^{15}\text{N}$ quando no magnetismo em baixa frequência, um indicativo que esta relação pode ser usada como um proxy da dinâmica da matéria orgânica desses solos.

Palavras Chave: Relação Solo-Paisagem, Mineralogia do solo, Matéria orgânica do solo, Isótopos estáveis, susceptibilidade magnética.

Abstract

The process of soil formation is fundamental to the dynamics of organic matter in ecosystems. The main physicochemical properties of soils are directly related to the parent rock, which influences the texture and thus the mineralogy of the soil, to the climate, which causes the weathering process, and to the relief, which absorbs the weathering product and determines the degree of soil development. The mineralogy of the soil has some influence on the dynamics of the organic matter in the soil, as it contributes to the stabilization of the organic matter through the physicochemical properties of the minerals. Each soil type has a number of different minerals, and each mineral interacts differently with the organic matter. The relationship between soil and landscape is close because soil shapes the landscape directly or indirectly, while the landscape is responsible for the absorption and movement of soil through relief and prescribes different properties to soils in the same landscape. Thus, studying soil through the relationship between soil and landscape means studying the relationship between soil mineralogy and organic matter dynamics. A topossequence of about 1400 km² with soils collected at two different depths at elevations ranging from 20 to 1280 meters was used as a study model in the Brazilian state of Rio Grande do Sul to investigate the relationship between soil and landscape for the soils of this state. For this purpose, isotopic analyzes and magnetic susceptibility were performed with samples from different points of the state and the current results were compared with previously obtained and published results with the same samples. The $\delta^{15}\text{N}$ values were between 3.2 and 7.3‰ and 6.3 and 9.2‰ in the steppe vegetation and forest at 0-5cm, respectively, and between 5.5 and 9.3‰ and 6.8 and 9.4‰ in the steppe vegetation and forest at the A horizon, respectively. The C/N ratio values were between 11.7 and 13.8 and 9.1 and 13.5 in the steppe and forest vegetations at the 0-5cm interval, respectively, and between 10.1 and 14.1 and 8.6 and 12.8 in the steppe and forest vegetations at the A horizon interval, respectively, indicating that there is mineralization of organic material and a high amount of available N in the soil. Magnetic susceptibility was quite variable, with the highest values found in the soils with a higher percentage of iron oxides in the soil. The $\delta^{15}\text{N}$ value was also higher in the places where there were more iron oxides in the soil, suggesting that these oxides affect the stabilization of organic matter in the soil. Finally, a positive relationship was observed between magnetic susceptibility and isotopic analysis, with high points being the same for both $\delta^{15}\text{N}$ and low frequency magnetism, suggesting that magnetic susceptibility can be used as a proxy for the organic matter dynamics of these soils.

KeyWords: Soil-Landscape Relationship, Soil Mineralogy, Soil Organic Matter, Stable Isotopes, Magnetic susceptibility.

1. Introdução

O processo de formação de solos é fundamental para a dinâmica de matéria orgânica (MO) nos ecossistemas. As principais propriedades físico-químicas dos solos possuem relação direta com a rocha original, que impactará na textura, e, por conseguinte, nos minerais do solo (Brady & Weil 2013; Nehzad 2019), com o regime climático, que causará o processo de intemperismo (Baldock et al. 1997; Craine et al. 2015a), e com o relevo, que acomoda o produto do intemperismo e define o grau de desenvolvimento do solo (Temme et al. 2016). O solo resultante desse processo acomodará os organismos do ecossistema, assim, também mantendo os principais processos ecossistêmicos, o que inclui a dinâmica de matéria orgânica nos solos.

O clima e a mineralogia do solo também são fundamentais para definir a dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS). Climas frios e úmidos propiciam o acúmulo de MO no solo, enquanto que climas quentes e secos, como regiões subtropicais, favorecem uma mineralização da MOS (Baldock et al. 1997; Craine et al. 2015a), além de que ambientes quentes e secos tendem a perder mais nitrogênio por meio de trocas gasosas com a atmosfera do que ambientes frios e úmidos (Martinelli et al. 1999; Amundson et al. 2003). Em contrapartida, a mineralogia do solo impacta na dinâmica da matéria orgânica do solo, por meio das propriedades físico-químicas dos minerais. Cada tipo de solo possui uma gama de minerais diferentes, e cada mineral interage de forma diferente com a MOS (Singh et al. 2017). Exemplos disso são os processos de adsorção de MO pelos minerais em solos argilosos (Singh et al. 2017). Esses podem adsorver uma variedade de compostos orgânicos via diferentes mecanismos, sendo os quatro principais: troca de ligantes, que é um mecanismo de reações inorgânicas de quebra de ligações antigas e estabelecimento de novas ligações; ponte de cátions polivalentes, que se baseia na ligação das superfícies minerais de carga negativa aos ânions orgânicos; atração eletrostática entre dois compostos carregados com cargas opostas; e interações hidrofóbicas, incluindo forças de ligação de Hidrogênio e Van der Waals (Oades 1989; Cornejo & Hermosín 1996; Vermeer et al. 1998; Vermeer & Koopal 1998).

Dentre os minerais no solo, os que mais contribuem com a estabilização da MOS são os filossilicatos (aluminossilicatos, comumente conhecidos como argilominerais), óxidos metálicos, hidróxidos e oxi-hidróxidos, como a hematita, goethita e gibbsita, e aluminossilicatos de curto alcance, como o alofano e a imogolita (Singh et al. 2017). As interações superficiais de moléculas orgânicas com esses minerais são ditadas por fatores como

tamanho, forma e topografia da superfície; o tipo de solo, polaridade, quantidade e características de sua carga superficial e; o grau de agregação de partículas (Singh et al. 2017).

Os óxidos metálicos também influenciam significativamente as propriedades do solo (Singh et al. 2017). Óxidos de Al e Fe e a caulinita são excelentes sorventes para substâncias húmicas, matéria orgânica natural e matéria orgânica dissolvida no solo (Dick et al. 2000; Kaiser & Zech 2000). Neufeldt et al. (2002) apontam que a variação do teor da MOS em Latossolos da região do Cerrado (Brasil) está correlacionado com o teor de argila do solo, tendo como explicação a quantidade de sítios de adsorção superficial nos minerais da argila. Como um exemplo, Dick et al. (2005) analisaram Latossolos de várias regiões do Brasil e determinaram a composição da MO desses solos, encontrando uma proporção considerável de estruturas O-alquil (26-40%) tanto na matéria orgânica do horizonte A quanto em horizontes mais profundos, além de que em horizontes mais profundos havia aproximadamente 60% da matéria orgânica armazenada nos perfis estudados. Dessa forma, horizontes mais profundos são importantes armazéns de MO nos solos, visto que as interações com óxidos de ferro ao longo do tempo tendem a estabilizar a MO pouco decomposta.

A relação entre solo e paisagem é íntima, pois o solo molda a paisagem diretamente ou indiretamente (Minasny et al. 2015; Temme et al. 2016). Desta forma, estudar o solo por meio da relação solo-paisagem significa estudar a relação entre a mineralogia e dinâmica da MOS. Ao observar a organização pedológica em um corte topográfico relacionando-a com os fatores de formação do solo, o solo pode ser investigado considerando seus registros genéticos por meio da sua mineralogia. Dentro deste contexto, foi utilizado como modelo de estudo uma topossequência com altitudes variando entre 20-1280 metros, localizada no estado brasileiro do Rio Grande do Sul, com o objetivo de estudar a relação solo-paisagem através da relação entre a mineralogia e a dinâmica da matéria orgânica do solo ao longo dessa topossequência, utilizando da razão isotópica de carbono e nitrogênio, carbono orgânico do solo e a susceptibilidade magnética.

2. Objetivo e Hipóteses

2.1. Objetivo Geral

Investigar a relação solo-paisagem no estado do Rio Grande do Sul por meio da interação entre a mineralogia do solo e a dinâmica da matéria orgânica ao longo de uma topossequência, utilizando das proporções isotópicas de carbono e nitrogênio, concentrações de carbono e nitrogênio do solo, razão C/N e suscetibilidade magnética como valores de referência.

2.2. Hipóteses

- Maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$ são encontrados nos perfis de solo na parte superior da topossequência como consequência dos maiores teores de argila e os óxidos ferrosos presentes nesses perfis em comparação aos perfis encontrados nas partes mais baixas da topossequência do horizonte A.
- A suscetibilidade magnética é alta, mas varia menos onde tem mais óxidos de ferro, e consequentemente onde há valores mais altos de $\delta^{15}\text{N}$.
- Os valores de suscetibilidade magnética e das razões isotópicas são referenciais representativos da relação solo-paisagem nos solos dessa topossequência, podendo ser usadas como um “proxy”.

3. Referencial Teórico

3.1. Pedogênese

A pedogênese - processo de formação de solos - ocorre por meio de ações de agentes físicos, químicos e biológicos sobre uma rocha matriz ao longo de um determinado tempo, causando uma desintegração física ou mecânica do material e posterior deposição das partículas desintegradas em cima dessa mesma matriz (Brady & Weil 2013; Costa et al. 2015; Santos 2018). Em um recorte lateral partindo da superfície, é possível observar parcelas aproximadamente paralelas, situadas em horizontes que se distinguem do material de origem, como resultado de adições, perdas, translocações e transformações de energia e matéria ao longo do tempo (Santos 2018).

Esses processos ocorrem por meio de interações dinâmicas entre vários fatores, como a movimentação do soluto, mudanças na umidade, regime climático da região e o material original (Bockheim et al. 2014; Temme et al. 2016). Então, os principais agentes pedogênicos que mediam esses processos são o clima, a composição da rocha matriz, relevo, vegetação e demais organismos vivos presentes no ecossistema (Baldock et al. 1997). Esses agentes ditam a composição e as propriedades do solo e, por conseguinte, a sua relação com a paisagem que será formada sobre ele, o que traz grande impacto no comportamento da MO no ecossistema, já que essa é dependente das propriedades do solo e do relevo para se estabilizar e ficar retida no solo (Biswas et al. 2008; Hilton et al. 2013; Minasny et al. 2015; Modenesi-Gauttieri et al. 2011; Temme et al. 2016; Weintraub et al. 2015).

Dentre os agentes pedogênicos, o clima desempenha grande influência na formação e na evolução dos solos (Baldock et al. 1997; Bockheim et al. 2014), pois, por meio das taxas de precipitação e temperatura médias do ar influencia o grau de humificação nos solos, assim, podendo determinar a classe de solo que será formada, bem como o tipo, a quantidade de vegetação, e microbiota que estabelecerão nesse solo (Baldock et al. 1997). Como consequência da interação entre a vegetação e a microbiota, o teor de MOS também é influenciado pelo clima (Baldock et al. 1997). O material original também é um fator muito importante para a pedogênese, por determinar a composição e estrutura do solo (Costa et al. 2015). O tipo de solo que será formado e todas as variáveis que o define, como cor, textura, porosidade e partículas minerais serão resultantes da composição original da rocha matriz e todos os processos que essa sofreu ao longo do tempo (Bockheim et al. 2014).

No Brasil, tais agentes pedogênicos colaboraram para a formação de uma ampla variedade de solos (Camargo 1981; Santos et al. 2011). No total são treze classes de solos, sendo identificados por características como coloração, segundo a tabela de cores de Munsell, o teor de matéria orgânica, composição química e composição mineral em cada horizonte (Santos 2018). Além disso, cada tipo possui uma ampla variedade de subclasses, subordens e subgrupos, chegando até mesmo em quatro graus categóricos de classificação (Camargo 1981; Santos et al. 2011; Santos 2018).

Uma das classes mais recorrentes ao longo de todo o território brasileiro e com uma ampla variedade de subclasses são os Latossolos, também conhecidos como Ferralsols e Oxisols por sistemas de classificação internacionais (Amaral et al. 1999; Santos 2018). Essa classe foi criada por taxonomistas do solo para agrupar os solos comumente encontrados em baixas latitudes (Van Wambeke 1974), e são solos típicos das regiões equatoriais e tropicais, ocorrendo também em zonas subtropicais (Van Wambeke 1974; Santos 2018). Esses solos geralmente são bem drenados, e normalmente estão presentes em extensas áreas de terrenos planos, embora também possam ocorrer em relevos mais acidentados ou até mesmo em relevos montanhosos (Van Wambeke 1974; Santos 2018). São considerados como sendo altamente intemperizados e como resultado de muitas transformações, e associados a antigas superfícies erodidas, sendo originados a partir das mais diversas espécies de rochas - em maioria não intemperizáveis - e sedimentos sob condições de clima e em diversos tipos de vegetação (Van Wambeke 1974; Santos 2018). São solos profundos, com sequência de horizontes (A, B e C) bem delimitada, mas com pouca diferenciação entre os sub horizontes (Santos 2018).

São majoritariamente argilosos, com cores variando entre tons amarelos, brunocinzenta e vermelhos, variando entre os matizes 2,5YR a 10YR da tabela de Munsell (Santos 2018). Além disso, são em geral pobres em nutrientes e ácidos, com baixa saturação por bases, distróficos ou alumínicos, e são solos tipicamente minerais, sendo a maioria da sua composição mineral caulinita e óxidos de ferro como hematita e goethita, e em alguns casos também é encontrado gibbsita, um óxido de alumínio (Santos 2018).

A definição da coloração do solo é dependente da natureza, forma e quantidade dos constituintes minerais, principalmente dos óxidos e hidróxidos de ferro, já que esses atribuem uma cor forte ao solo - mesmo que presentes em pequenas quantidades (Santos 2018; Singh et al. 2017) - e também de propriedades hídricas do solo, pois ambientes úmidos podem desestabilizar e reduzir minerais de ferro, favorecendo a ocorrência de colorações mais amarelas ao solo (Kampf & Dick 1984; Santos 2018; Singh et al. 2018). Em solos mais ferrosos,

os óxidos de ferro mais presentes são a goethita (α -FeOOH), que confere cor amarela/marrom e marrom avermelhada escura aos solos, e hematita (α -Fe₂O₃) e maghemita (γ -Fe₂O₃), que dão uma cor rosa a vermelha brilhante (Singh et al. 2018).

3.2. Relevo e Relação Solo-Paisagem

A paisagem é um mosaico heterogêneo formado por unidades interativas de ecossistemas, sendo esta heterogeneidade existente para pelo menos um fator, segundo um observador em uma determinada escala de observação (Metzger 2001). A paisagem, em ordem hierárquica, é composta pelo clima, a geologia, o relevo, o solo e organismos locais, incluindo a fauna, a vegetação e a microbiota, que são fatores inter-relacionados e importantes para a evolução da paisagem ao longo do tempo (Martins et al. 2004). Esses elementos são chamados fatores de estado, e determinam estrutura e funcionamento dos ecossistemas a nível global, regional e local, seguindo a hierarquia dos elementos (Chapin et al. 2011).

O estudo da ecologia de paisagem possui duas correntes de pensamento (Metzger 2001), sendo a escola europeia - a mais antiga - responsável por uma visão mais cartográfica e antrópica, tendo o homem como observador do ambiente e os processos de evolução da paisagem serem com base nas suas necessidades e anseios (Tricart 1979), enquanto que a escola americana – a mais recente – considera qualquer conjunto de habitats como possível mosaico interativo, e busca compreender as inter-relações que ocorrem entre os constituintes dos ecossistemas, de forma que o observador pode ser qualquer objeto de estudo dentro desse mosaico (Forman & Godron 1986). Essa visão sobre a paisagem permite a compreensão dos processos naturais e antrópicos sobre a estrutura, função e mudanças de um ambiente, auxiliando na gestão dos recursos e proporcionando um entendimento integrado dos fenômenos naturais (Martins et al. 2004; Forman & Godron 1986).

Da mesma maneira que a paisagem, os solos também são formados a partir da ação do material de origem, clima e relevo, além de receber influência dos organismos, ao longo de determinado tempo (Brady & Weil 2013). Os solos são compartimentos onde ocorrem processos fundamentais importantes para o desenvolvimento dos ecossistemas, ocorrendo processos como os da ciclagem de nutrientes (Ricklefs 2011), sendo então essencial que esse compartimento seja levado em consideração quando se estuda os demais aspectos da paisagem. Utilizando um desses agentes como exemplo, o relevo é um mediador dos processos de gênese,

regulador do estado presente e ditador das evoluções futuras tanto do solo quanto da paisagem que se desenvolverá sobre esse solo (Temme et al. 2016), o que o coloca na posição de ser um dos principais agentes pedogênicos. Como o relevo é moldado por meio de processos físicos como erosão, sedimentação, soerguimento e vulcanismo (Ramalho et al. 2013), isso faz com que ele seja o principal fator de movimentação do soluto, incluindo sedimentos, o que dita o rumo no que se refere a formação dos solos e das paisagens (Temme et al. 2016), bem como na ocupação desses solos pelos organismos (Brady & Weil 2013).

Os primeiros estudos da relação solo-paisagem surgiram levando em consideração a arquitetura do relevo como importantes fatores de desenvolvimento de solos. O modelo clássico de relação solo-paisagem proposto por Ruhe (1956) e Daniels (1971) consideram as superfícies como geomórficas, de forma que cada grau de inclinação do relevo permitirá um certo estágio de desenvolvimento dos solos, por influenciarem nos processos de erosão e deposição dos solos. Segundo esse modelo, superfícies mais planas possuem solos mais antigos e mais desenvolvidos, por conta da estabilidade do relevo, enquanto que superfícies mais inclinadas possuem solos mais recentes e menos desenvolvidos, por conta da menor estabilidade da superfície (Ruhe 1956; Daniels 1971).

O desenvolvimento vertical do perfil do solo e a distribuição espacial deste é controlado por fluxos de água, produtos químicos, energia e sedimentos, e, esses fluxos são controlados tanto por atributos da forma do solo, como elevação, inclinação e aspecto, quanto por heterogeneidades subsuperficiais, sendo um exemplo as camadas impermeáveis do solo (Abbate et al. 2006; Temme et al. 2016). O modelo de relação solo-paisagem proposto por Troeh (1965) traz o conceito das pedoformas, que se baseia na curvatura do terreno. Nesse modelo, a curvatura somada da inclinação do relevo são as responsáveis diretas pela movimentação e distribuição dos fluxos de água na paisagem. Dessa forma, é evidente a importância da arquitetura do relevo para o desenvolvimento dos solos e bem como de toda a estrutura paisagística.

Os conceitos das superfícies geomórficas e das pedoformas podem então ser aplicados no mapeamento de solos, auxiliando no mapeamento das fronteiras precisas entre os diferentes tipos de solo de cada localidade, visto que os atributos do solo estão diretamente relacionados tanto com relevo quanto com a localização na paisagem (Campos et al. 2012). Como a topografia influencia na formação dos solos por meio da movimentação de sedimentos e fluxos

de água (Abbate et al. 2006; Temme et al. 2016), compreende-se que a topografia também contribui na variação dos ciclos de nutrientes na paisagem (Weintraub et al. 2015), já que o fluxo de carbono e nitrogênio no solo estão relacionados com a vulnerabilidade à erosão e perda de água (Lal 2014). Gregorich et al. (1998) observaram que os estoques do carbono são maiores em áreas de deposição do que em áreas com susceptibilidade à erosão, enquanto que Vitousek et al. (2003) observaram diferenças na ciclagem de nitrogênio em diferentes localizações na paisagem. Além disso, o relevo condiciona o tipo de solo (Brady & Weil 2013), que possuem comportamentos específicos na ciclagem de MO, incluindo o carbono (Lal 2014) e o nitrogênio (Frazão et al. 2010).

3.3. Mineralogia do solo e uso de susceptibilidade magnética em estudos ecológicos

A mineralogia do solo está intimamente ligada ao processo pedogenético, visto que a condição de formação das rochas do solo e os processos de intemperismo químico provenientes do clima local e da biota definirão que tipos de minerais poderão ser formados. O material parental dita a formação da textura do solo, podendo esse ser mais argiloso, mais siltoso ou mais arenoso, com cada tipo de textura de solo favorecendo a formação de minerais primários próprios (Brady & Weil 2013). Sendo o clima o principal agente de intemperismo químico nos solos, a formação de minerais secundários está intimamente relacionada com o regime climático (Becker 2008), bem como fatores como a lixiviação e infiltração de água nos solos (Brady & Weil 2013).

Ao longo da superfície terrestre existem basicamente dois padrões edafoclimáticos: áreas com ou sem alteração química nos solos. As áreas sem alteração química possuem pouco ou não possuem precipitação atuando no intemperismo dos solos, se valendo de outras formas de intemperismo físico para a formação dos solos, enquanto que as áreas com alteração química possuem influência direta de precipitação na formação dos solos (Becker 2008; Skinner & Porter 1995). Porém, a maior parte dos solos da superfície continental do planeta possui alteração química, podendo essa alteração ocorrer por quatro processos, de acordo com o regime climático: a acidólise, a alitização, a monossilização e a bissilização (Skinner & Porter 1995).

A acidólise é mais ocorrente em regiões de clima frio, onde a decomposição da matéria orgânica é incompleta, levando à formação de ácidos orgânicos e turfas. Os solos resultantes desse processo são Argissolos, que são ricos em quartzo e em matéria orgânica (Skinner & Porter, 1995). A alitização ou ferralitização é comum em áreas tropicais com proximidade ao Equador, que possuem precipitação pluvial elevada e vegetação densa (Skinner & Porter, 1995), além de dessilicação e lixiviação intensas (Becker 2008). Nesse processo acontece intemperismo químico por meio de hidrólise total e formação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, principalmente os argilominerais como a Gibbsita, Hematita e Goethita (Loughnan, 1969). A monossilização ocorre em áreas do domínio tropical típico, de latitudes médias dos hemisférios Sul e Norte (Skinner & Porter, 1995). Nesse processo ocorre a hidrólise parcial, originando argilominerais do tipo caulinita 1:1. Nessas condições, a tendência é que se desenvolvam perfis de solos profundos como os Latossolos, Nitossolos e os Chernossolos (Loughnan 1969; Bigarella 1994). E, na bissialitização, comum nas zonas temperadas e áridas, ambientes com drenagem lenta, impedida e frequente em regiões semiáridas (Skinner & Porter, 1995) pode ocorrer a hidrólise parcial, onde são formados argilominerais do tipo esmectita.

Esses minerais poderão ser formados pela interação da sílica com uma ou duas partículas de ferro ou com o alumínio, formando filossilicatos ou óxidos (Brady & Weil 2013), de forma que cada mineral do solo vai possuir um comportamento diferente, com base no metal em que está ligado e nos grupos ligantes disponíveis para a interação com o solo.

Em contrapartida, a Suscetibilidade magnética (SM) está relacionada a propriedades magnéticas do solo, seja pela presença de minerais oriundos do seu processo de formação (Torrent et al. 2010; Camargo et al. 2014; Chiellini et al. 2019), ou por outros fatores, como pela ação de grupos de bactérias magnetotáticas e bactérias produtoras de sideróforos (Chiellini et al. 2019) e queima de biomassa do solo, induzindo a formação de Maghemita (Le Borgne 1955; Löhr et al. 2017). O comportamento magnético se dá pelo alinhamento do movimento de rotação dos elétrons (Spins) dos átomos com um campo magnético externo (Ramos 2015), de forma que cada espécie atômica tende a ter um comportamento diferente com esse campo magnético externo.

No total existem cinco comportamentos magnéticos: ferromagnetismo, ferrimagnetismo, antiferrimagnetismo, paramagnetismo e diamagnetismo (Dearing 1999; Dias 2015). Os materiais ferromagnéticos e ferrimagnéticos são os que possuem maior capacidade

magnética, enquanto que os materiais antiferrimagnéticos são os que possuem a capacidade nula de magnetismo. Materiais diamagnéticos possuem um fraco campo magnético, por não possuírem ferro na sua composição, visto que o ferro é o material com maior capacidade de magnetismo (Ramos 2015).

