

**UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia**  
**Carolina Batista de Oliveira Viana**

**ESTUDO *MULTI-PROXY* DE UM REGISTRO DE VEREDA DO PARQUE  
NACIONAL DE BRASÍLIA (DF) COM FINS DE RECONSTITUIÇÃO DO  
PALEOAMBIENTE E PALEOCLIMA DO BRASIL CENTRAL**

**Diamantina**

**2022**



**Carolina Batista de Oliveira Viana**

**ESTUDO *MULTI-PROXY* DE UM REGISTRO DE VEREDA DO PARQUE NACIONAL DE BRASÍLIA (DF) COM FINS DE RECONSTITUIÇÃO DO PALEOAMBIENTE E PALEOCLIMA DO BRASIL CENTRAL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como requisito para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Profa. Dra. Ingrid Horák-Terra

**Diamantina**

**2022**



Catálogo na fonte - Sisbi/UFVJM

B333 Viana, Carolina Batista de Oliveira  
2022 ESTUDO MULTI-PROXY DE UM REGISTRO DE VEREDA DO PARQUE NACIONAL DE BRASÍLIA (DF) COM FINS DE RECONSTITUIÇÃO DO PALEOAMBIENTE E PALEOCLIMA DO BRASIL CENTRAL [manuscrito] / Carolina Batista de Oliveira Viana. -- Diamantina, 2022. 96 p. : il.

Orientador: Prof. Ingrid Horák-Terra.

Dissertação (Mestrado em Geologia) -- Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Diamantina, 2022.

1. Reconstituição de paleoambientes. 2. Organosolos. 3. Veredas. 4. Geoquímica. I. Horák-Terra, Ingrid. II. Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFVJM com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Este produto é resultado do trabalho conjunto entre o bibliotecário Rodrigo Martins Cruz/CRB6-2886 e a equipe do setor Portal/Diretoria de Comunicação Social da UFVJM



**ESTUDO *MULTI-PROXY* DE UM REGISTRO DE VEREDA DO PARQUE NACIONAL DE BRASÍLIA (DF) COM FINS DE RECONSTITUIÇÃO DO PALEOAMBIENTE E PALEOCLIMA DO BRASIL CENTRAL**

Dissertação apresentada ao MESTRADO EM GEOLOGIA, nível de MESTRADO como parte dos requisitos para obtenção do título de MESTRA EM GEOLOGIA

Orientador (a): Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Ingrid Horak Terra

Data da aprovação : 22/07/2022

Prof.Dr.<sup>a</sup> INGRID HORAK TERRA - UFVJM



Documento assinado digitalmente  
INGRID HORAK TERRA  
Data: 11/10/2022 10:39:42-0300  
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof.Dr. FABRÍCIO DA SILVA TERRA - UFVJM



Documento assinado digitalmente  
FABRÍCIO DA SILVA TERRA  
Data: 11/10/2022 12:18:29-0300  
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof.Dr. UIDEMAR MORAIS BARRAL - UnB



Documento assinado digitalmente  
UIDEMAR MORAIS BARRAL  
Data: 14/10/2022 15:43:36-0300  
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Dedico este trabalho à minha família e amigos.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais pelo apoio.

À minha prima Paula pela acolhida em Diamantina.

Aos meus familiares e amigos pelo constante apoio e incentivo.

À Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM) pelo ensino público, gratuito e de qualidade.

Ao Instituto de Ciências Agrárias (ICA), pela acolhida e apoio estrutural.

À minha orientadora Profa. Dra. Ingrid Horák-Terra pelo ensino, disponibilidade, orientação e compreensão.

Ao Prof. Dr. Fabrício da Silva Terra e Prof. Dr. Uidemar Moraes Barral por toda a ajuda em campo e pelas contribuições.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pela bolsa concedida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Chamada Universal MCTIC/CNPq nº 28/2018 Processo 408393/2018-1) e à FAPEMIG (Demanda Universal Edital 001/2018 Processo CRA-APQ-00597-18) pelo suporte financeiro nas atividades desenvolvidas.

Aos colegas Lucas Dias, Brunno Douglas e Northon pela ajuda em campo.

Ao técnico do Laboratório Integrado de Pesquisas Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (LIMPEMVALE) Abraão Viana, pela ajuda na realização das análises de fluorescência de raios X.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) e ao Professor Dr. Plínio Barbosa de Camargo pelas análises isotópicas.

Aos amigos de Unaí Jêssyca, David, Amanda, Nathaniélly e Paulo pelos bons momentos.

Aos amigos da Pós-Graduação em Geologia (PPGGeo/UFVJM), especialmente Geysi e Mika, pelo apoio e por sempre me transmitirem a certeza de que no final tudo daria certo.

Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) e ao Parque Nacional de Brasília por permitir a utilização da área para este estudo.



Havia sido parido pela terra. Achava engraçado vê-lo utilizar essa imagem para afirmar sua aptidão para a lavoura. Nunca havia pensado que tinha sido parida pela terra. A terra “paria” plantas e rochas. Paria nosso alimento e minhocas (Itamar Vieira Jr. Torto Arado, 2018, p.53).



## RESUMO

As veredas são valiosos arquivos das mudanças ambientais e climáticas do passado. Esta dissertação apresenta atributos morfológicos, físicos e químicos, além da composição elementar e isotópica de um testemunho de vereda (286 cm) de idade Pleistocênica (superior a 28.000 anos) do Parque Nacional de Brasília (Distrito Federal, Brasil). A Análise por Componentes Principais foi aplicada aos dados obtidos para identificar os principais fatores e processos que controlam a evolução da vereda e inferir as principais alterações paleoambientais. Três componentes principais foram identificadas, onde CP1 está relacionada ao acúmulo relativo de matéria orgânica versus acúmulo de material mineral local, condição estritamente relacionada à estabilidade da bacia e vegetação associada (plantas C3 e C4); CP2 está relacionada à ação dos processos de decomposição da turfa; e CP3 está relacionada à incorporação de material inorgânico por meio de deposição de poeira de fontes regionais. Foram verificadas cinco fases de alterações paleoambientais: I) anterior a 28.917 anos cal AP; II) 28.917-17.942 anos cal AP; III) 17.942-10.384 anos cal AP; IV) 10.384-2.182 anos cal AP; e V) 2.182 anos cal AP até o presente. O cenário ao redor da vereda transitou de um ambiente com vegetação mais aberta sob condições mais secas (plantas C4) e grande instabilidade local e regional passando a momentos com misturas de plantas de condições secas e úmidas (plantas C3+C4). Depois disso, retorno ao predomínio de plantas C4 com alta expressão do processo de decomposição de turfa e alta entrada de material mineral regional, até momentos com aumento expressivo de plantas C3 com alto acúmulo de matéria orgânica e estabilidade ambiental (local e regional). Os resultados sugerem que esta vereda é um ecossistema complexo que apresenta grande potencial para estudos de reconstituição ambiental e mudanças climáticas e deve, portanto, ser protegido.

**Palavras chave:** Cerrado; Organossolos; *proxies* paleoambientais; geoquímica; isotópos.



## ABSTRACT

*Veredas* (Brazilian palm swamps) provide valuable archives of past environmental and climatic changes. This study presents the morphological, physical, chemical, elemental, and isotopic properties of a deep soil *vereda* core (286 cm) of Pleistocene age (older than 28,000 years) from the Parque Nacional de Brasília (Distrito Federal, Brazil). Principal Component Analysis was applied to the obtained data to identify the main factors and processes that control the evolution of the *vereda* and infer the main paleoenvironmental changes. Three principal components (PCs) were identified, where PC1 is related to the relative accumulation of organic matter versus accumulation of local mineral material, a condition strictly related to the stability of the catchment and associated vegetation (C3 and C4 plants); PC2 is related to the action of peat decomposition processes; and PC3 is related to the incorporation of inorganic material through deposition of dust from regional sources. Five phases of paleoenvironmental changes were verified: I) older than 28,917 cal years BP; II) 28,917-17,942 cal years BP; III) 17,942-10,384 cal years BP; IV) 10,384-2,182 cal years BP; and V) 2,182 cal years BP to the present. The scenario around the *vereda* transited from an environment with more open vegetation under drier conditions (C4 plants) and great local and regional instability going into moments with mixtures of plants from dry and wet conditions (C3+C4 plants). After that, it returned again to the predominance of C4 plants with high expression of the peat decomposition process and high regional mineral material input, until moments with expressive increase of C3 plants with high accumulation of organic matter in a very stable local and regional environment. The results suggest that this *vereda* is a complex ecosystem that presents great potential for studies on environmental reconstruction and climate change and should, therefore, be protected.