Dessa forma, a SM permite a obtenção de informações de não apenas de atributos físicos dos solos, mas também de atributos químicos, por se referir ao grau de magnetização de um material na presença de um campo magnético externo (Alpha Geofísica 2020). Assim, pode ser utilizada como uma medida indireta de mineralogia do solo, por indicar a presença de minerais ferromagnéticos no solo (Dearing et al. 1996a), ou para medir indiretamente o teor de MO nos solos (Dearing et al. 1996a; Grimley et al. 2004; Yang et al. 2016), visto que a MO possui forte influência na SM de solos, principalmente pela sua interação com os minerais do solo e possíveis alterações que causam neles (Peluco et al. 2013). Em solos ferrosos, a MO é responsável por proporcionar condições favoráveis para a redução do ferro, dificultando a transformação de magnetita em hematita, que tem menor expressão magnética nos solos (Santana et al. 2001), e, entre outros fatores, a MO favorece a transformação do ferro pedogenético e causa a neoformação de minerais com característica magnética (Hanesch et al. 2006).

Por fim, a SM se destaca no estudo de solos por causa da otimização de custos financeiros e de tempo, sobretudo quando existe uma grande quantidade de amostras para serem processadas (Matias 2010), além de permitir a compreensão de processos de formação e evolução do solo como um todo, visto que também fornece informações a respeito do material parental e influências climáticas ou hídricas naquele solo. Por ser rápida, barata, eficiente e não poluente, essa metodologia também possui uma alta versatilidade, podendo ser aplicada em estudos de campo e laboratoriais, principalmente pela diversidade de equipamentos de medição e sensores disponíveis (Lecoanet et al. 1999), podendo ser aplicados em uma grande variedade de estudos.

3.4. Isótopos estáveis como traçadores naturais de processos ecossistêmicos

Os isótopos são espécies atômicas de um mesmo elemento químico, mas com um número distinto de nêutrons na composição de seus núcleos levemente mais pesadas do que espécies atômicas convencionais. Essas espécies atômicas ocorrem de forma natural, mas com uma baixa abundância quando comparadas com espécies atômicas convencionais (Ghindini et al. 2006). Diferentemente dos isótopos radioativos, que também são espécies atômicas com uma diferença na quantidade de nêutrons em seu núcleo, os isótopos estáveis tendem a permanecer com a sua massa nuclear íntegra permanentemente, enquanto que os isótopos radioativos, devido a sua natureza instável, tendem a ir perdendo massa nuclear ao longo do tempo, em um processo conhecido como decaimento radioativo, assim, se transformando em elementos mais estáveis ao longo do tempo (Caxito & Silva 2015).

Os isótopos resultantes do decaimento reativo de outros elementos são conhecidos como isótopos radiogênicos, e como o processo de decaimento radioativo acontece a taxas constantes, os isótopos radiogênicos têm ampla aplicação, sendo utilizados por exemplo como uma forma de estimar a idade de algum material, por meio de decaimento radioativo (Caixito & Silva 2015). Por conta de sua natureza inalterável, os isótopos estáveis também podem ser utilizados como traçadores naturais de origem e processos nos mais variados setores, e vêm ganhando força nos últimos anos, com aplicações em campos tão distintos como a ecologia, ciência forense, agronomia, geologia e arqueologia. (Kelly et al. 2005; Ghidini et al. 2006; Gonzalez et al. 2009; Silva et al. 2014; Caxito & Silva 2015)

Para a utilização dos isótopos estáveis em qualquer aplicação, utiliza-se da razão entre este isótopo e outro isótopo estável do mesmo elemento. Este último é, de praxe, o isótopo leve e mais abundante do elemento em questão, sendo as análises reportadas na forma da razão isótopo pesado / isótopo leve. A principal vantagem dessa abordagem é o erro analítico significativamente menor, já que medidas relativas têm menos fontes de erro do que medidas absolutas (Werner & Brand 2001). As razões isotópicas são normalmente representadas através da notação δ , em valores de ‰ (per mil) (Caxito & Silva 2015). A obtenção do δ de cada elemento analisado leva em consideração um material de referência do laboratório, que por sua vez é calibrado contra um padrão internacional. Cada elemento possui um valor de padrão

internacional diferente, mas todos estão arbitrariamente fixados em 0‰ (Werner & Brand 2001).

A diferença observada na proporção de isótopos pesados e leves de uma amostra ocorre por meio de um processo chamado fracionamento isotópico, que causa mudanças nas abundâncias relativas dos isótopos (Caxito & Silva 2015). Segundo Galimov (1985), o fracionamento isotópico pode ocorrer por meio de dois mecanismos principais, que são o efeito isotópico cinético e o efeito isotópico termodinâmico (Galimov 1985). O efeito cinético ocorre em decorrência a diferenças nas taxas de reação dos isótopos, já que isotopos mais leves são mais reativos e formam ligações mais fracas do que os isótopos pesados, possibilitando que ocorra uma diferença de concentração de cada isótopo entre o reagente e o produto da reação (Galimov 1985; Coplen et al. 2002). Já o efeito isotópico termodinâmico se baseia na mudança na energia livre do sistema quando um átomo em um composto é substituído pelo seu isótopo (Galimov 1985). Compostos que possuem isótopos mais pesados em sua composição apresentam uma menor reserva de energia livre quando comparados a compostos constituídos por isótopos mais leves (Caixito & Silva 2015). Como consequência, este efeito está relacionado com as diferenças nas propriedades físico-químicas das amostras analisadas (Caixito & Silva 2015).

Esses mecanismos ocorrem em diversos compartimentos diferentes, como nos oceanos, nos solos, na atmosfera e na biosfera, o que inclui os tecidos animais (Caixito & Silva 2015). Os processos que resultam no fracionamento isotópico são a evaporação, condensação, decomposição, fotossíntese, e, no caso dos tecidos animais, são obtidos por meio da dieta e processado no metabolismo, onde os isótopos mais leves são catabolizados enquanto que os isótopos pesados, que são incorporados na biomassa dos animais (Nakamura et al. 1982; Schoeninger et al. 1983; Metges et al. 1990; Kornexl et al. 1997). Para estudos ecológicos, comumente são utilizados os isótopos de C, H, O, e N, que estão relacionados a processos fundamentais o funcionamento de ecossistemas.

Os isótopos de O e H ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$) são utilizados em estudos que envolvem processos climáticos, desde estudos de evapotranspiração nas plantas até para o rastreio da origem de alimentos. A principal forma de fracionamento desses isótopos é a evaporação e a condensação da água (Simpkins et al. 1999; Caxito & Silva 2015). Assim, como as taxas de evaporação e condensação são regidas por fatores geográficos, como a altitude, latitude e distância do mar

(Moser & Rauert 1980), e pelas condições climáticas, tais como temperatura, umidade e pluviosidade (Simpkins et al. 1999), é possível compreender as origens de alimentos e bem como de processos ecossistêmicos levando em consideração esses atributos.

Utilizando da razão isotópica de C, é possível avaliar as influências da vegetação natural, além de fornecer informações indiretas sobre a produtividade primária de uma determinada área (Osher et al. 2003). O principal processo responsável pelo seu fracionamento é o ciclo fotossintético específico utilizado pela planta para a fixação do carbono, embora outros fatores metabólicos e ambientais também possuem influência na assinatura isotópica da planta (Caixito & Silva 2015). Assim, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ das plantas C3, que assimilam preferencialmente o ^{12}C , varia entre -22 e -34 por milhar, enquanto que, nas plantas C4, o $\delta^{13}\text{C}$ varia entre -9 a -16 por milhar (Vogel 1993; Boutton 1991, 1996).

Esses valores isotópicos permitem identificar a origem dos alimentos da dieta dos animais, já que a assinatura isotópica da fonte dos alimentos é refletida nos tecidos específicos dos animais após certo tempo de metabolismo (DeNiro & Epstein 1978; Gannes et al. 1998), e por sua vez essa assinatura é transmitida aos produtos de origem animal (Caixito & Silva 2015). Assim, os isótopos de carbono também podem ser utilizados para a caracterização geográfica de produtos animais, visto que a dieta reflete fatores climáticos e geográficos.

A razão isotópica de N está relacionada com a fixação desse elemento em plantas, e a assinatura isotópica desse elemento no solo é um importante traçador dos processos da ciclagem desse nutriente (Amundson et al. 2003, Martinelli et al. 1999). Como a maioria das espécies vegetais fixam o nitrogênio a partir da assimilação de compostos nitrogenados do solo, a assinatura isotópica original do solo é o principal fator controlador da composição isotópica do N nas plantas (Caixito & Silva 2015). Dessa forma, os processos responsáveis pelo fracionamento desse elemento são os processos de ciclagem de MOS, sendo o principal a decomposição, visto que essa é a maior fonte de compostos nitrogenados no solo (Ricklefs 2011).

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ podem ser utilizados como traçadores dos processos de decomposição, que são influenciados por fatores geográficos e climáticos, influenciando no valor do $\delta^{15}\text{N}$ do solo (Caixito & Silva 2015). Como um exemplo, ecossistemas com um alto valor de $\delta^{15}\text{N}$ tendem a perder mais átomos de ^{14}N para a atmosfera, devido a uma maior facilidade em perder os isótopos mais leves e reter os mais pesados (Fry 2006; Houlton et al.

2006), enquanto que ecossistemas com baixo valor de $\delta^{15}\text{N}$ possuem menor perdas de átomos para a absorção e maior taxa de absorção de ^{14}N do solo pelas micorrizas, que repassam esse nutriente para as plantas que estão associadas (Craine et al. 2009).

Por fim, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ também são traçadores da origem dos alimentos da dieta animal e das mudanças no uso da terra. A introdução de plantas que possuem associação com microrganismos fixadores de nitrogênio atmosférico na dieta animal tende a reduzir o valor de $\delta^{15}\text{N}$ nos tecidos e produtos animais (Ducatti et al. 2011; Caixito & Silva 2015). E, a utilização de grandes quantidades de fertilizantes orgânicos nas práticas agroeconômicas tendem a aumentar significativamente o valor de $\delta^{15}\text{N}$ nos solos (Shibuya et al. 2006).

3.5. Aspectos edafoclimáticos e uso do solo no Rio Grande do Sul

O estado do Rio Grande do Sul possui um regime de chuvas frequentes e bem distribuídas e uma amplitude térmica anual propícia para o intemperismo químico e a formação de solos com maior proporção de minerais secundários (Becker 2008). Por conta do regime pluviométrico, há uma ocorrência de intemperismo químico forte na metade norte do estado, enquanto que na metade sul, em decorrência de chover menos que na metade norte, há a ocorrência de intemperismo moderado (Becker 2008). Em relação ao relevo, o Rio Grande do Sul possui bastante similaridade com o resto do Brasil, por possuir um substrato rochoso muito antigo, que não sofre alterações expressivas por meio de tectonismo de placas há milhões de anos (Becker & Márcia 2012). De acordo com a classificação geomorfológica (Ross 2005), o estado apresenta quatro compartimentos geomorfológicos: Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná, Depressão Periférica Sul-Rio-Grandense, Planalto Sul-Rio-Grandense e Planícies e tabuleiros litorâneos.

No total, ocorrem três dos quatro processos de intemperismo químico ao longo do Rio Grande do Sul. A acidólise, mesmo não sendo um processo comum na formação dos solos brasileiros, ocorre na formação dos Argissolos presentes no estado, ocorrendo, predominantemente, na Depressão Central e, de forma esparsa, em outras regiões (Becker 2008). Em contrapartida, a monossilificação é o processo com maior ocorrência ao longo do estado, formando os solos que são mais aptos para a utilização na agricultura (Becker 2008).

Por fim, os vertissolos do estado são formados pelos processos de bissialilitização, que ocorrem na Região da Campanha Gaúcha (Streck et al. 2008; Becker 2008).

Como consequência da complexidade da formação geológica e do regime climático (Streck et al. 2002), ao longo do estado há a ocorrência de treze classes de solos identificados e mapeados (Fig. 1) (Brasil 2020), distribuídos de forma bastante heterogênea e com alternância entre eles, podendo ocorrer solos rasos ou profundos em um mesmo ponto da paisagem (Streck et al. 2008).

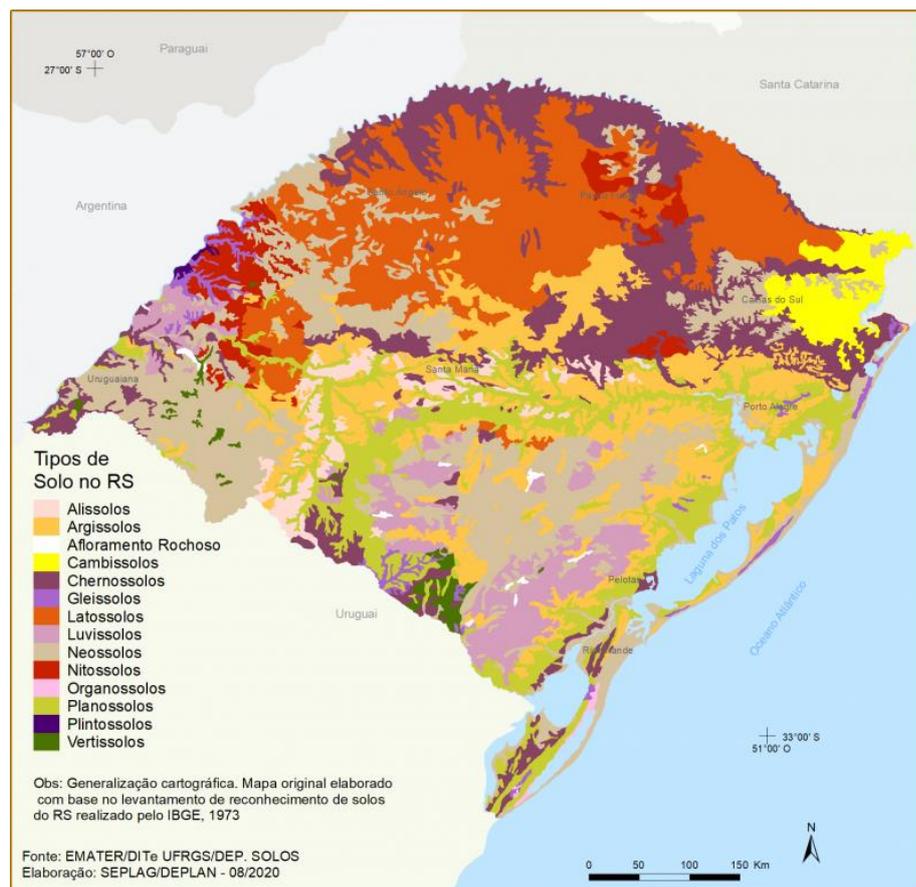


Figura 1: Mapa de Solos do Rio Grande do Sul (retirado de Brasil 2020).

A vegetação nativa do Rio Grande do Sul constitui-se em um mosaico de pastos - também conhecida regionalmente por Campos, arbustos e formações florestais variadas (Teixeira et al. 1986; Leite & Klein 1990), sendo os Campos a formação vegetal mais recorrente ao longo do estado (Pillar & Lange 2015). Uma das vegetações florestais mais recorrentes é a mata de araucárias, sendo fisionomicamente dominada por populações de *Araucaria angustifolia* (Overbeck et al. 2007). A existência de vegetação tipicamente campestre em um

regime climático propício para a ocorrência de vegetações florestais começou a ser debatida há mais de um século, por Lindman (1906), o que posteriormente ficou conhecido como o “problema das Pampas” por alguns pesquisadores de estudos futuros (Eriksen 1978; Box 1986), e que só foi resolvido após pesquisas palinológicas que classificaram o histórico climático e vegetacional do sul do Brasil (Ledru et al., 1998; Behling et al. 2004, 2005; Behling & Pillar, 2007).

Basicamente, do período do Pleistoceno até o período mais recente, ocorreram quatro períodos de transição climática na região (Overbeck et al. 2007). Em torno de 42.000 a 10.000 anos antes do presente, houve uma dominação das espécies de pastagem na região, indicando que havia um clima seco e frio nesta região durante esse período, sendo um efeito da última era glacial (Overbeck et al. 2007). A partir de 10.000 anos antes do presente, as temperaturas aumentaram, mas, em decorrência do clima permanecer mais seco, as matas de araucárias não conseguiram se expandir (Overbeck et al. 2007). Entretanto, houve uma expansão de vegetações florestais ao longo da costa litorânea do Sul, onde as condições climáticas permaneceram mais úmidas, em decorrência da expansão do bioma Mata Atlântica em direção ao sul (Overbeck et al. 2007). E por fim, a partir do começo do período Holoceno, o fogo natural se tornou frequente na vegetação, indicado pela presença de partículas de carvão em alguns desses solos (Behling et al. 2004, 2005), sendo esse então o processo natural responsável pela manutenção dessa vegetação.

Mais recentemente, com o início das atividades agro-econômicas no estado, sobretudo após a inclusão do gado após o começo do século XVIII (Porto 1954), as atividades de pastagem se tornaram um dos maiores fatores de manutenção das propriedades ecológicas e fisionômicas dos campos (Senft et al. 1987; Coughenour 1991; Pillar & Quadros 1997). A falta de pastagem pode resultar no aumento e dominância de herbáceas altas com baixo valor nutricional ou de arbustos e outras espécies não interessantes para o forrageamento, enquanto que o excesso de pastagem pode ocasionar a baixa cobertura vegetal, aumentando os riscos de erosão do solo e de perda de espécies com interesse agrônômico, já que também aumenta o risco de dominância por espécies com baixo valor nutritivo (Nabinger et al. 2000). Portanto, assim como o fogo, as pastagens são fundamentais para a manutenção dos Campos, visto que a ausência desses fatores pode propiciar uma invasão de espécies arbustivas ou arbóreas, quando esse campo está na proximidade de uma vegetação florestal (Machado 2004; Oliveira & Pillar 2004; Müller et al. 2006).

Porém, essas atividades econômicas resultaram em uma mudança no uso do solo do estado, impactando significativamente na dinâmica e na composição da vegetação original. Entre 1970 e 1996, houve um aumento na produção de milho, soja e arroz em locais que antes eram ocupados por pastagens nativas (IBGE 2004; EMBRAPA 2005). Além disso, houve um incentivo tanto por parte iniciativa privada quanto do governo para a exploração de espécies exóticas, como as dos gêneros *Pinus*, *Eucalyptus* e *Acacia*, e foi observado uma invasão dessas espécies em áreas de campos, por causas da alta eficácia de dispersão de sementes e sobrevivência dessas espécies (Bustamante & Simonetti 2005; Pillar et al. 2002).

A vegetação campestre do Rio Grande do Sul recebe pouco destaque nos esforços de conservação (Overbeck et al. 2007). Essa vegetação já desapareceu de muitos pontos no estado, e atualmente as áreas remanescentes estão sob o risco de se converterem em novas lavouras, pastagens cultivadas e plantações de árvores (Pillar & Lange 2015). Ao longo de todo o sul do Brasil, os campos ocupavam cerca de 218 mil km², mas atualmente estão reduzidas a entorno de 40% de áreas remanescentes distribuídas no Rio Grande do Sul, no bioma Pampa e em alguns mosaicos com as florestas da Mata Atlântica (Pillar & Lange 2015).

4. Material e métodos

4.1. Área de estudo e análise de solos

A área de estudo compreende uma topossequência representativa de grande parte do estado do Rio Grande do Sul (RS) (Figura 2), com amostras sendo coletadas em 13 municípios. A topossequência possui, aproximadamente 1.400 km², e os municípios amostrados foram: Eldorado do Sul, Pelotas, Aceguá, Ijuí, Santo Ângelo, Cruz Alta, Passo Fundo, Erechim, Durox, Vacaria, São José dos Ausentes, Dom Pedrito e Santana do Livramento. O município de Durox atualmente foi anexado ao município de Vacaria. Porém, em respeito ao período em que as amostras foram coletadas, as amostras dos dois municípios foram analisadas separadamente.

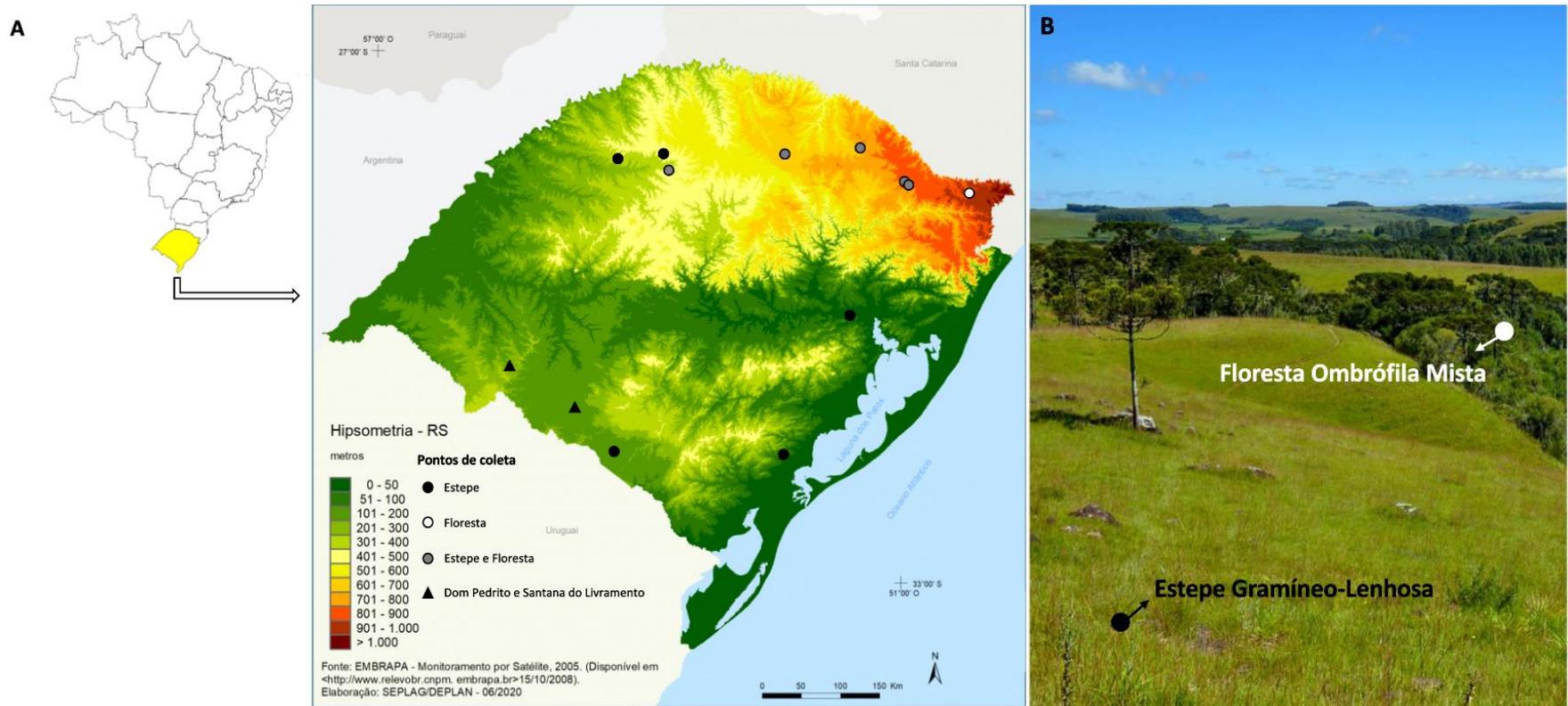


Figura 2: (A) Pontos de coleta de solos no estado do Rio Grande do Sul (Adaptado de Brasil 2020), (B) e recorte da paisagem representando as duas vegetações, estando a Estepo Gramíneo-Lenhoso indicada pelo ponto preto e a Floresta Ombrófila Mista indicada pelo ponto branco (Adaptado de Novak 2015).

As áreas amostradas na topossequência estão em uma faixa de altitude bem ampla, de 20m a 1300m, e as amostras foram coletadas em vegetações de Estepe Gramíneo-Lenhosa (EGL) e Floresta Ombrófila Mista (FOM) (IBGE 2012). Em cada área, com exceção das amostras de Dom Pedrito e Santana do Livramento, foram coletadas até duas amostras simples de perfil de solo em dois intervalos de profundidades: 0-5 cm e o intervalo referente ao Horizonte A completo desses solos, que variou de acordo com o desenvolvimento dos solos, estando a maioria na faixa de 0-25cm de profundidade. Porém, algumas áreas só tiveram uma amostra dentre um dos intervalos amostrados.

Adicionalmente foram feitas amostras de perfil simples nos municípios de Dom Pedrito e Santana do Livramento, onde foram coletadas quatro amostras simples de perfil de solo em quatro intervalos de profundidade (0-5cm, 5-10cm, 10-15cm e 15-30cm). Em Dom Pedrito, foram feitos perfis em quatro diferentes tipos de solos (Vertissolo, Luvisolo, Chernossolo e Gleissolo), sendo um total de dezesseis amostras apenas neste município, enquanto que, em Santana do Livramento, só foi feito um perfil em um único tipo de solo (Argissolo), sendo então um total de quatro amostras neste município.

No total, foram analisadas quarenta e quatro amostras. Dessas amostras, vinte amostras eram dos municípios de Dom Pedrito e Santana do Livramento, vinte e quatro eram dos demais municípios, que foram analisados na topossequência. Dentre as amostras da topossequência, quatorze foram coletadas em áreas de vegetação de Estepe, sendo cinco referentes ao intervalo de 0-5 cm e nove referentes ao intervalo do Horizonte A; e dez foram coletadas em áreas de vegetação de Floresta, sendo seis referentes ao intervalo de 0-5 cm e quatro referentes ao intervalo do Horizonte A.



Figura 3: Fluxograma metodológico das coletas dos solos.

As Médias de Precipitação e Temperatura Anuais no estado do Rio Grande do Sul são variáveis, com a precipitação se mantendo na faixa de 1100-2300 mm e a temperatura se mantendo na faixa de 08-26°C por ano (Brasil 2021) - considerando que tanto a Potencial evapotranspiração (PET) e a Temperatura Média Anual (MAT) variaram de acordo com a altitude, com a precipitação aumentando e a temperatura diminuindo com o aumento da altitude.

As amostras de solo foram secas com ar, moídas e peneiradas em uma peneira com malha de 2mm no Departamento de Solos da Faculdade de Agronomia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFGRS), e posteriormente foram submetidas a análises químicas no Laboratório de Química de Solos do Instituto de Química da UFRGS. No Laboratório de Relações Solo-Vegetação, na Universidade de Brasília, as amostras foram triadas e pesadas antes da análise isotópica e análise de suscetibilidade magnética.

Todas as amostras de solo utilizadas no presente estudo foram fornecidas pela Dra. Deborah Pinheiro Dick, Docente Permanente do departamento de Físico-Química da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Esse material fornecido foi coletado em 1999, 2000, 2006 e 2018, e parte das análises mineralógicas e da matéria orgânica já foram originalmente publicadas em Gonçalves *et al* (2003), Dick *et al* (2005), Dalmolin *et al* (2006), Wiesmeier *et al* (2009) e Potes *et al* (2010). A metodologia detalhada de tratamento e análise desse material pode ser encontrada na seção *Materials and methods* desses trabalhos. Os dados incorporados nas análises desse trabalho estão localizados nas tabelas 1, 2, 3 e 4.

Tabela 1: Condições ambientais dos pontos de coleta da Topossequência.

Município	Código da amostra	Vegetação	Profundidade (cm)	Altitude (m)	Precipitação Média Anual (mm/ano)	Temperatura Média Anual (°C)
Eldorado do Sul, RS	EGL-EI	Estepe	0-20	20	1310	18
Pelotas, RS	EGL-Pe	Estepe	0-10	25	1406	18
Aceguá, RS	EGL-Ac	Estepe	0-20	270	1264	17
Ijuí, RS	EGL-Ij	Estepe	0-20	350	1731	18
Santo Ângelo, RS	EGL-SA	Estepe	0-5; 0-23	390	1700	19,3
Cruz Alta, RS	EGL-CA;	Estepe	0-5; 0-35	440	1630	18,4
	FOM-CA	Floresta	0-5			
Passo Fundo, RS	EGL-PF;	Estepe	0-5; 0-33	720	1700	17,4
	FOM-PF	Floresta	0-5; 0-23			
Erechim, RS	EGL-Er;	Estepe	0-5	740	2153	16,7
	FOM-Er	Floresta	0-5; 0-22			
Durox (Vacaria), RS	EGL-VD;	Estepe	0-27	900	1700	15,5
	FOM-VD	Floresta	0-5; 0-27			
Vacaria, RS	EGL-Va;	Estepe	0-5; 0-30	950	1700	15,5
	FOM-Va	Floresta	0-5; 0-20			
São José dos Ausentes, RS	FOM-SJA	Floresta	0-5	1280	1900	14,5

Referências: Gonçalves *et al* (2003), Dick *et al* (2005), Dalmolin *et al* (2006), Wiesmeier *et al* (2009) e Potes *et al* (2010).

EGL = Estepe Gramíneo-Lenhosa; FOM = Floresta Ombrófila Mista

Tabela 2: Atributos do Horizonte A dos solos da topossequência.

Município	Classe de solo	Teor de Areia (g.Kg ⁻¹)	Teor de Silte (g.Kg ⁻¹)	Teor de Argila (g.Kg ⁻¹)	Mineralogia da fração da argila	Fe _d (g.Kg ⁻¹)	Fe _o (g.Kg ⁻¹)	Fe _o /Fe _d (%)	Gt/(Gt + Hm)
Eldorado do Sul, RS	Argissolo								
	Vermelho	496	291	213	Ct, Hm, Gt	8,9	-	-	-
Pelotas, RS	Planossolo								
	Háplico	590	325	85	Ct, Qz	3,2	-	-	-
Aceguá, RS	Vertissolo								
	Ebânico	51	569	380	Sm, Mi, Qz	6,1	-	-	-
Ijuí, RS	Latossolo								
	Vermelho	134	270	596	Ct, Hm, Gt	19,8	-	-	-
Santo Ângelo, RS	Latossolo								
	Vermelho	105	270	625	Kt,Hm, Gt	120,4	2,2	0,02	0,1
Cruz Alta, RS	Latossolo								
	Vermelho	733	64	203	-	12	0,8	0,07	0,7
Passo Fundo, RS	Latossolo								
	Vermelho	428	205	367	Kt, Hm, Gt	34	1,7	0,05	0,3
Erechim, RS	Latossolo								
	Vermelho	60	418	522	-	101	4,3	0,04	-
Durox (Vacaria), RS	Latossolo								
	Vermelho	122	424	454	-	108	4,9	0,05	0,6
Vacaria, RS	Latossolo								
	Bruno	46	415	524	Kt, Gt, Hm	106	3,1	0,03	1,0
São José dos Ausentes, RS	Neossolo								
	Vermelho	-	-	-	-	-	-	-	-

Referências: Gonçalves *et al* (2003), Dick *et al* (2005), Dalmolin *et al* (2006), Wiesmeier *et al* (2009) e Potes *et al* (2010).

Tabela 3: Atributos químicos do Horizonte A dos solos da topossequência.

Município	CTC (cmole kg ⁻¹)	pH	C (g kg ⁻¹)	N (g kg ⁻¹)
Eldorado do Sul, RS	-	4,9	14,5	1,5
Pelotas, RS	-	4,7	12,2	1,4
Aceguá, RS	-	5,1	33,1	3
Ijuí, RS	-	4,6	23	2
Santo Ângelo, RS	5,7	-	22,5	1,8
Cruz Alta, RS	4,7	5,1	6,5	0,5
Passo Fundo, RS	11,0	4,8	19,6	1,5
Erechim, RS	-	-	-	-
Durox (Vacaria), RS	18,0	5,2	32,6	2,4
Vacaria, RS	15,7	4,7	35,1	2,8
São José dos Ausentes, RS	-	-	-	-

Referências: Gonçalves *et al* (2003), Dick *et al* (2005), Dalmolin *et al* (2006), Wiesmeier *et al* (2009) e Potes *et al* (2010).

Tabela 4: Atributos edafoclimáticos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Município	Precipitação Média Anual (mm/ano)	Temperatura Média Anual (°C)	Altitude (m)	Classe de solo	Profundidade (cm)	Teor de Argila	Teor de Silte	Teor de Areia
						(g.Kg ⁻¹)	(g.Kg ⁻¹)	(g.Kg ⁻¹)
Dom Pedrito, RS	1223	18,5	138	Gleissolo Melânico	0-5	376	464	161
					5-10	345	517	138
					10-15	350	499	151
					15-30	403	489	108
					0-5	341	276	383
			139	Chernossolo Ebânico	5-10	356	319	325
					10-15	344	307	349
					15-30	359	249	391
			143	Luvissole Háptico	0-5	261	385	355
					5-10	306	337	357
					10-15	286	339	374
					15-30	334	266	400
					0-5	249	340	411
			147	Vertissolo Ebânico	5-10	231	308	460
					10-15	249	293	458
15-30	361	261			378			
Santana do Livramento, RS	1427	17,4	207	Argissolo Vermelho	0-5	-	-	-
					5-10	-	-	-
					10-15	-	-	-
					15-30	-	-	-

Dados não publicados

4.2. Análises da razão C/N e isótopos estáveis de Nitrogênio e Carbono

Para essa análise, todas as quarenta e quatro amostras secas foram triadas e posteriormente pesadas em uma balança analítica em subamostras de 20-29 mg e acondicionadas em cápsulas de estanho. As amostras foram pesadas em duplicata, colocadas em placas de Elisa, e posteriormente foram enviadas para análise isotópica no laboratório de Ecologia de Isótopos, no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da Universidade de São Paulo (USP), Piracicaba, SP, Brasil.

As razões isotópicas de carbono e nitrogênio foram determinadas por combustão, usando um analisador elementar (Carlo Erba, CHN-1100) acoplado a um espectrômetro de massa Thermo Finnigan Delta Plus do Laboratório de Ecologia de Isótopos do CENA. As relações isotópicas são relatadas em por mil (‰), onde $\delta^{13}\text{C}$, é relatado em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB; $^{13}\text{C}: ^{12}\text{C}$ ratio = 0,01118) e $\delta^{15}\text{N}$, é relatado em relação ao ar atmosférico (AIR; $^{15}\text{N}: ^{14}\text{N}$ ratio = 0,0036765). Padrões internos (solo tropical e folhas de cana-de-açúcar) são rotineiramente intercalados com amostras-alvo para corrigir os efeitos de massa e deriva instrumental durante e entre as corridas. Os erros analíticos de longo prazo para os padrões internos são de 0,2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$, 1% para C orgânico e 0,02% para N total.

4.3. Suscetibilidade magnética

Para compreender os efeitos da mineralogia do solo no teor de matéria orgânica do solo, foi efetuada uma medição de suscetibilidade magnética nos pontos coletados ao longo da topossequência. A SM foi estimada em vinte oito amostras da topossequência, pois as dezesseis amostras de Dom Pedrito vieram em quantidade insuficiente para serem analisadas nessa metodologia. Foram pesadas subamostras com 10g de solo seco de cada amostra, acomodadas em tubos Falcon de 50 ml, e colocadas em um aparelho MS2 Magnetic Susceptibility System da Bartington conectado a um sensor de dupla frequência MS2B, também da Bartington, no Laboratório de Solos e Vegetação do Departamento de Ecologia. Este sensor possui 36mm de diâmetro interno e suporta amostras granulares ou líquidas, em 10cm^3 ou em recipientes de 20cm^3 .

As amostras foram analisadas com o sensor configurado para medições em Baixa Frequência e Alta Frequência, e a Suscetibilidade Magnética de cada amostra foi calculada pela expressão da suscetibilidade dependente da frequência (SDF) (Dearing et al. 1996b), que é a variação de SM entre as frequências alta e baixa.

O cálculo de Suscetibilidade Dependente da Frequência se dá pela expressão:

$$SDF = (BF - AF) \times 100 / BF$$

Onde: “SDF” é a Suscetibilidade Dependente da Frequência; “BF” é a Suscetibilidade Magnética em baixa frequência; e “AF” é a Suscetibilidade Magnética em alta frequência.

4.4. Análises estatísticas

As análises estatísticas foram executadas usando o programa estatístico R (R Core Team 2015) e o programa Jamovi (The Jamovi Project 2021), utilizando das funções básicas dos programas. Os resultados de razão isotópica de carbono e nitrogênio, razão C/N e suscetibilidade magnética, bem como os dados já obtidos em estudos anteriores, passaram pelo teste de normalidade de Shapiro-Wilk. Após confirmar a normalidade dos dados, foi efetuada uma análise de variância ANOVA para um fator nos solos com os quatro diferentes intervalos de profundidade, utilizando dos valores das cinco diferentes classes de solos, para avaliar a significância das diferenças encontradas entre essas profundidades. As diferenças a 5% foram consideradas significativas.

Foi efetuada uma regressão linear para os valores de $\delta^{15}\text{N}$ e susceptibilidade magnética em Baixa frequência e SDF, correlacionando os valores de $\delta^{15}\text{N}$ com os demais dados edafoclimáticos da topossequência e os valores de SM com os dados de mineralogia desses solos, com significância de $p \leq 0,05$. Por fim, foi efetuada uma Análise de Componentes Principais (PCA) entre todo o conjunto de dados dos intervalos 0-5 cm e do Horizonte A, para

identificar o padrão de distribuição dos dados e quais variáveis estão relacionadas a topossequência nas duas vegetações coletadas. Para a PCA do intervalo de 0-5 cm, foram utilizadas as variáveis: Altitude, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N, %C e os valores de Baixa frequência (BF) e Susceptibilidade Dependente de Frequência (SDF) da Susceptibilidade Magnética. Para PCA do Horizonte A, foram utilizadas as mesmas variáveis, mas com adição das variáveis: teor de argila, teores de Ferro extraídos pelas metodologias Ditionito (Fe_d) e Oxalato (Fe_o), razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC) e Potencial de Hidrogênio (pH).

5. Resultados

5.1. Análise dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento

Nesses solos, os maiores teores de argila foram encontrados no intervalo de profundidade de 15-30cm, com exceção do Chernossolo (Tabela 4). De acordo com a Tabela 5, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ variaram pouco entre os intervalos de profundidade, mas variaram bastante entre as diferentes classes de solo, estando os maiores valores no Luvisolo, com uma variação de 11,0 a 14,5‰, e os menores valores no Argissolo, com uma variação de 5,7 a 7,7‰. A razão C/N também foi pouco variável entre os intervalos de profundidade, mas muito variável entre as diferentes classes de solo. Os maiores valores foram encontrados no Gleissolo, variando de 12,5 a 16,2, enquanto que os menores valores foram encontrados no Argissolo, variando de 8,7 a 10,3.

A ANOVA realizada com as variáveis em função da profundidade não foi significativa, indicando que não há uma diferença estatística significativa entre os intervalos de profundidade (Tabela 6), enquanto que a ANOVA realizada com as variáveis em função das classes de solo foi significativa, indicando que há diferença estatística significativa entre os solos (Tabela 7).

Tabela 5: Resultados das análises isotópicas nos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

Classe de solo	Profundidade (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	%N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	%C	C/N
Gleissolo Melânico	0-5	6,6	0,4	-18,8	4,6	12,5
	5-10	7,6	0,2	-17,6	3,0	13,1
	10-15	7,2	0,2	-17,1	2,6	13,1
	15-30	6,7	0,1	-15,1	2,2	16,2
Chernossolo Ebânico	0-5	6,8	0,2	-19,3	2,7	12,3
	5-10	7,8	0,3	-18,2	2,8	11,1
	10-15	8,3	0,2	-17,5	2,4	11,0
Luvisolo Háptico	15-30	8,1	0,2	-17,4	2,1	11,9
	0-5	14,5	0,4	-17,5	5,0	11,2

Vertissolo Ebânico	5-10	14,2	0,3	-19,1	3,0	10,0
	10-15	13,8	0,2	-19,8	2,2	9,8
	15-30	11,0	0,1	-17,5	1,2	10,2
	0-5	11,1	0,3	-18,2	3,5	11,5
	5-10	11,0	0,2	-17,0	2,1	10,7
	10-15	9,8	0,2	-16,4	1,7	11,3
	15-30	8,4	0,1	-15,4	1,6	12,0
	0-5	6,3	0,1	-21,3	0,9	10,3
	Argissolo Vermelho	5-10	7,7	0,1	-19,6	0,5
10-15		5,7	0,0	-20,8	0,4	8,7
15-30		5,8	0,0	-18,2	0,3	9,0

Tabela 6: Resumo da ANOVA para 1 fator entre as profundidades dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

	F	df1	Valor de p
Argila (g.Kg ⁻¹)	1,9331	3	0,221
Silte (g.Kg ⁻¹)	0,1744	3	0,91
Areia (g.Kg ⁻¹)	0,0081	3	0,999
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	0,3699	3	0,777
%N	2,9739	3	0,091
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	2,1029	3	0,172
%C	1,7269	3	0,233
C/N	0,4927	3	0,697

Tabela 7: Resumo da ANOVA para 1 fator entre as classes dos solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento.

	F	df1	Valor de p
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	15,50	4	0,001
%N	4,89	4	0,101
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	2,88	4	0,032
%C	21,31	4	< 0,001
C/N	8,68	4	0,007

5.2. Valores das análises isotópicas na topossequência

No intervalo de 0-5cm dos solos da topossequência (Tabela 8), os valores de $\delta^{15}\text{N}$ variaram pouco, mas houve uma diferença entre os dois tipos de vegetação, com uma variação entre 3,2‰ e 7,3‰ na Estepe e 6,3‰ e 9,2‰ na Floresta. Nesse intervalo de profundidade, o ponto de máximo da Floresta esteve no mesmo local onde ocorreu o ponto de mínimo da Estepe. Os valores médios para as duas vegetações foram de 5,5‰ na Estepe e 8,1‰ na Floresta. Os Valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram pouco entre as vegetações, variando entre -15,5‰ e -19,2‰ na Estepe e -22,7‰ e -25,3‰ na Floresta.

A variação de %C nesse intervalo de profundidade foi alta, com maior variação ocorrendo na Floresta que na Estepe, variando entre 0,6 a 4,3% na Estepe e 2,7 a 9,8% na Floresta. A média entre as duas vegetações foi de 2,5% na Estepe e 5,7% na Floresta. Em contrapartida, a variação de %N nesse intervalo de profundidade foi baixa, sendo levemente mais alta na Floresta do que na Estepe, variando entre 0,1% e 0,3% na Estepe e 0,3% e 0,7% na Floresta. A média das vegetações foi 0,2% na Estepe e 0,5% na Floresta. A razão C/N teve valores próximos nas inferências das duas vegetações, tendo a estepe um valor mínimo de 11,7 e um valor máximo de 13,8, enquanto que na floresta o valor mínimo foi de 9,1 e o máximo foi de 13,5.

Tabela 8: Resultados das análises isotópicas dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm da topossequência.

Amostra	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	%N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	%C	C/N
EGL-SA	5,3	0,2	-18,3	2,6	13
EGL-CA	5,5	0,1	-17,4	0,6	11,7
EGL-PF	3,2	0,1	-16,9	1,2	12,3
EGL-Er	7,3	0,3	-15,5	3,6	13,8
EGL-Va	7,3	0,3	-19,2	4,3	12,6
FOM-CA	8,2	0,3	-25,3	2,7	9,3
FOM-PF	9,2	0,4	-25,2	3,6	9,1
FOM-Er	6,8	0,5	-24,5	5,7	10,6

FOM-VD	8	0,3	-22,7	4,3	13,5
FOM-Va	8,2	0,6	-23,9	7,9	12,4
FOM-SJA	6,3	0,7	-24,6	9,8	14,1

EGL = Estepe Gramíneo-Lenhosa; FOM = Floresta Ombrófila Mista

No intervalo do horizonte A (Tabela 9), foi observado o mesmo padrão com o $\delta^{15}\text{N}$, com os maiores valores estando na floresta. Na estepe, o valor mínimo foi de 5,5‰ e o valor máximo foi de 9,3‰, enquanto que na floresta o valor mínimo foi de 6,8‰ e o valor máximo foi de 9,4‰. Os valores médios para as duas vegetações foi de 6,7‰ na estepe e 8,8‰ na floresta. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para a estepe variaram bem menos do que no intervalo de 0-5cm, com a maioria dos pontos estando entre -16‰ e -17,5‰ e apenas um ponto com o valor acima dessa faixa, com o valor de -19,4‰, enquanto que na floresta houve um ponto com o valor de -17‰ e os demais foram de -21‰ e -24,5‰.

A variação de %C nesse intervalo foi baixa nas duas vegetações, com a maior variação ocorrendo na Floresta do que na Estepe. Na estepe, a %C ficou entre 0,6% e 3,4%, enquanto que na floresta, a variação de %C ficou entre 1,6% e 5,7%. A média entre as duas vegetações foi de 2,1% na Estepe e 3,8% na floresta. A variação na %N também foi baixa, estando entre 0,1% e 0,3% na Estepe e 0,2% e 0,5% na Floresta. A razão C/N novamente teve valores próximos, com a Estepe tendo um valor mínimo de 10,1 e máximo de 14,1, enquanto que a Floresta teve um valor mínimo de 8,6 e máximo de 12,8. A variação foi menor na estepe que na Floresta.

Tabela 9: Resultados das análises isotópicas dos solos do intervalo de profundidade do horizonte A da topossequência.

Amostra	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	%N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	%C	C/N
EGL-EI	5,8	0,1	-17,2	1,5	11,9
EGL-Pe	6,3	0,1	-16,1	1,2	10,1
EGL-Ac	7,3	0,3	-17,4	3,4	11,2
EGL-Ij	6,7	0,2	-19,4	2,2	13,7
EGL-SA	7,5	0,1	-17,5	1,8	13,2
EGL-CA	5,5	0,1	-17,4	0,6	11,7
EGL-PF	6,5	0,1	-16,4	1,8	14,1
EGL-VD	9,3	0,2	-16,7	3,2	13,1
EGL-Va	7,6	0,3	-16,0	3,3	12,7
FOM-PF	9,4	0,2	-24,5	1,6	8,6
FOM-Er	9	0,2	-17,0	3	12,8
FOM-VD	6,8	0,5	-24,5	5,7	10,6
FOM-Va	8,5	0,4	-21,0	4,7	12,4

EGL = Estepe Gramíneo-Lenhosa; FOM = Floresta Ombrófila Mista

A regressão linear mostrou as relações dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ com as demais variáveis da topossequência tanto nos intervalos de 0-5cm quanto no intervalo do horizonte A (Figuras 4 e 5). No intervalo de 0-5cm (Figura 4), foi encontrada uma relação significativa a 5% apenas com o %N (Fig. 4.D) dos solos da estepe, assim, estando todas as demais variáveis tanto da estepe quanto da floresta com relações não significativas com o $\delta^{15}\text{N}$. No intervalo do Horizonte A (Figura 5), foram encontradas relações significativas a 5% do $\delta^{15}\text{N}$ com o Fe_d (Fig. 5.E) o Fe_o (Fig. 5.F), %N (Fig. 5.H), a %C (Fig. 5.I) e a SDF (Fig. 5.L) dos solos da vegetação estepe, estando todas as demais variáveis da estepe e todas as variáveis da floresta com relações não significativas. Na regressão linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ da Horizonte A da estepe com os atributos químicos do solo (CTC, pH e estoques de C e N), e foram encontradas relações significativas a 5% apenas com o estoque de C (Fig. 6.C) e com o estoque de (Fig. 6.D), estando o a CTC (Fig. 6.A) e o pH (Fig. 6.B) com relações não significativas.