**Keywords:** Cerrado; Histosols; paleoenvironment proxies; geochemistry; isotopes.





## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger ocorridos no Pleistoceno e Holoceno ....	20
Figura 2 - Localização dos sítios estudados no contexto do bioma Cerrado para fins de reconstituição paleoambiental .....	24
Figura 3 - Cenário dos últimos 32.000 anos AP reconstituído no âmbito da vegetação e clima .....	25
Figura 4 - Localização do Parque Nacional de Brasília no contexto dos biomas brasileiros, com destaque para a geologia da área no entorno do local de coleta .....	33
Figura 5 - Procedimento para coleta do solo com auxílio do vibrotestemunhador e abertura do tubo em laboratório.....	39
Figura 6 –Estratigrafia do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	43
Figura 7 – Concentração (em g kg <sup>-1</sup> ) dos elementos Si, Al, Ca e Fe do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	48
Figura 8 - Concentração (em g kg <sup>-1</sup> ) dos elementos S, Ti, K e V do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	49
Figura 9 - Concentração (em mg kg <sup>-1</sup> ) dos elementos Zr, Cu, Zn, Cr do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	51
Figura 10 - Concentração (em mg kg <sup>-1</sup> ) dos elementos Ni, Ag, Y e Br do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	52
Figura 11 - Resultados obtidos para a geoquímica orgânica que contempla os elementos C, N e a razão C/N para o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	53
Figura 12 - Resultados das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ ) estabelecidos para a vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	55
Figura 13 - Modelo de idade x profundidade estabelecido para o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	56
Figura 14 - Escores das três principais componentes extraídas da PCA obtida com os dados do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	64
Figura 15 - Modelo C/N x $\delta^{13}\text{C}$ adaptado de Meyers (2003) e modelo $\delta^{15}\text{N}$ x $\delta^{13}\text{C}$ adaptado de Peterson & Howarth (1987).....	67
Figura 16 - Fases de mudanças paleoambientais observadas para o o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil.....	70

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resultados dos atributos morfológicos, físicos e químicos do solo do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	45
Tabela 2 – Idades das amostras de turfa do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	56
Tabela 3 - Loadings para as três componentes extraídas pela PCA utilizando os atributos físicos e químicos do solo, composição elementar e isotópica do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	58
Tabela 4 – Correlação de <i>Spearman</i> entre as variáveis determinadas nas amostras do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil .....	62

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

MAS	Accelerator Mass Spectrometry – Espectometria de aceleração de massa
Ag	Prata
Al	Alumínio
Au	Ouro
Br	Bromo
C	Carbono
C/N	Relação Carbono/Nitrogênio
C3	Ciclo fotossintético C3
C4	Ciclo fotossintético C4
Ca	Cálcio
CaCl <sub>2</sub>	Cloreto de cálcio
CAM	Ciclo fotossintético CAM
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
CO <sub>2</sub>	Gás carbônico
CODEPLAN	Companha de desenvolvimento e planejamento
COT	Carbono orgânico total
CP1	Componente principal 1
CP2	Componente principal 2
CP3	Componente principal 3
Cr	Cromo
Cs	Césio
Cu	Cobre
Dmo	Densidade da material orgânica
DS	Densidade do solo
Eu	Európio
FE	Fibras esfregadas
Fe	Ferro
FNE	Fibras não esfregadas
FUNATURA	Fundação Pró-Natureza
Ga	Gálio
Ge	Germânio
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICA	Instituto de Ciências Agrárias
ICMBio	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
INAU	Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Áreas Úmidas
Ir	Íridio
K	Potássio
LIPEMVAL	Laboratório Integrado de Pesquisas Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e
E	Mucuri
M S A	Monção Sul-Americana
MIS3	Estágio isotópico marinho 3