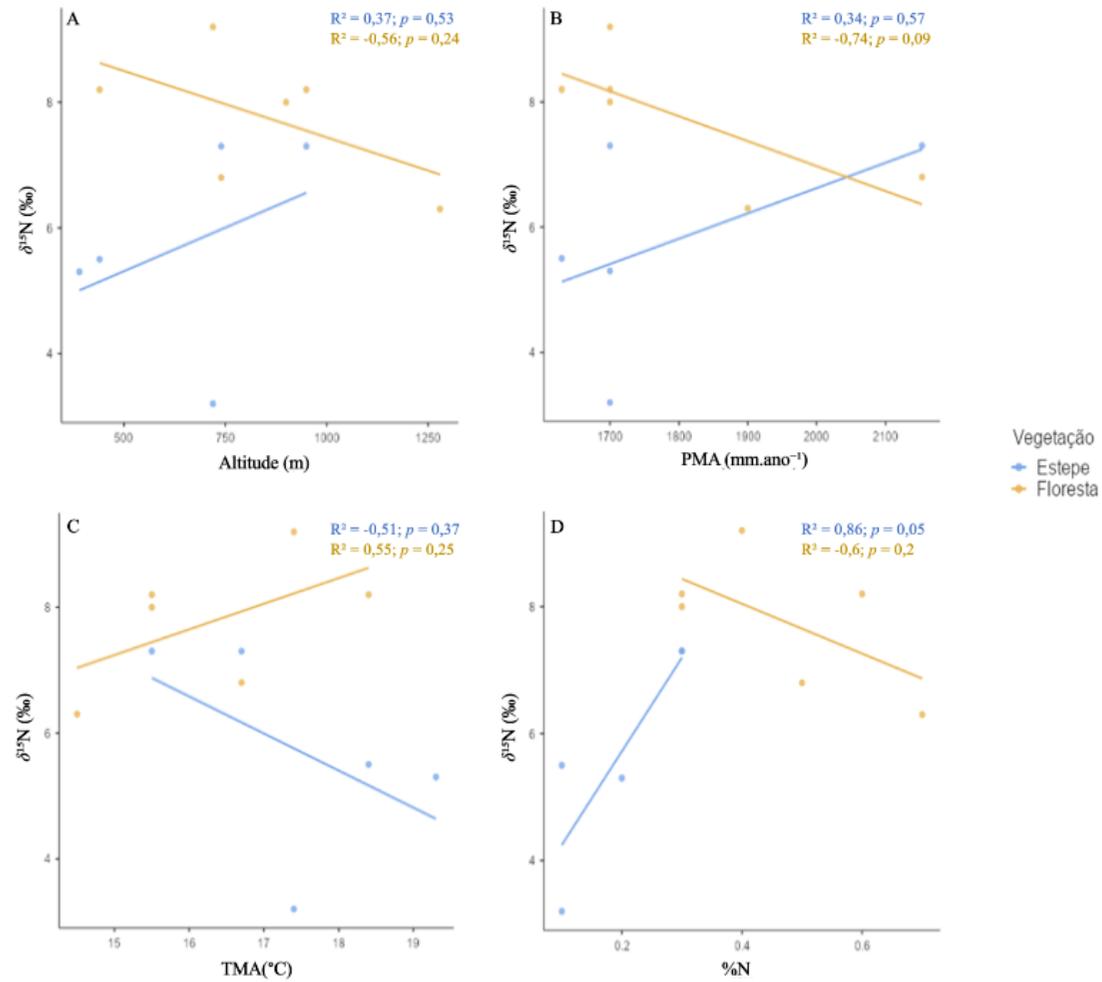


Figura 4: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos do intervalo de 0-5 cm de profundidade com os demais valores dos atributos edafoclimáticos, sendo eles a Altitude (A), a Precipitação Média Anual (B), a Temperatura Média Anual (C), a porcentagem de nitrogênio do solo (D).

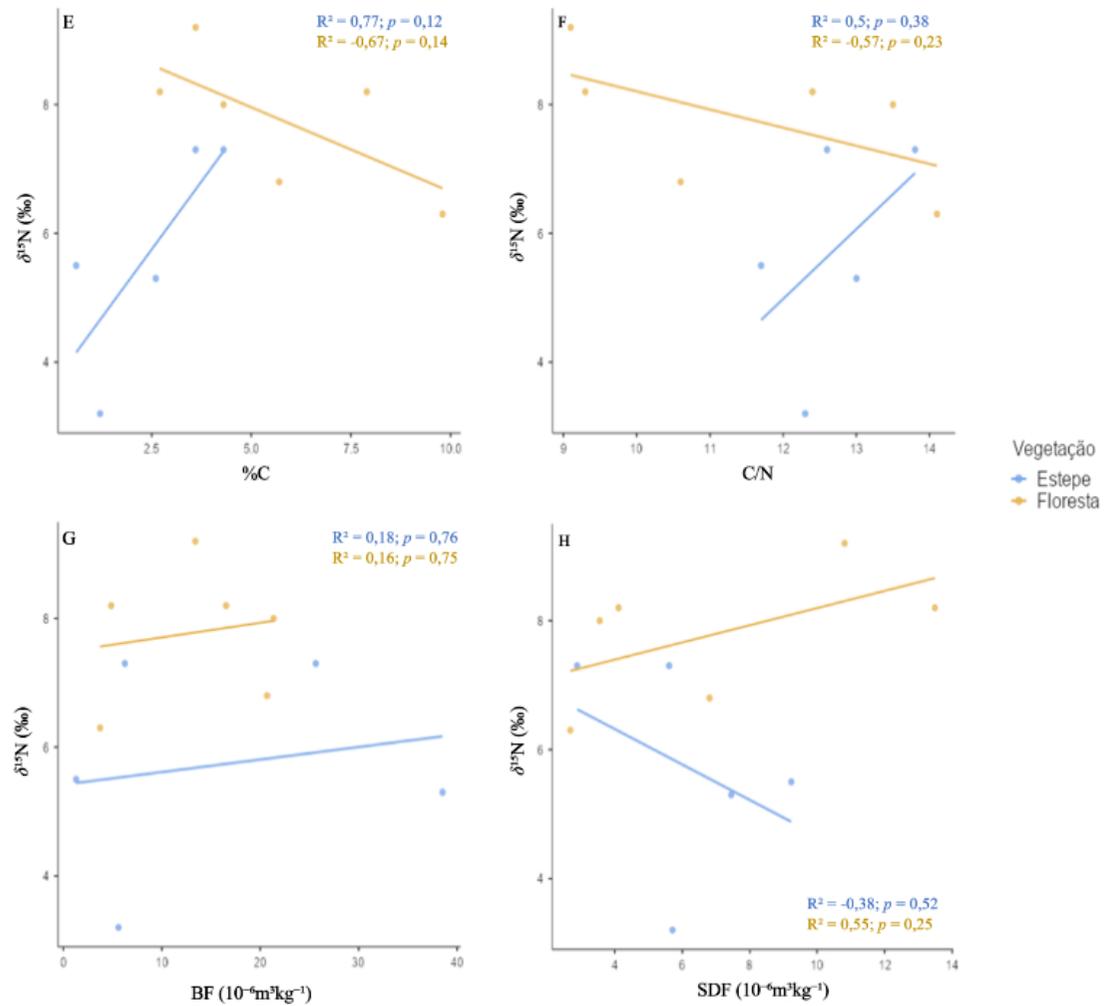


Figura 4: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos do intervalo de 0-5 cm de profundidade com os demais valores dos atributos edafoclimáticos, sendo eles a porcentagem de carbono do solo (E), a razão C/N (F), a suscetibilidade magnética em baixa frequência (G) e a susceptibilidade dependente de frequência (H).

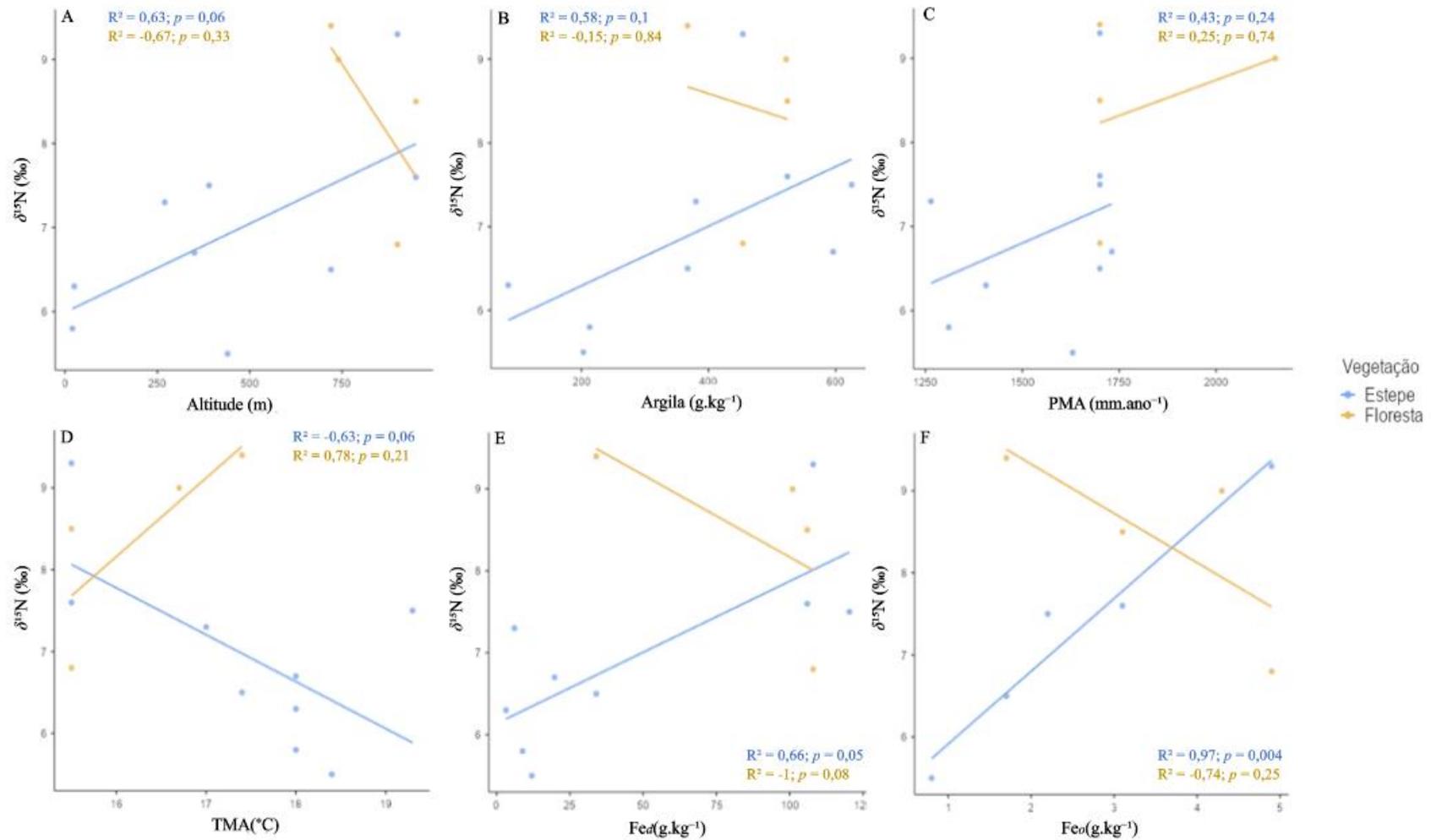


Figura 5: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}N$ dos solos do intervalo de profundidade do horizonte A com os demais valores dos atributos edafoclimáticos, sendo eles a Altitude (A), o teor de argila (B), a Precipitação Média Anual (C), a Temperatura Média Anual (D), o Fe_d (E), o Fe_o (F).

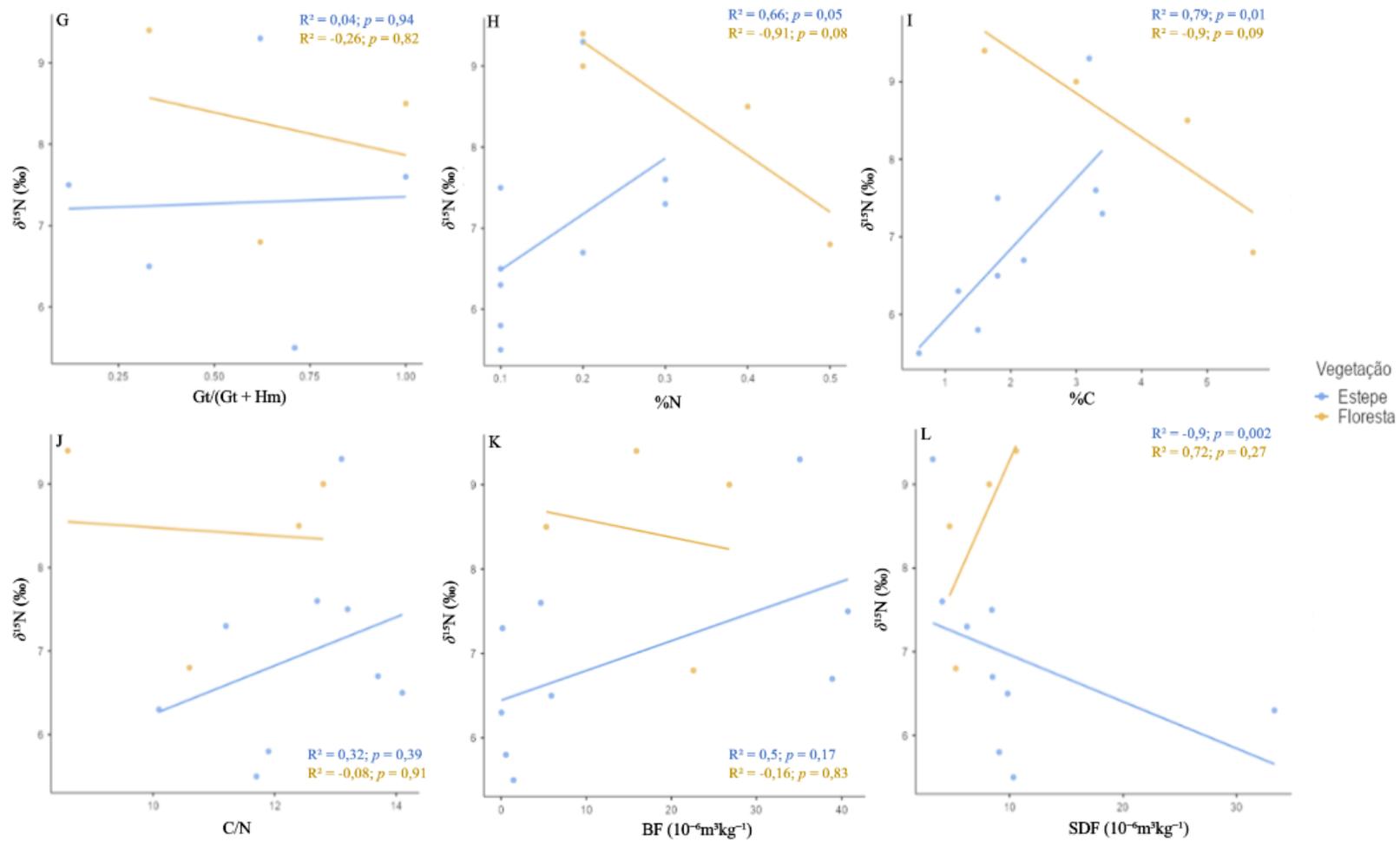


Figura 5: Regressão Linear entre os valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos do intervalo de profundidade do horizonte A com os demais valores dos atributos edafoclimáticos a razão Goethita/Hematita ($\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$) (G), a porcentagem de nitrogênio do solo (H), a porcentagem de carbono do solo (I), a razão C/N (J), a susceptibilidade magnética em baixa frequência (K) e a suscetibilidade dependente de frequência (L).

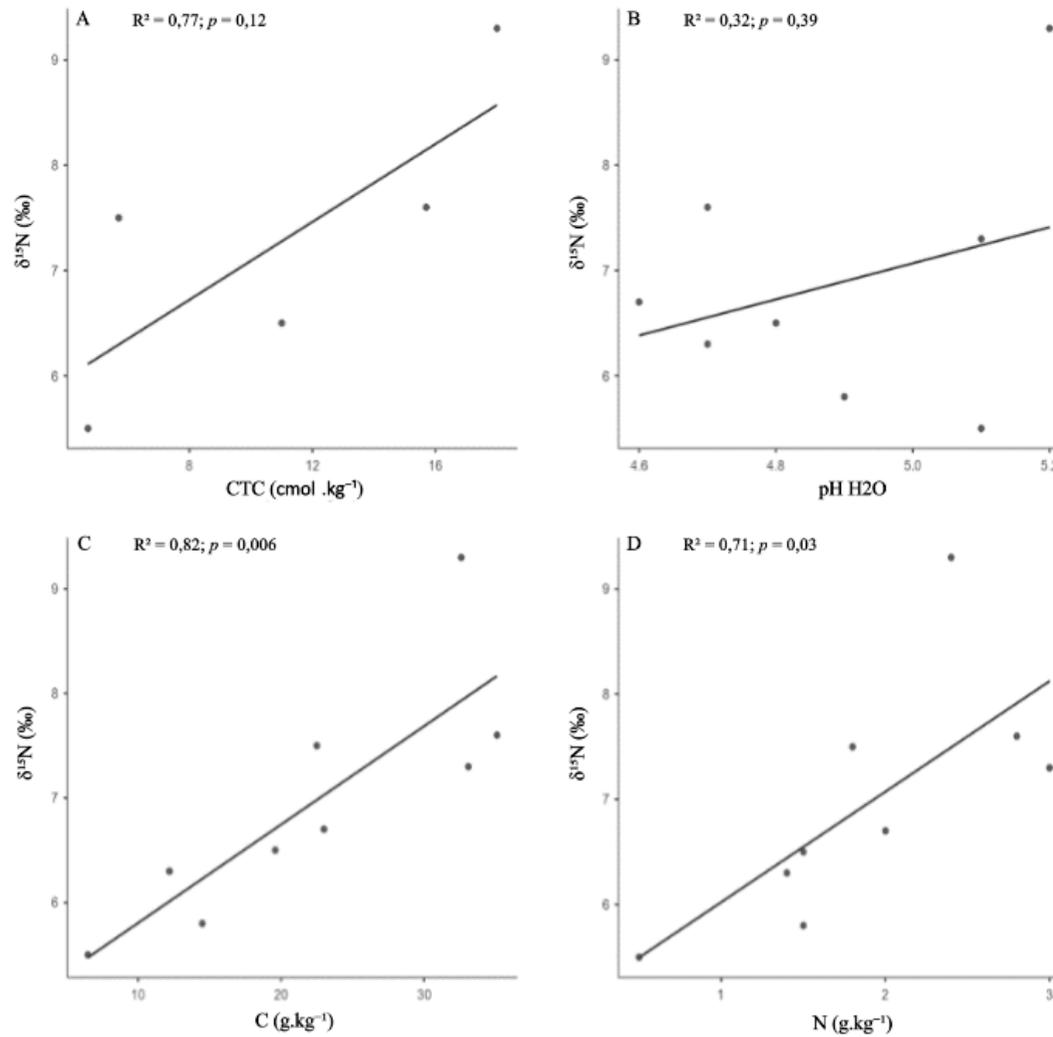


Figura 6: Regressão linear com os valores de $\delta^{15}\text{N}$ do intervalo de profundidade do horizonte A da estepe e os atributos químicos do solo, sendo eles: Capacidade de Troca Catiônica do solo (A); Potencial de Hidrogênio (B); Teor de Carbono (C); e Teor de Nitrogênio (D).

5.3. Valores de Susceptibilidade Magnética e mineralogia do solo

Em geral, os valores da Susceptibilidade Magnética foram maiores e mais variáveis nos solos da estepe que nos solos da Floresta. No intervalo de 0-5 cm (Tabela 10), os valores de baixa frequência (BF) variaram entre 1,3 e 38,52 $10^{-6}m^3kg^{-1}$ e os valores de alta frequência (AF) variaram entre 1,18 e 35,65 $10^{-6}m^3kg^{-1}$. A Susceptibilidade Dependente de Frequência (SDF) variou entre 2,68 e 13,49 $10^{-6}m^3kg^{-1}$, e diferentemente do observado na AF e BF, os maiores valores e a maior variabilidade estiveram na Floresta.

Tabela 10: Resultados das análises de Suscetibilidade Magnética dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm da topossequência.

Amostra	AF ($10^{-6}m^3kg^{-1}$)	BF ($10^{-6}m^3kg^{-1}$)	SDF ($10^{-6}m^3kg^{-1}$)
EGL-SA	35,65	38,52	7,45
EGL-CA	1,18	1,30	9,23
EGL-PF	5,28	5,60	5,71
EGL-Er	24,2	25,64	5,61
EGL-Va	6,07	6,25	2,88
FOM-CA	14,30	16,53	13,49
FOM-PF	11,96	13,41	10,81
FOM-Er	19,29	20,7	6,81
FOM-VD	20,6	21,36	3,55
FOM-Va	4,66	4,86	4,11
FOM-SJA	3,63	3,73	2,68

EGL = Estepe Gramíneo-Lenhosa; FOM = Floresta Ombrófila Mista

No intervalo do horizonte A foi observado o mesmo efeito (Tabela 11), mas com todos maiores valores e a maior variabilidade dos dados estando nos solos da estepe. Os valores da BF variaram entre 0,55 e 40,75 $10^{-6}m^3kg^{-1}$, os da AF variaram entre 0,5 e 37,31 $10^{-6}m^3kg^{-1}$, e os da SDF variou entre 3,24 e 33,33 $10^{-6}m^3kg^{-1}$. Tanto na estepe quanto na floresta, os solos com os maiores valores de BF e AF foram os solos que tiveram os maiores valores de Fed .

Tabela 11: Resultados das análises de Suscetibilidade Magnética dos solos do horizonte A da topossequência.

Amostra	AF ($10^{-6}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$)	BF ($10^{-6}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$)	SDF ($10^{-6}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$)
EGL-EI	0,50	0,55	9,09
EGL-Pe	0,02	0,03	33,33
EGL-Ac	0,15	0,16	6,25
EGL-Ij	35,59	38,9	8,50
EGL-SA	37,31	40,75	8,44
EGL-CA	1,30	1,45	10,34
EGL-PF	5,32	5,90	9,83
EGL-VD	33,95	35,09	3,24
EGL-Va	4,47	4,66	4,07
FOM-PF	14,20	15,88	10,57
FOM-Er	24,60	26,80	8,20
FOM-VD	21,40	22,59	5,26
FOM-Va	5,05	5,30	4,71

EGL = Estepe Gramíneo-Lenhosa; FOM = Floresta Ombrófila Mista

A regressão linear mostrou as relações dos valores de BF e SDF com os teores de minerais ao longo da topossequência (Figura 7). Os valores de BF da Estepe tiveram relação significativa a 5% com os valores de Fe_d (Fig. 7.A), enquanto que os valores de SDF, tanto tiveram relações significativas com os valores de Fe_o (Fig. 7.E). Não houve relação significativa entre as demais variáveis da estepe tanto em BF quanto em SDF, e não houve nenhuma relação significativa nos solos entre a SM e as variáveis nos solos da floresta

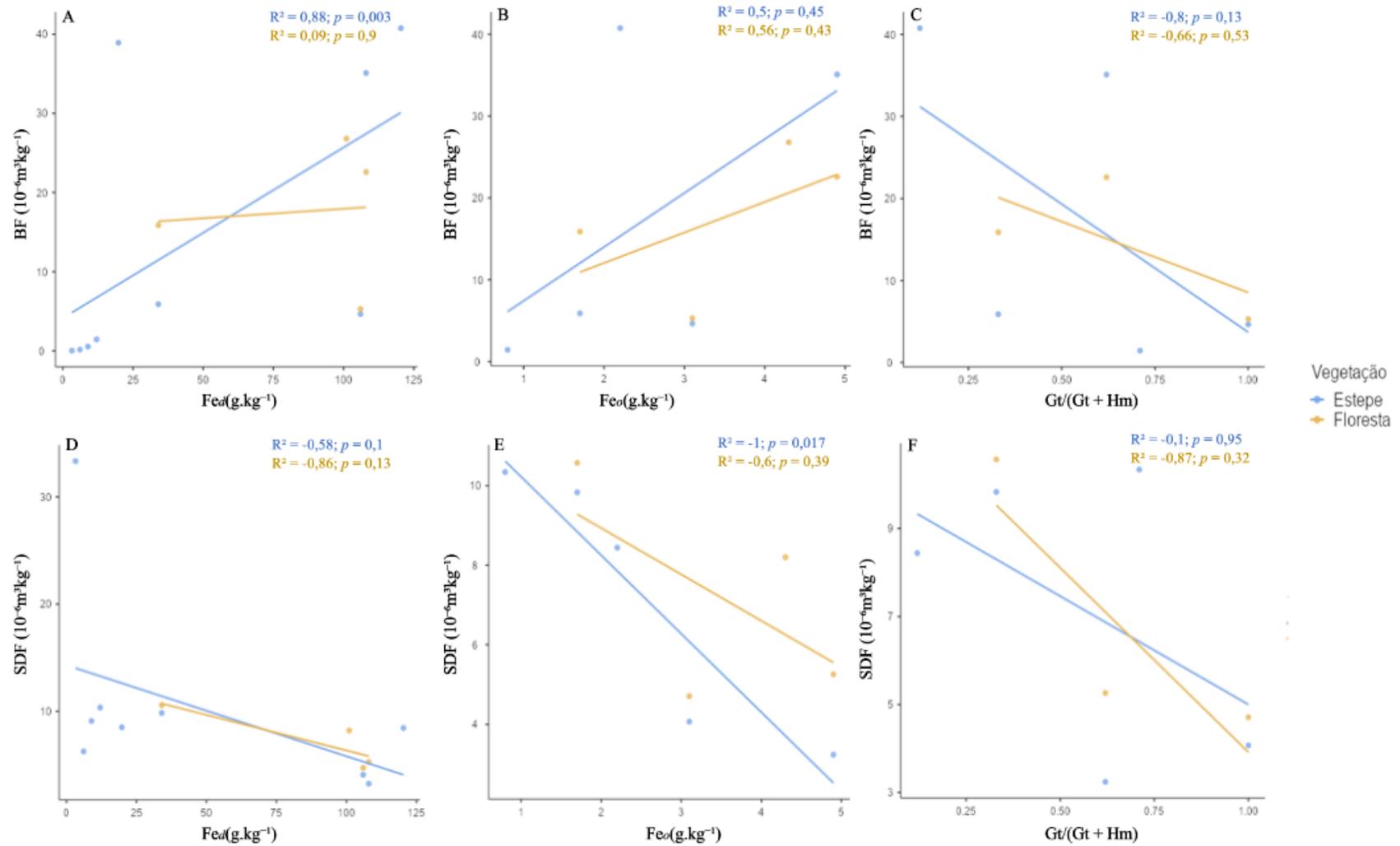


Figura 7: Regressões Lineares com os valores de Suscetibilidade Magnética do intervalo de profundidade do horizonte A em Baixa Frequência e Suscetibilidade Dependente de Frequência com os valores dos minerais férricos Fed (A e D) e Feo (B e E), e a razão $\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$ (C e F).

5.4. Análise das PCAs

Na PCA do intervalo de 0-5 cm (Figura 8), baseada no uso das duas dimensões mais representativas, foi explicada 79,5% da variância dos nove parâmetros analisados (altitude, PMA, TMA, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N, %C e SDF). As variáveis que mais contribuíram foram: %C, SDF, %N, Altitude, $\delta^{13}\text{C}$, TMA e razão C/N (Figura 9). Uma segunda PCA foi efetuada utilizando dos valores de BF no lugar de SDF (Figura 10), e essa teve 70,5% da variância dos nove parâmetros analisados explicada. As variáveis que mais contribuíram foram: Altitude, %C, %N, $\delta^{13}\text{C}$, TMA e razão C/N (Figura 11).

Na PCA do intervalo do Horizonte A (Figura 12), também baseada no uso das duas dimensões mais representativas, foi explicada 57,3% da variância dos quinze parâmetros analisados (altitude, PMA, TMA, teor de argila, Fe_d , Fe_o , razão $\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$, CTC, pH, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N, %C e SDF). As variáveis mais representativas foram: TMA, %C, %N teor de argila, altitude, Fe_d e PMA; e as variáveis menos representativas foram: razão $\text{Gt}/(\text{Gt} + \text{Hm})$, $\delta^{13}\text{C}$ e pH (Figura 13). Para esse intervalo também foi efetuada uma segunda PCA utilizando dos valores de BF no lugar de SDF (Figura 14), e essa teve 58,5% da variância dos quinze parâmetros analisados explicada. As variáveis mais representativas foram: TMA, %C, %N, teor de argila, Fe_d , BF, altitude e PMA; e as menos representativas foram: razão C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e pH (Figura 15).

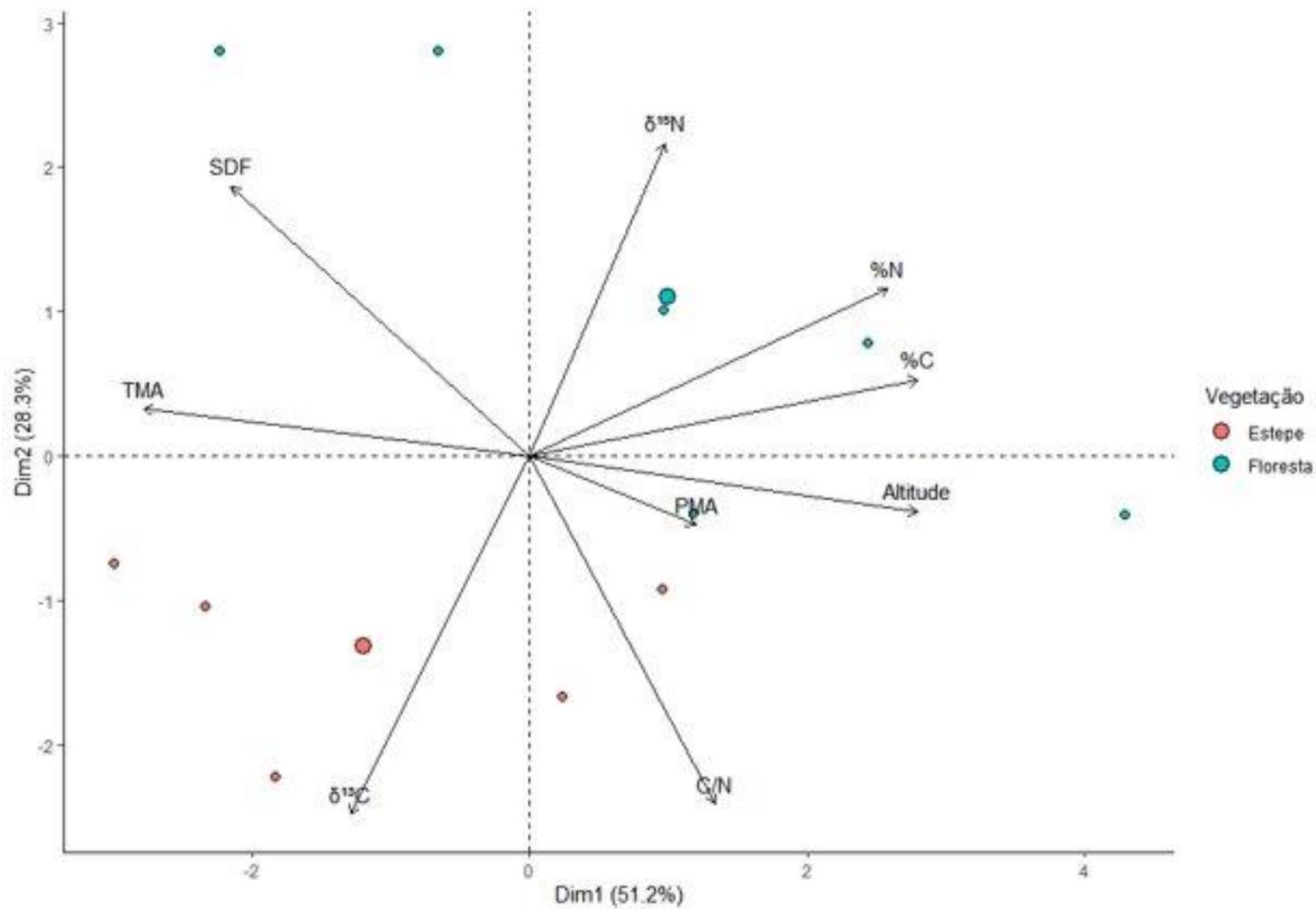


Figura 8: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

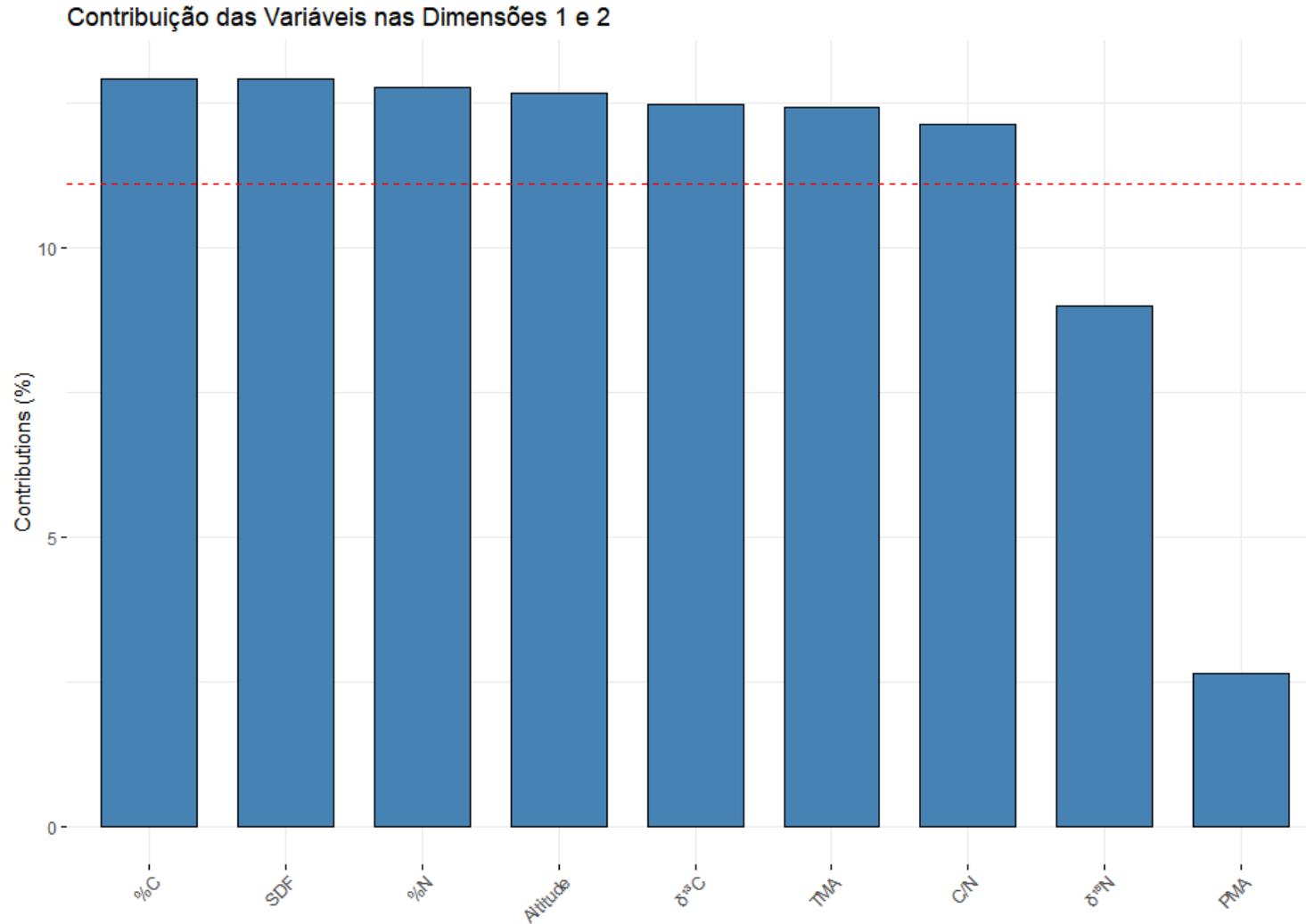


Figura 9: Contribuição das variáveis do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

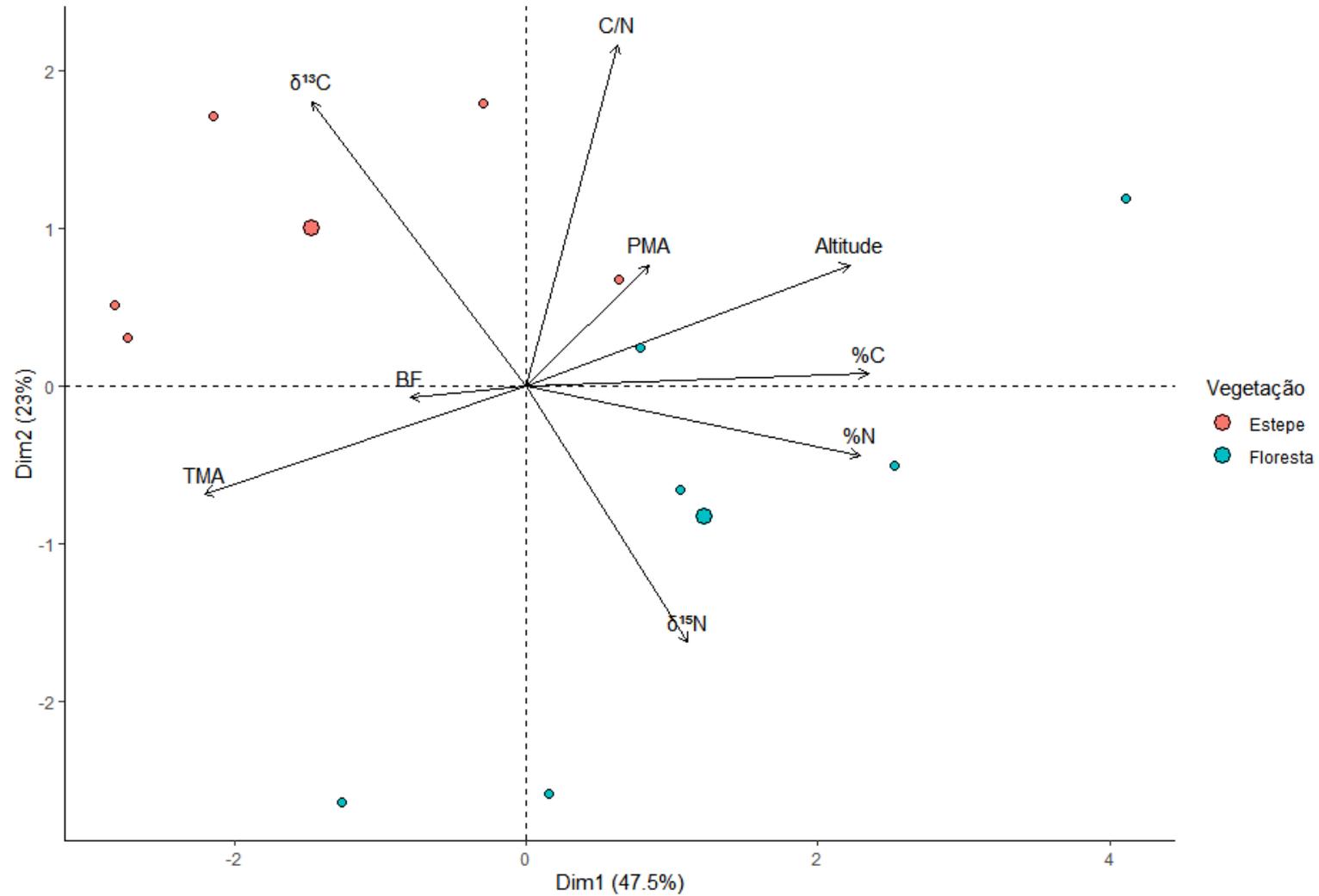


Figura 10: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

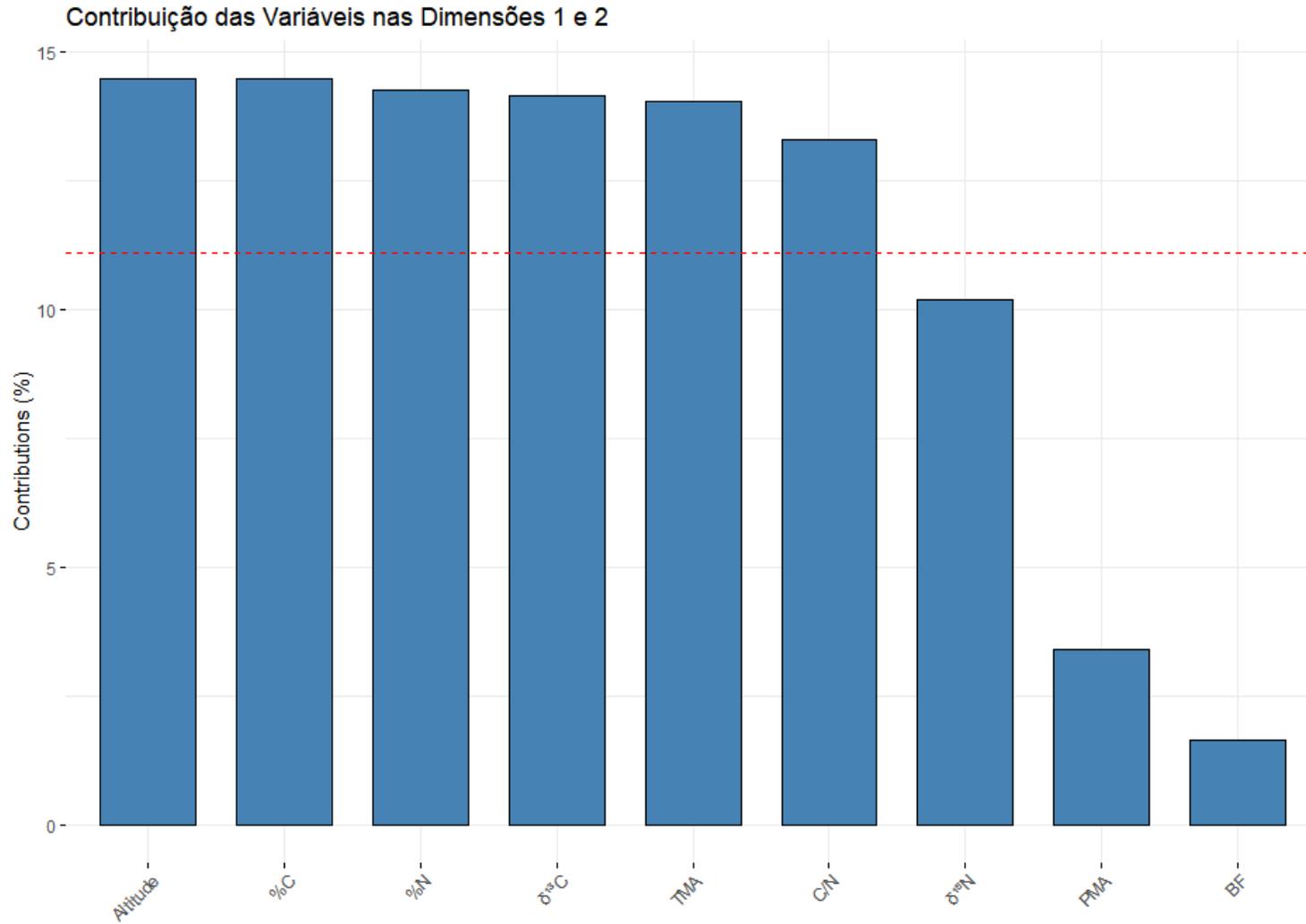


Figura 11: Contribuição das variáveis do intervalo de profundidade de 0-5cm na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Razão C/N, Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, %N, %C.