MM	Material mineral
Mn	Manganês
MO	Matéria orgânica
N	Nitrogênio
Nb	Nióbio
P	Fósforo
Pb	Chumbo
PCA	Principal Components Analysis - Análise de Componentes Principais
Pd	Paládio
PDB	Pee Dee Belemnite
pH	Potencial hidrogeniônico
PNB	Parque Nacional de Brasília
PVC	Policloreto de vinila
Rb	Rubídio
RM	Resíduo mínimo
S	Enxofre
SdEM	Serra do Espinhaço Meridional
Si	Silício
Sm	Samário
Sr	Estrôncio
Ta	Tântalo
Th	Tório
Ti	Titânio
Tm	Túlio
UFVJM	Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri
Ug	Umidade gravimétrica
UMG	Último Máximo Glacial
USP	Universidade de São Paulo
Uv	Umidade volumétrica
V	Vanádio
Y	Ítrio
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
Zn	Zinco
Zr	Zircônio
$\delta^{13}\text{C}$	Assinatura isotópica do carbono
$\delta^{15}\text{N}$	Assinatura isotópica do nitrogênio





## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>3</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	<b>6</b>
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>7</b>
<b>3.1 Veredas: definição, evolução e importância</b> .....	<b>7</b>
<b>3.2 Proxies em estudos Quaternários</b> .....	<b>9</b>
<b>3.2.1 Isótopos Estáveis</b> .....	<b>10</b>
3.2.1.1 Isótopos de carbono .....	10
3.2.1.2 Isótopos de nitrogênio .....	12
<b>3.2.2 Datação radiocarbônica</b> .....	<b>13</b>
<b>3.2.3 Geoquímica</b> .....	<b>14</b>
3.2.3.1 Geoquímica orgânica .....	14
3.2.3.2 Geoquímica inorgânica .....	15
<b>3.2.4 Atributos de solos orgânicos</b> .....	<b>16</b>
<b>3.3 Mudanças Paleoambientais no Pleistoceno tardio e Holoceno</b> .....	<b>18</b>
3.3.1 Último Máximo Glacial.....	18
3.3.2 Eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger .....	19
3.3.3 Younger Dryas .....	21
3.3.4 Evento frio de 8.2 mil anos AP.....	21
<b>3.4 Arquivos de mudanças paleoambientais do Cerrado</b> .....	<b>22</b>
<b>3.5 Descrição da área de estudo</b> .....	<b>31</b>
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>37</b>
<b>4.1 Atividades em campo</b> .....	<b>37</b>
4.1.1 Coleta do testemunho .....	37
<b>4.2 Determinações analíticas</b> .....	<b>39</b>
4.2.1 Descrição e amostragem das amostras do testemunho .....	39
4.2.2 Caracterização do solo.....	40
4.2.3 Composição isotópica ( $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ ) e elementar orgânica.....	40
4.2.4 Composição elementar inorgânica.....	40
4.2.5 Análise geocronológica (datação $^{14}C$ ).....	41
4.2.6 Análises estatísticas .....	41
<b>5 RESULTADOS</b> .....	<b>42</b>
<b>5.1 Estratigrafia do testemunho</b> .....	<b>42</b>

<b>5.2 Atributos do solo .....</b>	<b>44</b>
<i>5.2.1 Cor .....</i>	<i>44</i>
<i>5.2.2 Fibras não esfregadas, fibras esfregadas e Escala de decomposição de von Post .....</i>	<i>46</i>
<i>5.2.3 Material mineral, Resíduo mínimo e Matéria orgânica .....</i>	<i>46</i>
<i>5.2.4 Densidade do solo, densidade da matéria orgânica e conteúdo de água .....</i>	<i>46</i>
<i>5.2.5 pH do solo.....</i>	<i>47</i>
<b>5.3 Composição geoquímica .....</b>	<b>47</b>
<i>5.3.1 Geoquímica inorgânica.....</i>	<i>47</i>
<i>5.3.2 Geoquímica orgânica.....</i>	<i>53</i>
<i>5.3.3 Geoquímica isotópica.....</i>	<i>54</i>
<b>5.4 Cronologia do testemunho.....</b>	<b>55</b>
<b>5.5 Classificação do Solo.....</b>	<b>57</b>
<b>6 DISCUSSÕES.....</b>	<b>57</b>
<i>6.1 Entrada de material orgânico e inorgânico de fonte local.....</i>	<i>59</i>
<i>6.2 Grau de decomposição da matéria orgânica.....</i>	<i>64</i>
<i>6.3 Entrada de material mineral de fonte regional.....</i>	<i>65</i>
<i>6.4 Fontes da matéria orgânica.....</i>	<i>66</i>
<i>6.5 Fases de mudanças ambientais .....</i>	<i>68</i>
<b>7 Considerações Finais.....</b>	<b>72</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>73</b>
<b>ANEXO 1 – Concentração (g Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, K e V da vereda do Parque Nacional de Brasília.....</b>	<b>85</b>
<b>ANEXO 2 – Concentração (mg Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Zr, Cu, Br, Y, Zn, Cr, Ni e Ag da vereda do Parque Nacional de Brasília .....</b>	<b>89</b>
<b>ANEXO 3 – Valores de COT, N, C/N, δ<sup>13</sup>C e δ<sup>15</sup>N da vereda do Parque Nacional de Brasília .....</b>	<b>93</b>



## 1 INTRODUÇÃO

O limite de transição do Plioceno para o Pleistoceno é representativo do começo dos paleoclimas glaciais, os quais contribuíram para moldar a fisiografia da Terra, o ambiente biológico e a espécie humana. No tempo geológico, o período Quaternário (~2,6 milhões de anos AP até o presente) é subdividido em duas épocas: Pleistoceno (~2,6 Ma até os 11.700 anos AP) e o Holoceno, que compreende os últimos 11.700 anos da idade da Terra (SOUZA *et al.*, 2005; SUGUIO, 2010).

O período Quaternário é caracterizado por mudanças climáticas acentuadas, sendo sua principal característica a intercalação de períodos glaciais com intervalos de tempo de condições climáticas mais quentes, denominados períodos interglaciais. As grandes glaciações tiveram duração média de 100.000 anos e os períodos interglaciais foram mais curtos, com duração média de 20.000 anos. Durante o Quaternário, e, principalmente durante o Pleistoceno Tardio, os ecossistemas passaram por diversas mudanças ambientais, influenciados pelo resfriamento global e pelo aumento gradativo da temperatura durante o Holoceno (SALGADO-LABOURIAU, 2007; MEYER *et al.*, 2013; CORRÊA, 2021).

O início da Última Glaciação ocorreu há 115.000 anos AP. Essa glaciação pode ser subdividida em três fases, com base nas três quedas mais bruscas do nível do mar, que ocorreram a aproximadamente a 115.000, 75.000 e 30.000 anos AP. A última fase, ocorrida no final do Pleistoceno, é conhecida por o Último Máximo Glacial (UMG), sendo o período de maior queda da temperatura, entre 23.000 e 19.000 anos AP. No UMG, o nível do mar atingiu seu ponto mínimo e várias partes do mundo emergiram do mar, se tornando parte dos continentes. Entre 19.000 e 11.700 anos AP, o nível do mar começou a subir em decorrência do início do degelo, quando se inicia o Holoceno, época em que se reconhece o aparecimento do homem moderno e o desenvolvimento das primeiras civilizações (SUGUIO, 2010; CORRÊA, 2021).

Durante o Holoceno aconteceram diversas oscilações climáticas, em que as temperaturas atingiram “ótimos climáticos” intercalados por momentos mais frios. Um episódio de intenso resfriamento ocorreu entre 8.400 e 8.000 anos AP, com o ápice do resfriamento por volta dos 8.200 anos AP (BARBER *et al.*, 1999, deMENOCA *et al.*, 2000)). Já o período mais quente foi há 6.000 anos AP, de acordo com Miller *et al.* (2001).