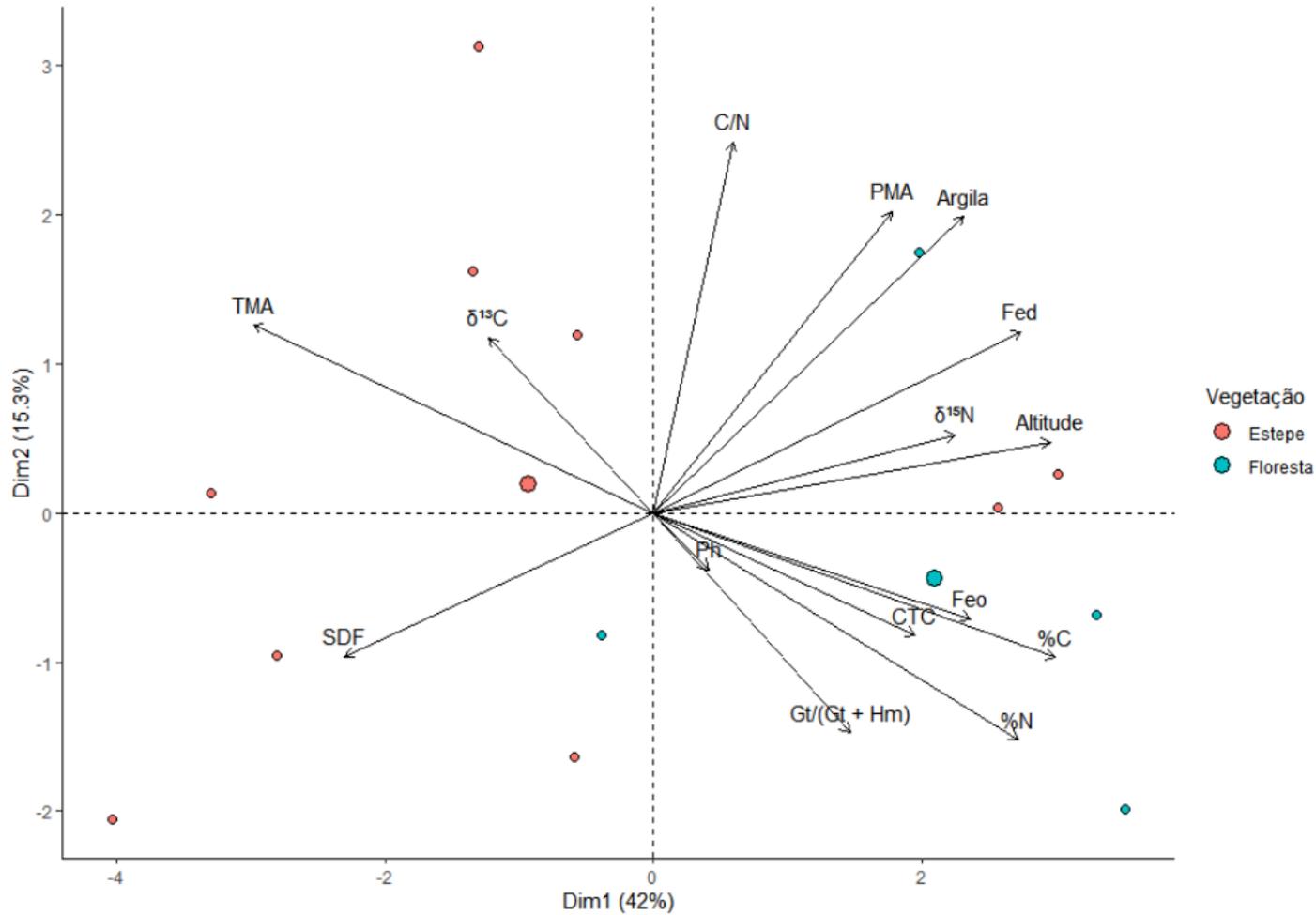


Figura 12: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita (Gt/(Gt + Hm)), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

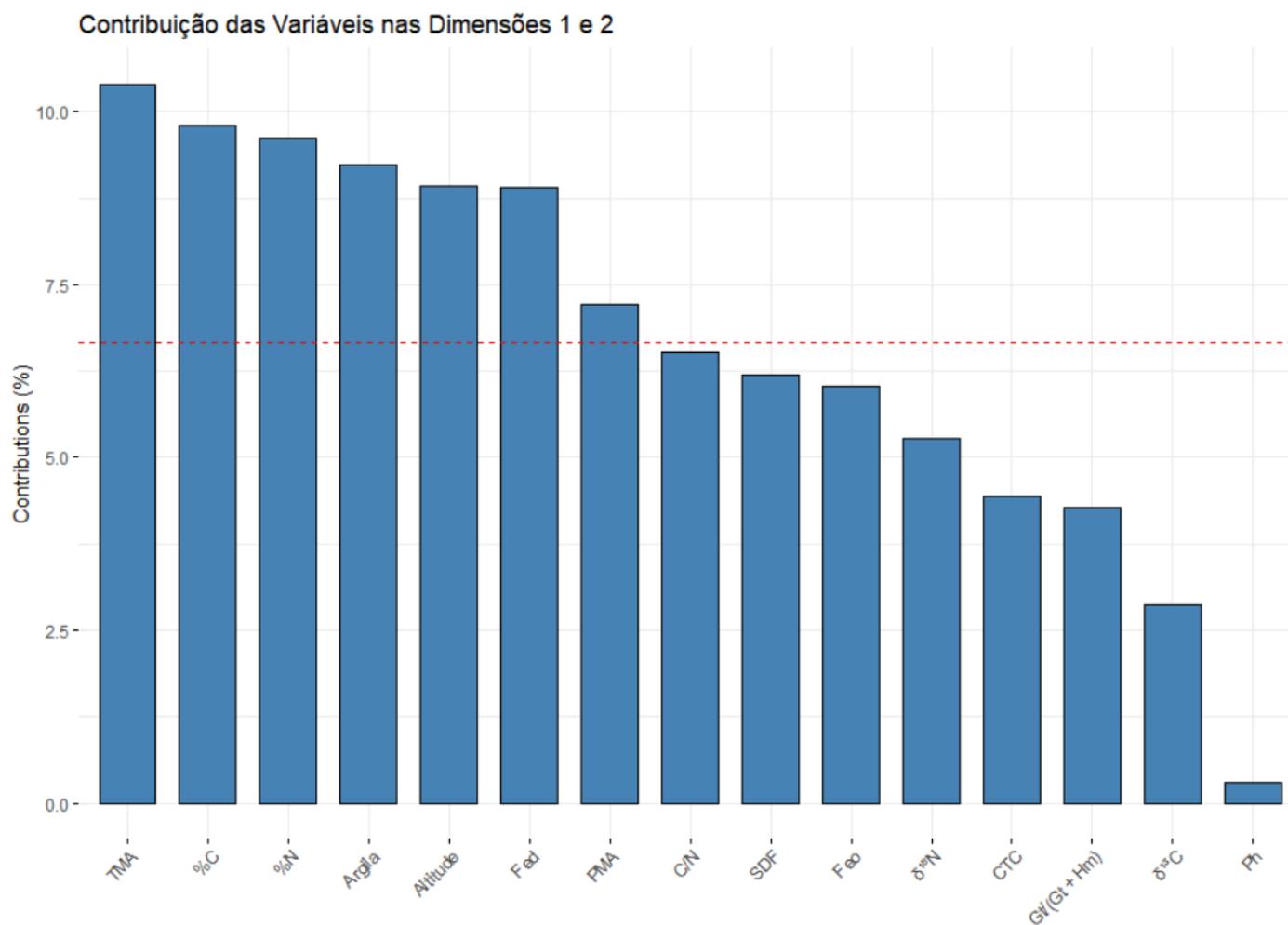


Figura 13: Contribuição das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Suscetibilidade Dependente de Frequência (SDF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, F_{ed} , F_{eo} , razão Goethita/Hematita ($Gt/(Gt + Hm)$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

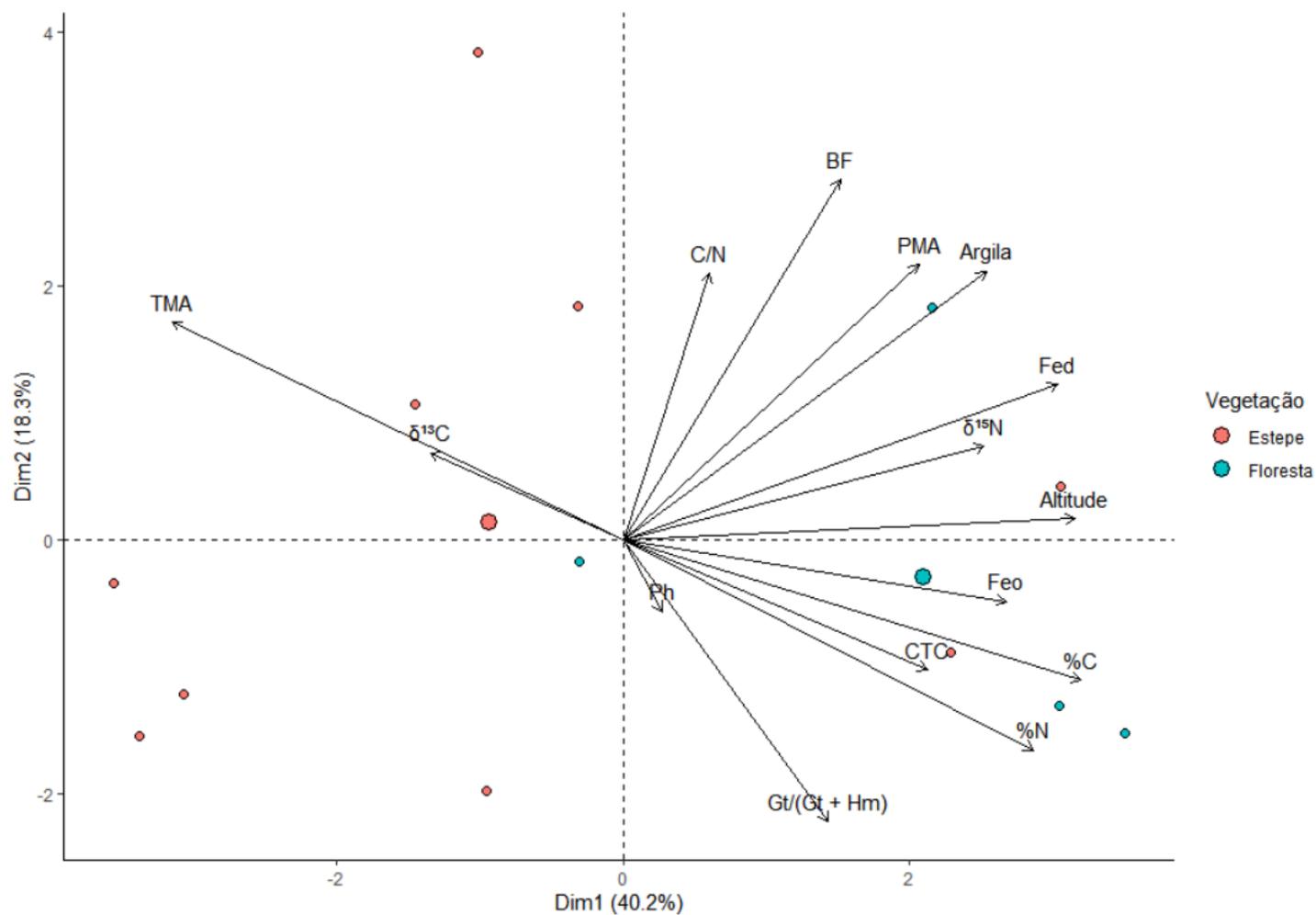


Figura 14: Análise de Componentes Principais das variáveis dos solos do Horizonte A na toposequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed , Feo , razão Goethita/Hematita ($Gt/(Gt + Hm)$), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

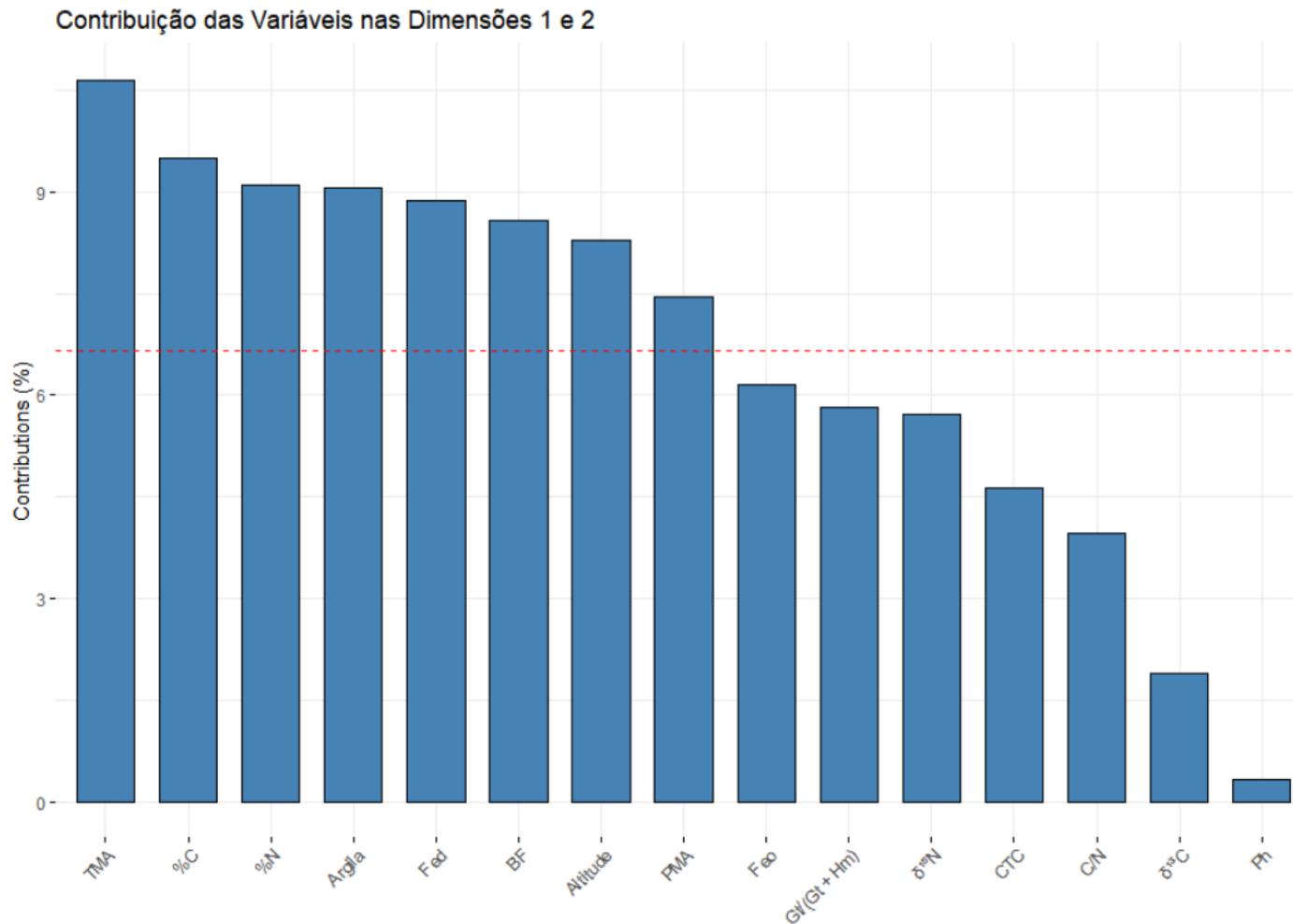


Figura 15: Contribuição das variáveis dos solos do Horizonte A na topossequência. Variáveis: Altitude, Baixa Frequência (BF), Precipitação Média Anual (PMA), Temperatura Média Anual (TMA), teor de argila, Fed, Feo, razão Goethita/Hematita (Gt/(Gt + Hm)), Capacidade de Troca Catiônica (CTC), Potencial de Hidrogênio (pH), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, razão C/N, %N e %C.

6. Discussão

Nesse trabalho foram utilizadas duas abordagens para a análise dos solos: a análise por intervalos de profundidade de todo um horizonte e a comparação entre amostras superficiais de solos e amostras referentes a todo o horizonte A ao longo de uma topossequência. A significância negativa encontrada na ANOVA com os valores de argila, areia, silte, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N são um indicativo de que não há diferença estatística entre os intervalos de profundidade dos solos do RS, indicando a viabilidade de se utilizar apenas uma amostra referente a todo o horizonte em um estudo de topossequência para essa inferência.

Os valores de isótopos estáveis de carbono mostram o tipo fotossintético empregado pela vegetação que se encontra naquele solo, enquanto que os valores de isótopos de nitrogênio podem ser indicativos das taxas de mineralização e decomposição de matéria orgânica (Craine et al. 2015a). Nas áreas de Estepe, o $\delta^{13}\text{C}$ do solo estiveram entre -19 e -15‰, que são reflexo da vegetação compostas por plantas de metabolismo C_4 ou pela composição mista da vegetação, visto que vegetações campestres possuem a ocorrência de espécies gramíneas, arbustivas e arbóreas em uma mesma localidade (IBGE, 2012), ocorrendo então uma mistura da influência de plantas do tipo C_3 e C_4 no fornecimento de biomassa, e por consequência, na matéria orgânica do solo. Em contrapartida, o $\delta^{13}\text{C}$ dos solos das áreas de Floresta variou entre -25 e -21‰, o que era esperado de ser encontrado nessa vegetação, já que esses valores são típicos de espécies de extrato arbóreo com metabolismo do tipo C_3 (Guareschi et al. 2014, Parron et al. 2004).

Em um dos pontos da Floresta, no intervalo de profundidade do horizonte A coletado em Erechim, o $\delta^{13}\text{C}$ do solo apontou um valor parecido com os valores da Estepe, de plantas C_4 , enquanto que no intervalo de 0-5cm os valores foram os encontrados em solos com plantas C_3 . Esse efeito também foi observado no Argissolo coletado em Santana do Livramento, havendo uma alternância de valores entre os intervalos de profundidade. De acordo com Overbeck et al. (2007), nos últimos 42 mil anos houveram quatro períodos climáticos distintos no estado do RS, ocorrendo mudanças na composição da vegetação ao longo de todo esse período. Na maior parte desse período o clima da região onde se encontra o RS era frio e seco, havendo o predomínio de vegetações de estepe na região (Overbeck et al 2007). A partir dos últimos 4.000 anos, houve um aumento tanto na temperatura quanto na umidade, possibilitando a expansão da vegetação florestal, principalmente em áreas próximas a rios (Overbeck et al 2007). Por volta de 1.100 anos depois do início da expansão vegetacional, houve um aumento

na velocidade de expansão, havendo uma significativa substituição das formações de estepe para formações florestais (Behling et al. 2004, 2005, 2007; Behling and Pillar, 2007). Portanto, o efeito observado no $\delta^{13}\text{C}$ do solo da vegetação florestal de Erechim é um reflexo dessa transição vegetacional, que se iniciou por volta de 4.000 anos atrás, onde o intervalo de profundidade do Horizonte A manteve a assinatura isotópica da antiga vegetação de estepe que previamente ocupava esse ponto, enquanto que o solo de 0-5 cm de profundidade possui a assinatura das espécies florestais que colonizaram esse local.

O material de origem (Nezhad 2019), e por conseguinte a mineralogia do solo (Basile-Doelsch et al. 2005), também podem ter influência na dinâmica de MOS. O solo, sendo uma resultante do material parental, do relevo e dos diferentes processos intempéricos que ocorreram ao longo do tempo (Brady & Weil 2013) pode resultar em diferentes classes de solo, cada uma com diferentes composições mineralógicas, sendo um exemplo as diferenças nos teores de ferro (Reatto et al. 2004), o que pode ter influência na dinâmica de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nesses solos. Essa diferença nos processos de acordo com as classes dos solos ficou evidente com os solos de Dom Pedrito e Santana do Livramento, que foi atestada que há diferença entre o $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$, a %N, a %C e a razão C/N entre as classes dos solos.

Em relação a influência da mineralogia do solo na dinâmica de matéria orgânica do solo, no caso do $\delta^{13}\text{C}$, a goetita pode adsorver carbono dissolvido, enquanto que a argila, os oxi-hidróxidos de Fe e Al do solo são importantes para a estabilização do carbono no solo (Basile-Doelsch et al. 2005; Singh et al. 2017). Já para o $\delta^{15}\text{N}$, a argila e os argilominerais também são importantes para a estabilização de N no solo (Clerq et al. 2015; van Veen et al., 1985; Breitenbeck and Paramasivan, 1995), de forma que quanto maior for o teor de argila do solo, maior tende a ser o $\delta^{15}\text{N}$ (Luce et al. 2014). Isso explica os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$ desse estudo, tanto do horizonte A quanto na profundidade de 0-5cm, estarem nos pontos em que se encontraram os maiores valores de Fed e Feo . Além disso, os solos dessas inferências são Latossolos, que possuem altos teores tanto de argila quanto de argilominerais, visto que os argilominerais, principalmente os férricos, são condicionados pelos teores de argila no solo, de acordo com a posição do solo na paisagem (Basile-Doelsch et al. 2005; Silva Junior et al. 2012). Portanto, nesses solos, a argila desempenha um papel fundamental na estabilização de matéria orgânica, já que argilominerais como kaolinita, gibbsita, hematita e goetita e os complexos de ferro e alumínio afetam diretamente a dinâmica de matéria orgânica (Rasmussen et al. 2018; Kaiser & Guggenberber 2003; Singh et al. 2017).

O $\delta^{15}\text{N}$ do solo também é influenciado pelo funcionamento dos ecossistemas, dependendo das condições climáticas, ciclagem de nitrogênio, composição vegetacional ou as perdas do elemento para a atmosfera. Como exemplo, ambientes quentes e secos tendem a perder mais nitrogênio para a atmosfera por meio de trocas gasosas do que ambientes frios e úmidos (Martinelli et al. 1999; Amundson et al. 2003). Para os mesmos solos utilizados nesse estudo, Dalmolin et al (2006) encontraram em uma climosequência um padrão de aumento de quantidade de matéria orgânica em função do aumento da altitude, aumento da umidade e redução da temperatura, visto que a temperatura é mais baixa e a umidade mais alta no ponto mais alto da climosequência. Esse mesmo efeito foi encontrado nos solos da Estepe e no intervalo de profundidade do Horizonte A nesse estudo.

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ na profundidade 0-5 cm da Estepe são valores intermediários, enquanto que na Floresta os valores foram significativamente mais altos, sendo um exemplo os solos de Passo fundo, que tiveram um valor de $\delta^{15}\text{N}$ de 3,2 na Estepe e 9,2 na Floresta. Como ambos os solos foram coletados na mesma localidade, com apenas alguns metros de distância entre eles, ambos estavam sob o mesmo regime climático e a mesma formação pedogenética, o que torna a diferença na vegetação a explicação mais plausível para essa variação, visto que a preferência das plantas por determinada forma de N inorgânico, seja NH_4^+ ou NO_3^- , também influencia a composição isotópica das plantas (Nardoto 2005; Craine et al. 2015b), e, por conseguinte, influencia o fracionamento isotópico de $\delta^{15}\text{N}$ no solo.

Fatores químicos também podem ser importantes para $\delta^{15}\text{N}$ do solo, sendo um exemplo as concentrações de C e N. Nesse estudo, os estoques de C e N dos solos do horizonte A da topossequência tiveram relação positiva com o $\delta^{15}\text{N}$ desses solos (Figura 6). Apesar da maneira como os estoques de C e N moldam os padrões de $\delta^{15}\text{N}$ do solo ainda permanecerem inexploradas, sabe-se que solos com diferentes concentrações de C e N possuem diferenças na composição da matéria orgânica ou taxas de processamento da matéria orgânica por microrganismos, o que pode afetar a composição isotópica de Nitrogênio desses solos (Craine et al., 2015a).

Na figura 6 também foi encontrada uma relação positiva entre o $\delta^{15}\text{N}$ com a Capacidade de Troca Catiônica (CTC) e o pH nos solos do Horizonte A da topossequência. Isso ocorre porque tanto a CTC quanto o pH são influenciados diretamente pela MOS, sendo exemplos os compostos orgânicos presentes no C orgânico solúvel do solo, como ácidos húmicos e fúlvicos, ácido tânico, aminas, compostos aromáticos, dentre outros (Pavinato & Rosolem 2008; Soares & Alleoni 2008; Ramos et al. 2018). Ademais, a influência da MOS no CTC e no pH pode ser

observada na atividade dos compostos orgânicos carboxilílicos e fenólicos, visto que, a dissociação dos grupos carboxila presentes na MOS conferem uma carga negativa ao solo (Parffit et al. 1995a; Parffit et al. 1995b), enquanto que os compostos fenólicos atuam na redução da toxidez por alumínio, adsorção de íons, constituição química da rizosfera e lixiviação de Ca no solo (Franchini et al 2003; Pavinato & Rosolem 2008). Entretanto, essas relações não foram significativas estatisticamente.

Em contrapartida, o pH possui impacto na disponibilidade de nutrientes no solo, de forma que os macronutrientes (N, K, Ca, Mg e S) ficam mais disponíveis em solos com o pH entre 6 e 7, devido a esse ser o pH ótimo de funcionamento dos microrganismos responsáveis pela ciclagem desses nutrientes (McCauley & Jacobsen 2008). Porém, os pH dos solos presentes nesse estudo são mais ácidos, e estiveram abaixo dessa faixa de variação, estando entre 4,6 e 5,2, o que indica que mesmo havendo uma relação positiva, o pH não desempenha um papel significativo no $\delta^{15}\text{N}$ desses solos.

A razão C/N do solo também é um indicativo do funcionamento do ecossistema, já que possui relação com os processos de decomposição da matéria orgânica. Fatores como composição a qualidade da biomassa, e o grau de humificação da MO estão ligados a razão C/N, já que a biomassa influencia as quantidades de C e N disponíveis para a utilização dos microrganismos durante o processo da decomposição, enquanto que durante o processo de humificação ocorre um enriquecimento de estruturas aromáticas que compõem compostos orgânicos recalcitrantes da MOS (Canellas et al. 2007; Constantinides and Fownes 1994; Heal et al. 1997; Nicolardot et al. 2001). Assim, a razão C/N pode ser um importante parâmetro para prever mineralização e imobilização de nutrientes (Bengtsson et al. 2003). Solos com alta razão C/N possuem imobilização mais rápida de N pelos microrganismos decompositores e permanecem imobilizados por um maior período, resultando em uma menor taxa de mineralização, além de baixo grau de humificação, enquanto que solos com baixa razão C/N possuem imobilização mais lenta, maior taxa de mineralização e alto grau de humificação, além de ter uma maior disponibilidade de NH_4^+ (Agostinetto 2000; Bengtsson et al. 2003; Nardoto & Bustamante 2003). Nesse estudo, em todos os pontos analisados nas duas vegetações e nas duas profundidades, os valores estiveram entre 8 e 14, que são considerados valores baixos, e que poderiam indicar maior potencial de suprimento de N a partir da decomposição desses resíduos (Janssem 1996; Bengtsson et al. 2003).

O vínculo da razão C/N do solo com processos de decomposição da matéria orgânica a tornam um importante parâmetro para os estudos com $\delta^{15}\text{N}$. Conen et al. (2008) hipotetizaram que existe uma possível relação negativa entre razão C/N e $\delta^{15}\text{N}$ do solo, e isso se confirmou em Craine et al. (2015a), por meio de um estudo dos padrões globais de ciclagem de nitrogênio terrestre. Porém, nesse estudo, enquanto a relação entre a razão C/N e o $\delta^{15}\text{N}$ do solo apresentou o mesmo padrão para a Estepe nos dois intervalos de profundidade estudados, a Floresta apresentou um padrão diferente, com a ocorrência de uma relação positiva nas áreas, o que indica que existe uma variação nos processos químicos e biológicos de cada vegetação, mesmo quando coletadas em áreas próximas uma da outra. Isso pode ocorrer por causa da diferente composição de espécies nessas vegetações, visto que, em estudos com vegetações similares no bioma Cerrado, as espécies gramíneas apresentam uma biomassa menor que espécies arbóreas ou arbustivas (Miranda et al. 2014), assim contribuindo menos para a composição da serapilheira do solo. Além disso, as florestas do RS possuem uma diversidade de espécies arbóreas na sua composição (Longhi & Greff 2006), enquanto que a estepe, ainda que possua uma grande diversidade de espécies, é predominantemente ocupada por espécies herbáceas (Boldrini 2009) o que contribui para que ocorra a deposição de uma biomassa mais rica em nutrientes nas florestas do que em vegetações de estepe.

A mineralogia e a textura do solo possuem uma relação significativa com o relevo e a vegetação (Schaefer et al. 2002), de forma que cada posição da paisagem possui uma condição específica tanto para a sua composição mineralógica (Silva Junior et al. 2012), quanto para os demais processos do solo, sendo um exemplo a ciclagem de nutrientes (Curtin et al. 2016; Weintraub et al. 2015). Dessa maneira, os estoques de C e N nos solos, e por consequência o $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{15}\text{N}$ são condicionados por esses fatores, refletindo na dinâmica de MOS. A SM dos solos presente nesse estudo atestou que os solos com os maiores teores de Fed e Feo possuíram a maior atividade magnética em BF e AF (Figura 7), enquanto que os solos com a menor quantidade de Fed e Feo tiveram os menores valores de atividade magnética. Além disso, os solos com a maior SM em BF e AF também tiveram os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$, indicando que a mineralogia desses solos está intimamente ligada a dinâmica de MOS, e que a SM é um bom referencial para mineralogia desses solos.

A relação negativa entre a SDF e os teores de Fed e Feo (Figura 7) se dá pelo fato de que essa equação é representativa de partículas superparamagnéticas ultrafinas (SP), que possuem baixa atividade magnética (Dearing, 1994), visto que o campo paramagnético naturalmente possui um campo magnético com dipolos alinhados aleatoriamente (Dias, 2015),

o que reduz significativamente as suas propriedades magnéticas, principalmente quando expostas a variações de temperatura, visto que possuem alta sensibilidade térmica (Dias 2015; Pinheiro 2020). Além disso, os solos com o menor valor de SM em BF e AF os que tiveram os maiores valores de SDF. De acordo com Dearing (1994), a SDF com valores até 2 são baixos, indicando que os solos ou não possuem ou possuem cerca de até 10% de partículas SP na sua composição; valores entre 2 e 10 são médios, indicando que nesse solo há uma baixa atividade dessas partículas devido a uma mistura entre grãos SP e não SP; valores entre 10 e 14 são altos, com praticamente todas as partículas minerais sendo SP (cerca de 75% da composição); e por fim, valores acima de 14 são muito altos, que são valores raros, indicando a possível ocorrência de medição errada, amostra insuficiente ou amostra contaminada. Em geral, os solos desse estudo, nos dois intervalos de profundidade e nas duas vegetações, tiveram valores médios, com a ocorrência de alguns valores altos e um muito alto. O solo com o maior valor foi coletado em uma área urbana, próximo ao campus da Universidade Federal de Pelotas (UFPel), podendo ser esse alto valor por consequência de alguma contaminação nesse solo.

A respeito das observações obtidas nas análises estatísticas, por meio das regressões lineares, foram observadas relações significativas entre o $\delta^{15}\text{N}$ e as variáveis relacionadas a MO, como %N, C, e estoques de C e N, e com variáveis pedológicas, como os teores de Fed e Feo , bem como uma relação negativa significativa com a SDF. Por meio das PCAs, foi observada uma representatividade significativa das variáveis climáticas, como a PMA e a TMA, da MO, como $\delta^{13}\text{C}$, %C, e %N, da pedologia, como Argila e Fed , e pela altitude. A paisagem é formada e mantida por diversas variáveis, como o clima, o relevo, o solo e organismos locais, incluindo a vegetação e a microbiota (Martins et al. 2004), que são as principais responsáveis pela deposição de biomassa e ciclagem de MOS. Como não houve um predomínio de representatividade de apenas um ou outro conjunto das variáveis (Químicos, Pedológicos ou Climáticos), e todas essas variáveis são importantes para a constituição da paisagem, além de que cada conjunto de dados teve a sua devida representatividade nas análises, pode-se inferir que todo o conjunto de dados está relacionado com a constituição da paisagem em si, sendo então uma boa representação da relação solo paisagem ao longo do RS.

Por fim, é possível observar uma relação positiva entre a SM e o $\delta^{15}\text{N}$ desses solos (Fig. 4 e 5), já que os dois estão intimamente relacionados com os óxidos ferrosos nos solos. Os maiores valores, tanto da SM em AF e BF, quanto do $\delta^{15}\text{N}$, estiveram presentes nos solos com os maiores valores de Fed e Feo , enquanto que os menores valores de $\delta^{15}\text{N}$ estiveram presentes nos solos com baixos teores de Fed e Feo e altos valores de SDF. A SM possui relação íntima

com a dinâmica de MOS, já que a MO pode influenciar na composição mineralógica dos solos, seja por meio de alterações na composição dos óxidos ferrosos durante processo da decomposição (Oades & Townsend 1963; Mullins 1977), ou pela formação de Maghemita durante a combustão, induzida pela biomassa disponível (Le Borgne 1955; Löhr et al. 2017). Dessa forma, a SM também pode ser utilizada como um referencial representativo do $\delta^{15}\text{N}$ dos solos.

7. Conclusões

O $\delta^{15}\text{N}$ foi mais alto nos pontos em que haviam mais óxidos ferrosos, indicando que esses minerais desempenham um grande papel na estabilização da MO desses solos.

Houve diferença nos valores de $\delta^{15}\text{N}$ dos solos das duas vegetações, sendo maior na floresta do que na estepe, indicando que a composição dessas duas vegetações do Rio Grande do Sul influencia na dinâmica de MO nesses solos.

Esses fatores e a relação positiva do $\delta^{15}\text{N}$ com os demais fatores edáficos desses solos, sejam químicos ou físicos, indicam que o $\delta^{15}\text{N}$ é um bom referencial para a dinâmica de MOS no RS.

O $\delta^{13}\text{C}$ dos solos representou bem as duas vegetações analisadas, tendo valores característicos das espécies que as compõem e sendo capaz de demonstrar o impacto da mudança de uso dos solos que ocorreu na década passada em todo o estado.

Os valores de SM se mostraram um bom referencial para a mineralogia do solo, visto que os maiores valores de SM em AF e BF estiveram nos pontos com os maiores valores de Fed e Feo .

8. Considerações finais

Por meio das análises isotópicas e de suscetibilidade magnética efetuadas nesses solos, foi possível encontrar paralelos entre o relevo, a mineralogia, o regime climático e os processos ecossistêmicos ao longo da topossequência.

O $\delta^{15}\text{N}$, bem como a razão C/N, são bons referenciais representativos da dinâmica de MOS nos solos do RS. O $\delta^{15}\text{N}$ apresentou as diferenças entre cada formação vegetal e variou de acordo com a composição mineralógica de cada ponto da topossequência, enquanto que a razão C/N indicou que, apesar de haver leves oscilações nos valores de $\delta^{15}\text{N}$, ainda assim há uma lenta imobilização e alta mineralização dos compostos nitrogenados nesses solos.

A SM foi capaz de representar tanto a composição mineralógica, e por consequência a dinâmica de MOS nos solos, visto que foi mais alta nos pontos que possuíam os maiores teores de minerais oxiferrosos e os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$. Dessa forma, a metodologia isotópica, aliada suscetibilidade magnética, se mostrou eficaz para indicar os padrões de dinâmica de MOS no RS, além de demonstrar que a mineralogia dos solos é um dos maiores fatores de estabilização da MO.

Por fim, por meio dos resultados desse trabalho, ficou evidente a existência de diferença na dinâmica de MOS entre as classes do solo e as vegetações, de forma que tal diferença deve ser levada em consideração em futuros estudos.

9. Perspectivas futuras

A partir dos resultados do presente estudo, da literatura já publicada e de futuros estudos mais refinados, é recomendado que seja aplicada essa mesma metodologia de estudo em outras amostras de pontos representativos da paisagem estado do Rio Grande do Sul e amostras mais recentes coletadas nos mesmos pontos, para ter um maior conhecimento a respeito da paisagem do estado e uma maior compreensão de como essa paisagem mudou no período de 23 anos desde a coleta das amostras desse estudo.

Por fim, no RS existem diversas formações vegetacionais sob a influência de dois biomas distintos: a Mata Atlântica e a Pampa. A execução de uma *isoscape* tanto de $\delta^{13}\text{C}$ quanto de $\delta^{15}\text{N}$ ao longo de todo o estado seria interessante para ajudar a compreender o padrão de distribuição das vegetações entre os biomas e as dinâmicas de MO entre elas, bem como a influência dos fatores edafoclimáticos nesses padrões.

10. Referências Bibliográficas

- Abbate, G., Cavalli, R. M., Pascucci, S., Pignatti, S., & Poscolieri, M. (2006). Relations between morphological settings and vegetation covers in a medium relief landscape of Central Italy. *Annals of geophysics*, 49(1), 153-165.
- Agostinetto, D., Ferreira, F., Stoch, G., Fernandes, F., & Pinto, J. (2000). Adaptação de espécies utilizadas para cobertura de solo no sul do Rio Grande do Sul. *Current Agricultural Science and Technology*, 6(1).
- Alpha Geofísica. (2020). Bartington. Instrumentação de Suscetibilidade magnética. Disponível em <<https://www.alphageofisica.com.br/bartington/2020/susceptibilmetro.htm>>. Acesso em 30/03/2022
- Amaral, F. C. S., Pereira, N. R., & Carvalho Junior, W. (1999). Principais limitações dos solos brasileiros. Rio de Janeiro. EMBRAPA Solos.
- Amundson, R., Austin, A. T., Schuur, E. A., Yoo, K., Matzek, V., Kendall, C., Uebersax, A., Brenner, D., & Baisden, W. T. (2003). Global patterns of the isotopic composition of soil and plant nitrogen. *Global biogeochemical cycles*, 17(1).
- Amundson, R., Heimsath, A., Owen, J., Yoo, K., & Dietrich, W. E. (2015). Hillslope soils and vegetation. *Geomorphology*, 234, 122-132.
- Baldock, J. A., Oades, J. M., Nelson, P. N., Skene, T. M., Golchin, A., & Clarke, P. (1997). Assessing the extent of decomposition of natural organic materials using solid-state ¹³C NMR spectroscopy. *Soil Research*, 35(5), 1061-1084.
- Barros Ferraz, E. S., Ometto, J. P. H. B., Martinelli, L. A., Moreira, M. Z., de Camargo, P. B., & Victoria, R. L. (2009). Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. Oficina de Textos.
- Basile-Doelsch, I., Amundson, R., Stone, W. E. E., Masiello, C. A., Bottero, J. Y., Colin, F. Masin, F., Borschneck, D. & Meunier, J. D. (2005). Mineralogical control of organic

- carbon dynamics in a volcanic ash soil on La Réunion. *European Journal of Soil Science*, 56(6), 689-703.
- Bengtsson, G., Bengtson, P., & Månsson, K. F. (2003). Gross nitrogen mineralization-, immobilization-, and nitrification rates as a function of soil C/N ratio and microbial activity. *Soil Biology and Biochemistry*, 35(1), 143-154.
- Becker, E. L. S. (2008). Solo do Rio Grande do Sul e sua relação com o clima. 2008. Tese (Doutorado em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria).
- Becker, E. L. S., & Márcia, N. P. (2012). Relevo do Rio Grande do Sul, Brasil, e sua representação em maquete. *Revista Percurso*, 4(2), 113-132.
- Behling, H., Pillar, V. D., Orlóci, L., & Bauermann, S. G. (2004). Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203(3-4), 277-297.
- Behling, H., Pillar, V. D., & Bauermann, S. G. (2005). Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). *Review of palaeobotany and palynology*, 133(3-4), 235-248.
- Behling, H., Pillar, V. D., Müller, S. C., & Overbeck, G. E. (2007). Late-Holocene fire history in a forest-grassland mosaic in southern Brasil: Implications for conservation. *Applied Vegetation Science*, 10(1), 81-90.
- Behling, H., & Pillar, V.D. (2007). Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems. *Phil. Trans. R. Soc. B* 362, 243–251.
- Biswas, A., Si, B. C., & Walley, F. L. (2008). Spatial relationship between $\delta^{15}\text{N}$ and elevation in agricultural landscapes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 15(3), 397-407.

- Bockheim, J. G., Gennadiyev, A. N., Hartemink, A. E., & Brevik, E. C. (2014). Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma*, 226, 231-237.
- Boldrini, I. I. (2009). A flora dos campos do Rio Grande do Sul. *Campos Sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade*, 63-77.
- Boutton, T.W. (1991). Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments. In: Coleman, D.C., Fry, B. (eds). *Carbon Isotope Techniques*. New York: Academic Press, p. 173-185.
- Boutton, T.W. (1996). Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W.; Yamasaki, S-I. (Eds.) *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker, p.47-82.
- Box, E. O. (1986). Some climatic relationships of the vegetation of Argentina, in global perspective. *Veroeff. Geobot. Inst. Eth Stift. Ruebel*. 1986.
- Brasil. (2020) Secretaria de Planejamento, Governança e Gestão (RS). Atlas socioeconômico do Rio Grande do Sul. 5ª edição. Disponível em: <https://atlassocioeconomico.rs.gov.br/solos>. Acesso em: 30/03/2022.
- Brasil. (2021) Secretaria de Planejamento, Governança e Gestão (RS). Atlas socioeconômico do Rio Grande do Sul. 6ª edição. Disponível em: <https://atlassocioeconomico.rs.gov.br/edicao>. Acesso em: 29/08/2021.
- Brady, N. C., & Weil, R. R. (2013). *Elementos da natureza e propriedades dos solos*. 3ª ed. Bookman. Porto Alegre.
- Breitenbeck, G. A., & Paramasivam, S. (1995). Availability of ¹⁵N-labeled nonexchangeable ammonium to soil microorganisms. *Soil science*, 159(5), 301-310.
- Bustamante, R. O., & Simonetti, J. A. (2005). Is *Pinus radiata* invading the native vegetation in central Chile? Demographic responses in a fragmented forest. *Biological Invasions*, 7(2), 243-249.

- Camargo, M. N. (1981). Mapa de solos do Brasil. Embrapa Solos-Outras publicações técnicas (INFOTECA-E). Disponível em: <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/327962>. Acesso em: 15/05/2022
- Camargo, L. A., Marques Júnior, J., Pereira, G. T., & Bahia, A. S. R. D. S. (2014). Clay mineralogy and magnetic susceptibility of Oxisols in geomorphic surfaces. *Scientia Agricola*, 71(3), 244-256.
- Campos, M. C. C., Marques Júnior, J., Souza, Z. M. D., Siqueira, D. S., & Pereira, G. T. (2012). Discrimination of geomorphic surfaces with multivariate analysis of soil attributes in sandstone-basalt lithosequence. *Revista Ciência Agronômica*, 43(3), 429-438.
- Canellas, L. P., Baldotto, M. A., Busato, J. G., Marciano, C. R., Menezes, S. C., Silva, N. M. D., Rumjanek, V. M., Velloso, A. C. X., Simões, M.L., & Martin-Neto, L. (2007). Estoque e qualidade da matéria orgânica de um solo cultivado com cana-de-açúcar por longo tempo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31(2), 331-340.
- Caxito, F. A., & Silva, A. V. (2015). Isótopos estáveis: fundamentos e técnicas aplicadas à caracterização e proveniência geográfica de produtos alimentícios. *Geonomos*, 23(1), 10-17.
- Chapin, F.S., Matson, P.A., & Vitousek, P. (2011). *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer Science & Business Media.
- Chiellini, C., Cardelli, V., De Feudis, M., Corti, G., Cocco, S., Agnelli, A., Massaccesi, L., Alessi, G. D., Mengoni, A., & Mocali, S. (2019). Exploring the links between bacterial communities and magnetic susceptibility in bulk soil and rhizosphere of beech (*Fagus sylvatica* L.). *Applied Soil Ecology*, 138, 69-79.
- Clercq, T., Heiling, M., Dercon, G., Resch, C., Aigner, M., Mayer, L., Mao, Y., Elsen, A., Steier, P., Leifeld, J., & Merckx, R. (2015). Predicting soil organic matter stability in agricultural fields through carbon and nitrogen stable isotopes. *Soil Biology and Biochemistry*, 88, 29-38.
- Conen, F., Zimmermann, M., Leifeld, J., Seth, B., & Alewell, C. (2008). Relative stability of soil carbon revealed by shifts in $\delta^{15}\text{N}$ and C: N ratio. *Biogeosciences*, 5(1), 123-128.

- Constantinides, M., & Fownes, J. H. (1994). Nitrogen mineralization from leaves and litter of tropical plants: relationship to nitrogen, lignin and soluble polyphenol concentrations. *Soil Biology and Biochemistry*, 26(1), 49-55.
- Coplen, T. B., Bohlke, J. K., De Bievre, P., Ding, T., Holden, N. E., Hopple, J. A., Krouse, H. R., Lamberty, A., Peiser, H. S., Revesz, K., Rieder, S. E., Rosman, K. J. R., Roth, E., Taylor, P. D. P., Vocke Jr., R. D., & Xiao, Y.K. (2002). Isotope-abundance variations of selected elements (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 74(10), 1987–2017.
- Cornejo, J., & Hermosin, M. C. (1996). Interaction of humic substances and soil clays. In *Humic substances in terrestrial ecosystems* (pp. 595-624). Elsevier Science BV.
- Costa, P. Y., Nguetnkam, J. P., Mvoubou, C. M., Togbé, K. A., Ettien, J. B., & Yao-Kouame, A. (2015). Old landscapes, pre-weathered materials, and pedogenesis in tropical Africa: How can the time factor of soil formation be assessed in these regions?. *Quaternary International*, 376, 47-74.
- Coughenour, M. B. (1991). Spatial components of plant-herbivore interactions in pastoral, ranching, and native ungulate ecosystems. *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives*, 44(6), 530-542.
- Craine, J. M., Elmore, A. J., Aidar, M. P., Bustamante, M., Dawson, T. E., Hobbie, E. A., ... & Wright, I. J. (2009). Global patterns of foliar nitrogen isotopes and their relationships with climate, mycorrhizal fungi, foliar nutrient concentrations, and nitrogen availability. *New Phytologist*, 183(4), 980-992.
- Craine, J. M., Elmore, A. J., Wang, L., Augusto, L., Baisden, W. T., Brookshire, E. J., Cramer, M. D., Hasselquist, N. J, Hobbie, E. A., Kahmen, A., Koba, K., Kranabetter, J. M., Mack, M.C, Marin-Spiotta, E., Mayor, J. R, McLauchlan, K. K., Michelsen, A., Nardoto, G. B., Oliveirs, R. S., Perakis, S. S., Peri, P. L, Quesada, C. A., Richter, A., Schipper, L. A., Stevenson, B. A., Turner, B. L., Viani, R. A. G., Wanek, W., & Zeller, B. (2015a). Convergence of soil nitrogen isotopes across global climate gradients. *Scientific reports*, 5(1), 1-8.

- Craine, J. M., Brookshire, E. N. J., Cramer, M. D., Hasselquist, N. J., Koba, K., Marin-Spiotta, E., & Wang, L. (2015b). Ecological interpretations of nitrogen isotope ratios of terrestrial plants and soils. *Plant and Soil*, 396(1), 1-26.
- Curtin, D., Beare, M. H., & Qiu, W. (2015). Texture effects on carbon stabilisation and storage in New Zealand soils containing predominantly 2: 1 clays. *Soil Research*, 54(1), 30-37.
- Dalmolin, R. S. D., Gonçalves, C. N., Dick, D. P., Knicker, H., Klamt, E., & Kögel-Knabner, I. (2006). Organic matter characteristics and distribution in Ferralsol profiles of a climosequence in southern Brazil. *European Journal of Soil Science*, 57(5), 644-654.
- Daniels, R. B., Gamble, E. E., & Cady, J. G. (1971). The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Advances in Agronomy*, 23, 51-88.
- Dearing, J. A. (1994). Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system. Chi Pub.
- Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A., & O'grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124(1), 228-240.
- DeNiro, M. J., & Epstein, S. (1978). Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42,495-506.
- Dias, D. F. (2015). Síntese e caracterizações de nanopartículas de FeCo/(Fe, Co) 3O4 com acoplamentos magnéticos sintetizadas pelo método sol-gel proteico.
- Dick, D. P., Gomes, J., Bayer, C., & Bodmann, B. (2000). Adsorção de ácidos húmicos em latossolo roxo natural e tratado com oxalato de amônio. *Revista brasileira de ciência do solo*, 24(2), 285-294.
- Dick, D. P., Gonçalves, C. N., Dalmolin, R. S., Knicker, H., Klamt, E., Kögel-Knabner, I., Simões, M. L., & Martin-Neto, L. (2005). Characteristics of soil organic matter of different Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. *Geoderma*, 124(3-4), 319-333.

- Ducatti, C., Martins, C.L., Arrigoni, M.B., Martins, M.B., Vieira Jr., L.C., & Denadai, J.C. (2011). Utilização de isótopos estáveis em ruminantes. *Revista brasileira de zootecnia*, 40, 68-75.
- EMBRAPA. (2005). Cultivo do arroz irrigado no Brasil. *Sistemas de Produção* 3.
- Eriksen, W. (1978). Ist das Pampaproblem gelöst?. *Naturwissenschaftliche Rundschau*.
- Forman, R.T.T., & Godron, M. (1986). *Landscape ecology*. Wiley & Sons Ed., New York.
- Fração, L. A., Santana, I. K. D. S., Campos, D. V. B. D., Feigl, B. J., & Cerri, C. C. (2010). Estoques de carbono e nitrogênio e fração leve da matéria orgânica em Neossolo Quartzarênico sob uso agrícola. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 45, 1198-1204.
- Franchini, J. C., Hoffmann-Campo, C. B., Torres, E., Miyazawa, M., & Pavan, M. A. (2003). Organic composition of green manure during growth and its effect on cation mobilization in an acid Oxisol. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 34(13-14), 2045-2058.
- Fry, B. (2006). *Stable isotope ecology*. Springer Science. 308p.
- Galimov, E. M. (1985). *The biological fractionation of isotopes* Academic Press. Orlando, Florida.
- Gannes, L. Z., Del-Rio, C. M., Koch, P. (1998). Natural abundance variations in stable isotopes and their potential uses in animal physiological ecology. *Comparative Biochemistry Physiology*, 119, 725-737.
- Ghidini, S., Ianieri, A., Zanardi, E., Conter, M., Boschetti, T., Iacumin, P., & Bracchi, P.G. (2006). Stable isotopes determination in food authentication: a review. *Annali della Facoltà di Medicina Veterinaria-Università di Parma (Italy)* 26, 193-204.
- Gonçalves, C. N., Dalmolin, R. S., Dick, D. P., Knicker, H., Klamt, E., & Kögel-Knabner, I. (2003). The effect of 10% HF treatment on the resolution of CPMAS ¹³C NMR spectra and on the quality of organic matter in Ferralsols. *Geoderma*, 116(3-4), 373-392.

- Gonzalvez, A., Armenta, S., & De la Guardia, M. (2009). Trace-element composition and stable-isotope ratio for discrimination of foods with Protected Designation of Origin. *Trends in Analytical Chemistry*, 28(11), 1295-1311.
- Gregorich, E. G., Greer, K. J., Anderson, D. W., & Liang, B. C. (1998). Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. *Soil and Tillage Research*, 47(3-4), 291-302.
- Grimley, D. A., Arruda, N. K., & Bramstedt, M. W. (2004). Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the midwestern USA. *Catena*, 58(2), 183-213.
- Guareschi, R. F., Pereira, M. G., & Perin, A. (2014). Carbono, nitrogênio e abundância natural de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em uma cronosequência de agricultura sob plantio direto no cerrado goiano. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 38(4), 1135-1142.
- Hanesch, M., Stanjek, H., & Petersen, N. (2006). Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon. *Geophysical Journal International*, 165(1), 53-61.
- Heal, O. W., Anderson, J. M., & Swift, M. J. (1997). Plant litter quality and decomposition. In *Driven by Nature, Plant Litter Quality and Decomposition*. Eds. G Cadish and KE Giller. pp 47–66. CAB International, Wallingford, Oxon, UK
- Hilton, R. G., Galy, A., West, A. J., Hovius, N., & Roberts, G. G. (2013). Geomorphic control on the $\delta^{15}N$ of mountain forests. *Biogeosciences*, 10(3), 1693-1705.
- Houlton, B. Z., Sigman, D. M., & Hedin, L. O. (2006). Isotopic evidence for large gaseous nitrogen losses from tropical rainforests. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(23), 8745-8750.
- IBGE, R. (2004). Mapa da vegetação do Brasil e Mapa de Biomas do Brasil.
- IBGE, R. (2012). Manual técnico da vegetação brasileira.
- Janssen, B. H. (1996). Nitrogen mineralization in relation to C: N ratio and decomposability of organic materials. In *Progress in Nitrogen Cycling Studies* (pp. 69-75). Springer, Dordrecht.

- Kaiser, K., & Zech, W. (2000). Dissolved organic matter sorption by mineral constituents of subsoil clay fractions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 163(5), 531-535.
- Kaiser, K., & Guggenberger, G. (2003). Mineral surfaces and soil organic matter. *European Journal of Soil Science*, 54(2), 219-236.
- Kampf, N., & Dick, D. P. (1984). Óxidos de ferro em cambissolos brunos no Rio Grande do Sul e Sul de Minas Gerais. *Revista brasileira de ciencia do solo*. Vol. 8 (1984), p. 183-188.
- Kelly, S., Heaton, K., & Hoogewerff, J. (2005). Tracing the geographical origin of food: The application of multi-element and multi-isotope analysis. *Trends in Food Science & Technology*, 16,555–567.
- Kornexl, B. E., Werner, R., Rossmann, A., & Schmidt, H-L. (1997). Measurement of stable isotope abundances in milk and milk ingredients—A possible tool for origin assignment and quality control. *Zeitschrift fur Lebensmittel-Untersuchung und-Forschung A*, 205(1), 19–24.
- Lal, R. (2014). Soil carbon management and climate change. *Carbon Management*, 4:4, 439-462.
- Le Borgne, E. (1955). Abnormal magnetic susceptibility of the top soil. *Annals of Geophysics*, 11, 399-419.
- Lecoanet, H., Lévêque, F., & Segura, S. (1999). Magnetic susceptibility in environmental applications: comparison of field probes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 115(3-4), 191-204.
- Ledru, M. P., Salgado-Labouriau, M. L., & Lorscheitter, M. L. (1998). Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2), 131-142.
- Leite, P. F., & Klein, R. M. (1990). *Geografia do Brasil: região sul*. Rio de Janeiro, IBGE.

- Lindman, C.A.M., 1906. A Vegetação no Rio Grande do Sul. EDUSP/Itatiaia, São Paulo/Belo Horizonte. Translated from Lindman, C. A. M.1900. Vegetationen i Rio Grande do Sul (Sydbrasilien). Stockholm, Nordin and Josephson.
- Löhr, S. C., Murphy, D. T., Nothdurft, L. D., Bolhar, R., Piazzolo, S., & Siegel, C. (2017). Maghemite soil nodules reveal the impact of fire on mineralogical and geochemical differentiation at the Earth's surface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 200, 25-41.
- Longhi, S. J., & Greff, L. T. B. (2006). Distribuição de espécies arbóreas em relação a parâmetros ambientais em uma Floresta Estacional Decidual no município de Itaara, RS. Santa Maria: UFSM.
- Loughnan, F. C. (1969). Chemical weathering of the silicate minerals (No. 549.6 L6).
- Loveland, P. (1983). KH Tan Principles of Soil Chemistry. Marcel Dekker Inc., New York & Basel, 1982. 267 pp. Price \$34.50 (20% higher outside the USA and Canada). *Clay Minerals*, 18(1), 110-112.
- Luce, M. S., Whalen, J. K., Ziadi, N., Zebarth, B. J., & Chantigny, M. H. (2014). Labile organic nitrogen transformations in clay and sandy-loam soils amended with 15N-labelled faba bean and wheat residues. *Soil Biology and Biochemistry*, 68, 208-218.
- Machado, R. (2004). Padrões vegetacionais em capões de Floresta com Araucária no planalto nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil. 2004. 164 f (Doctoral dissertation, Dissertação (Mestrado em Ecologia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre).
- Martins, É. D. S., Reatto, A., Carvalho Júnior, O. A. D., & Guimarães, R. F. (2004). Ecologia de Paisagem: conceitos e aplicações potenciais no Brasil. *Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento*, 121, 35 p. Embrapa Cerrados, Planaltina-DF.
- Matias, S. S. R. (2010). Suscetibilidade magnética e sua associação com atributos do solo e do relevo em uma topossequência de Latossolos. (Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho").
- Martinelli, L. A., Piccolo, M. C., Townsend, A. R., Vitousek, P. M., Cuevas, E., McDowell, W., Robertson, G. P., Santos, O.C & Treseder, K. (1999). Nitrogen stable isotopic

composition of leaves and soil: tropical versus temperate forests. *Biogeochemistry*, 46(1), 45-65.

McCauley, A., Jones, C., & Jacobsen, J. (2009). Soil pH and organic matter. *Nutrient management module*, 8(2), 1-12.

Metges, C., Kempe, K., & Schmidt, H-L. (1990). Dependence of the carbon-isotope contents of breath carbon dioxide, milk, serum and rumen fermentation products on the $\delta^{13}\text{C}$ value of food in dairy cows. *British Journal of Nutrition*, 63, 187-196.

Metzger, J. P. (2001). O que é Ecologia de Paisagens?. *Biota Neotropica*, 12(1).

Minasny, B., Finke, P., Stockmann, U., Vanwalleghem, T., & McBratney, A. B. (2015). Resolving the integral connection between pedogenesis and landscape evolution. *Earth-Science Reviews*, 150, 102-120.

Miranda, S. D. C., Bustamante, M., Palace, M., Hagen, S., Keller, M., & Ferreira, L. G. (2014). Regional variations in biomass distribution in Brazilian savanna woodland. *Biotropica*, 46(2), 125-138.

Modenesi-Gauttieri, M. C., De Toledo, M. C. M., Hiruma, S. T., Taioli, F., & Shimada, H. (2011). Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena*, 85(3), 221-230.

Moser, H., & Rauert, W. (1980). *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. Berlin: Borntraeger, 400 p.

Müller, S. C., Overbeck, G. E., Pfadenhauer, J., & Pillar, V. D. (2007). Plant functional types of woody species related to fire disturbance in forest–grassland ecotones. *Plant Ecology*, 189(1), 1-14.

Mullins, C. E. (1977). Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science—a review. *Journal of soil science*, 28(2), 223-246.

Nabinger, C., Moraes, A. D., & Maraschin, G. E. (2000). Campos in southern Brazil. *Grassland ecophysiology and grazing ecology*, 355-376.

- Nakamura, K., Schoeller, D. A., Winkler F. J., & Schmidt, H-L. (1982). Geographical variations in the carbon isotope composition of the diet and hair in contemporary man. *Biological Mass Spectrometry* 9, 390-394.
- Nardoto, G. B. (2005). Abundância natural de ^{15}N na Amazônia e Cerrado-implicações para a ciclagem de nitrogênio (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Nezhad, M. T. K. (2019). Storage and drivers of soil organic carbon and nitrogen in a rangeland ecosystem across a lithosequence in western Iran. *Catena*, 176, 245-263.
- Neufeldt, H., Resck, D. V., & Ayarza, M. A. (2002). Texture and land-use effects on soil organic matter in Cerrado Oxisols, Central Brazil. *Geoderma*, 107(3-4), 151-164.
- Nicolardot, B., Recous, S., & Mary, B. (2001). Simulation of C and N mineralisation during crop residue decomposition: a simple dynamic model based on the C: N ratio of the residues. *Plant and soil*, 228(1), 83-103.
- Novak, S. (2015). Campos de Cima da Serra. Lajeado Grande, São Francisco de Paula – RS. Disponível em: <https://fotonovak.wordpress.com/tag/campos/>. Acesso em: 12/04/2022
- Oades, J. M., & Townsend, W. N. (1963). The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays. *Journal of soil science*, 14(2), 179-187.
- Oades, J. M. (1989). An introduction to organic matter in mineral soils. *Minerals in soil environments*, 1, 89-159.
- Oliveira, J. M., & Pillar, V. D. (2004). Vegetation dynamics on mosaics of Campos and Araucaria forest between 1974 and 1999 in Southern Brazil. *Community ecology*, 5(2), 197-202.
- Osher, L. J., Matson, P. A., & Amundson, R. (2003). Effect of land use change on soil carbon in Hawaii. *Biogeochemistry*, 65(2), 213-232.
- Overbeck, G. E., Müller, S. C., Fidelis, A., Pfadenhauer, J., Pillar, V. D., Blanco, C. C., Boldrini, I. I., Both, R. & Forneck, E. D. (2007). Brazil's neglected biome: the South

- Brazilian Campos. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, 9(2), 101-116.
- Parfitt, R. L., Heng, L. K., & Taylor, M. D. (1995a). Sorption of ions by soil organic matter and clay-organics at low ionic strength (Vol. 1, pp. 59-73). Florida, US: CRC Lewis Publications.
- Parfitt, R. L., Giltrap, D. J., & Whitton, J. S. (1995b). Contribution of organic matter and clay minerals to the cation exchange capacity of soils. *Communications in soil science and plant analysis*, 26(9-10), 1343-1355.
- Parron, L. M., Bustamante, M. D. C., & de CAMARGO, P. B. (2004). Composição isotópica de carbono e nitrogênio em solos e plantas de uma mata de galeria: efeito do gradiente topográfico. *Embrapa Cerrados. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento*.
- Pavinato, P. S., & Rosolem, C. A. (2008). Disponibilidade de nutrientes no solo: decomposição e liberação de compostos orgânicos de resíduos vegetais. *Revista Brasileira de Ciência do solo*, 32(3), 911-920.
- Peluco, R. G., Marques Júnior, J., Siqueira, D. S., Pereira, G. T., Barbosa, R. S., Teixeira, D. D. B., Adame, C. R., & Cortez, L. A. (2013). Suscetibilidade magnética do solo e estimação da capacidade de suporte à aplicação de vinhaça. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 48, 661-672.
- Pillar, V.D., & Quadros, F.L.F. (1997). Grassland–forest boundaries in Southern Brazil. *Coenoses* 12, 119–126.
- Pillar, V. D. P., Boldrini, I. I., & Lange, O. (2002). Padrões de distribuição espacial de comunidades campestres sob plantio de eucalipto. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 37(6), 753-761.
- Pillar, V. D. P., & Lange, O. (Eds.). (2015). *Os campos do sul*. Porto Alegre/RS: Rede Campos Sulinos-UFRGS.
- Pinheiro, A. V. B. (2020). Estudo dos acoplamentos magnéticos em nanoestruturas CoFe_2O_4 @ CoFe_2 dispersas em matriz de Ag.

- Porto, A., 1954. História das Missões Orientais do Uruguai. Livraria Selbach, Porto Alegre.
- Potes, M. D. L., Dick, D. P., Dalmolin, R. S. D., Knicker, H., & Rosa, A. S. D. (2010). Matéria orgânica em Neossolo de altitude: influência do manejo da pastagem na sua composição e teor. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34, 23-32.
- R Core Team. 2015. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.Rproject.org/>.
- Ramalho, R. S., Quartau, R., Trenhaile, A. S., Mitchell, N. C., Woodroffe, C. D., & Ávila, S. P. (2013). Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, 127, 140-170.
- Ramos, P. V. (2015). Suscetibilidade magnética na estimativa de atributos do solo e identificação de compartimentos da paisagem em Latossolos de basalto no planalto do RS. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Maria).
- Ramos, F. T., Dores, E. F. D. C., Weber, O. L. D. S., Beber, D. C., Campelo Jr, J. H., & Maia, J. C. D. S. (2018). Soil organic matter doubles the cation exchange capacity of tropical soil under no-till farming in Brazil. *Journal of the Science of Food and Agriculture*, 98(9), 3595-3602.
- Rasmussen, C., Heckman, K., Wieder, W. R., Keiluweit, M., Lawrence, C. R., Berhe, A. A., Blankinship, J. C., Crow, S. E., Druhan, J. L., Pries, C. E. H., Marin-Spiotta, E., Plante, A. F., Schädel, C., Schimel, J. P., Sierra, C. A., Thompson, A. & Wagai, R. (2018). Beyond clay: towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content. *Biogeochemistry*, 137(3), 297-306.
- Reatto, A., Martins, É. D. S., Farias, M. F. R., Silva, A. V. D., & Carvalho Júnior, O. A. D. (2004). Mapa pedológico digital-SIG atualizado do Distrito Federal escala 1: 100.000 e uma síntese do texto explicativo.
- Reatto, A., Bruand, A., de Souza Martins, E., Muller, F., da Silva, E. M., de Carvalho Jr, O. A., & Brossard, M. (2008). Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and

- local scale in Latosols of the Brazilian Central Plateau. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(11), 741-748.
- Ricklefs, R. E. (2011). *A economia da natureza*. 6ª edição. Editora Guanabara Koogan.
- Ross, J. L. S. (1996). *Geografia do Brasil* (Vol. 3). Edusp.
- Ruhe, R. V. (1956). Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil science*, 82(6), 441-456.
- Santana, G. P., Fabris, J. D., Goulart, A. T., & Santana, D. P. (2001). Magnetite and its transformation to hematite in a soil derived from steatite.
- Santos, H. G., Carvalho Junior, W. D., Dart, R. D. O., Áglio, M. L. D., Sousa, J. S., Pares, J. G., Fontana, A., Martins, A. L. S., & Oliveira, A. P. (2011). O novo mapa de solos do Brasil: legenda atualizada. Embrapa Solos-Documents (INFOTECA-E). Disponível em: <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/920267>. Acesso em: 15/05/2022
- Santos, H. G., Jacomine, P. K. T., Anjos, L. H. C., Oliveira, V. A., Lumberras, J. F., Coelho, M. R., Almeida, J. A., Araujo Filho, J. C., Oliveira, J.B., & Cunha, T. J. F. (2018). *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília, DF: Embrapa.
- Schaefer, C. E. R., Ker, J. C., Gilkes, R. J., Campos, J. C., Da Costa, L. M., & Saadi, A. (2002). Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. *Geoderma*, 107(3-4), 243-269.
- Schoeninger, M. J., DeNiro, M. J., & Tauber, H. (1983). Stable nitrogen isotope ratios of bone collagen reflect marine and terrestrial components of prehistoric human diet. *Science*, 220, 1381-1383
- Senft, R. L., Coughenour, M. B., Bailey, D. W., Rittenhouse, L. R., Sala, O. E., & Swift, D. M. (1987). Large herbivore foraging and ecological hierarchies. *BioScience*, 37(11), 789-799.
- Shen, Y. H. (1999). Sorption of natural dissolved organic matter on soil. *Chemosphere*, 38(7), 1505-1515.

- Shibuya, E. K., Sarkis, J. E. S., Negrini Neto, O., Moreira, M. Z., & Victoria, R.L. (2006). Sourcing Brazilian marijuana by applying IRMS analysis to seized samples. *Forensic Science International*, 160(1), 35–43.
- Silva, A. V., Hélie, J. F., Caxito, F. A., Monardes, H., Mustafa, A. F., & Stevenson, R. (2014). Multi-stable isotope analysis as a tool for assessing the geographic provenance of dairy products: A case study using buffalo's milk and cheese samples from the Amazon basin, Brazil. *International Dairy Journal*, 35, 107-110.
- Silva Junior, J. F. D., Marques Júnior, J., Camargo, L. A., Teixeira, D. D. B., Panosso, A. R., & Pereira, G. T. (2012). Simulação geoestatística na caracterização espacial de óxidos de ferro em diferentes pedoformas. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(6), 1690-1703.
- Skinner, B. J., & Porter, S. C. (1995). *The dynamic Earth*. New York: J. Willey & Sons.
- 496 p.
- Simpkins, W. A., Patel, G., Collins, P., Harrison, M., & Goldberg, D. (1999). Oxygen isotope ratios of juice water in Australian oranges and concentrates. *Journal of Agriculture and Food Chemistry*, 47, 2606–2612.
- Singh, M., Sarkar, B., Biswas, B., Bolan, N. S., & Churchman, G. J. (2017). Relationship between soil clay mineralogy and carbon protection capacity as influenced by temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry*, 109, 95-106.
- Soares, M. R., & Alleoni, L. R. F. (2008). Contribution of soil organic carbon to the ion exchange capacity of tropical soils. *Journal of Sustainable Agriculture*, 32(3), 439-462.
- Sommer, M., Gerke, H. H., & Deumlich, D. (2008). Modelling soil landscape genesis—a “time split” approach for hummocky agricultural landscapes. *Geoderma*, 145(3-4), 480-493.
- Streck, E. V., Kämpf, N., Dalmolin, R. S. D., KLANT, E., Nascimento, P. C. D., & Schneider, P. (2002). *Solos do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Emater/RS. UFRGS.

- Streck, E. V., Kampf, N., Dalmolin, R. S. D., Klamt, E., Nascimento, P. C., & Schneider, P. (2008). Solos do Rio Grande do Sul. (Porto Alegre: UFRGS. 222p).
- Temme, A. J., & Vanwalleghem, T. (2016). LORICA—A new model for linking landscape and soil profile evolution: Development and sensitivity analysis. *Computers & Geosciences*, 90, 131-143.
- Teixeira, M. B., Coura Neto, A. B., Pastore, U., & Rangel Filho, A. L. R. (1986). Levantamento de recursos naturais. IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (Ed.) Vegetação. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 541-632.
- The jamovi project (2021). jamovi. (Version 2.2) [Computer Software]. Url <https://www.jamovi.org>.
- Torrent, J., Liu, Q. S., & Barrón, V. (2010). Magnetic minerals in Calcic Luvisols (Chromic) developed in a warm Mediterranean region of Spain: origin and paleoenvironmental significance. *Geoderma*, 154(3-4), 465-472.
- Tricart, J.J.L. (1979). Paysage et écologie. *Revue de Géomorphologie dynamique: géodynamique externe. Études intégrée du milieu naturel*, XXVIII, n.3, p. 81-95.
- Troeh, F. R. (1964). Landform parameters correlated to soil drainage. *Soil Science Society of America Journal*, 28(6), 808-812.
- Troeh, F. R. (1965). Landform equations fitted to contour maps. *American Journal of Science*, 263(7), 616-627.
- Van Veen, J. A., Ladd, J. N., & Amato, M. (1985). Turnover of carbon and nitrogen through the microbial biomass in a sandy loam and a clay soil incubated with [¹⁴C (U)] glucose and [¹⁵N](NH₄)₂SO₄ under different moisture regimes. *Soil Biology and Biochemistry*, 17(6), 747-756.
- Van Wambeke, A. (1974). Management properties of ferralsols (No. 631.825 F3). FAO. Disponível em <<http://www.fao.org/3/x5867e/x5867e03.htm#TopOfPage>>. Acesso em: 18/05/2020

- Vermeer, A. W. P., Van Riemsdijk, W. H., & Koopal, L. K. (1998). Adsorption of humic acid to mineral particles. 1. Specific and electrostatic interactions. *Langmuir*, 14(10), 2810-2819.
- Vitousek, P., Chadwick, O., Matson, P., Allison, S., Derry, L., Kettley, L., Luers, A., Mecking, E., Monastera, V., & Porder, S. (2003). Erosion and the rejuvenation of weathering-derived nutrient supply in an old tropical landscape. *Ecosystems*, 6(8), 762-772.
- Vogel, J. C. (1993). Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. In: Ehleringer, J.R.; Hall, A.E.; Farquhar, G.D. (Eds.). *Stable isotopes and plant carbon: water relations*. San Diego: Academic Press, 29-46.
- Werner, R. A., & Brand, W. A. (2001). Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15, 501–519.
- Weintraub, S. R., Taylor, P. G., Porder, S., Cleveland, C. C., Asner, G. P., & Townsend, A. R. (2015). Topographic controls on soil nitrogen availability in a lowland tropical forest. *Ecology*, 96(6), 1561-1574.
- Wiesmeier, M., Dick, D. P., Rumpel, C., Dalmolin, R. S. D., Hilscher, A., & Knicker, H. (2009). Depletion of soil organic carbon and nitrogen under *Pinus taeda* plantations in Southern Brazilian grasslands (Campos). *European journal of soil science*, 60(3), 347-359.
- Yang, P., Byrne, J. M., & Yang, M. (2016). Spatial variability of soil magnetic susceptibility, organic carbon and total nitrogen from farmland in northern China. *Catena*, 145, 92-98.