Os registros dessas mudanças são encontrados em diferentes locais do globo e estão catalogados nos estudos de reconstituições paleoambientais. O conhecimento de como

os ecossistemas respondem a essas oscilações são importantes para corroborar ou implementar modelos climáticos globais, e também avaliar a influência antrópica nesses ecossistemas (LOBO, 1997; NETO e NERY, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SAIA, 2006).

As mudanças paleoambientais ocorridas na superfície terrestre ficam registradas em solos e sedimentos de arquivos naturais como as geleiras, oceanos, lagos, turfeiras e veredas, além de estarem presentes também em arquivos antrópicos, como por exemplo, depósitos arqueológicos e solos cultivados (OLIVEIRA *et al.*, 2015). A partir da datação  $^{14}\text{C}$  é possível estabelecer a geocronologia do perfil sedimentar, e, juntamente aos estudos palinológicos, isotópicos e geoquímicos, inferir as mudanças paleoclimáticas ocorridas (SAIA, 2006; HORÁK-TERRA *et al.*, 2015; 2020; 2022a).

As veredas são unidades geomorfológicas, cuja gênese e evolução são condicionadas principalmente por fatores físicos (estrutura geológica e processos superficiais), comunidade vegetal peculiar ou uma fitofisionomia do Cerrado (CASSINO, 2011). Ferreira (2008) define as veredas como um espaço brejoso ou encharcado, que contém nascentes ou cabeceiras de cursos d'água e onde há ocorrência de solos hidromórficos, sejam eles Organossolos e/ou Gleissolos Melânicos e Háplicos (SANTOS *et al.*, 2018), caracterizados pelos buritis (*Mauritia flexuosa* ou *M. vinifera*) e outras espécies vegetais típicas.

A evolução das veredas se dá em várias etapas que se sucedem no tempo, desde sua formação, em que as condições propícias são estabelecidas, até a sua transformação em mata de galeria (ARAÚJO, 2005; MELO, 2008). De início, é desenvolvida a vereda típica, com estrato herbáceo e a presença de buritis (*Mauritia flexuosa*) jovens. Nas fases posteriores, a tendência é o espessamento da vereda, com o aparecimento, na segunda fase, de elementos arbóreos (CASSINO *et al.*, 2016; MELO, 2008). A fase final apresenta estrato arbóreo e a fitofisionomia apresenta estrutura florestal bem definida. Nessa última fase, os buritis se encontram em estado senil, e a vereda já pode ser vista em transição para mata de galeria (MELO, 2008).

Já em relação à origem da matéria orgânica dos solos, a razão entre os isótopos estáveis de carbono ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = \delta^{13}\text{C}$ ) indica o tipo de vegetação que originou a matéria orgânica do solo (se arbóreas ou herbáceas de ambientes úmidos ou herbáceas de ambientes secos), pois seus valores são consequência de como o produtor primário fracionou o  $\text{CO}_2$  (KILLOPS & KILLOPS, 2005). A incorporação seletiva de  $^{12}\text{C}$  na matéria orgânica durante o processo de fotossíntese é decorrente do efeito cinético de fracionamento isotópico. O  $\text{CO}_2$  atmosférico assimilado durante a fotossíntese sofre fracionamento isotópico considerável no

organismo das plantas. O principal fator que controla o grau de fracionamento é o ciclo fotossintético específico (C3, C4 ou CAM) utilizado pela planta para a fixação do carbono (CAXITO e SILVA, 2015).

Ainda em relação à origem da matéria orgânica dos solos, de acordo com Lehmann *et al.* (2002), a composição  $\delta^{15}\text{N}$  ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N} = \delta^{15}\text{N}$ ) permite distinguir a matéria orgânica do solo entre algas ou plantas terrestres. A forma dissolvida do nitrogênio mais utilizada pelas algas é o  $\text{NO}_3^-$ , que apresenta sinal do  $\delta^{15}\text{N}$  maior do que o  $\text{N}_2$  utilizado pelas plantas terrestres a partir de organismos fixadores. Portanto, valores enriquecidos em  $\delta^{15}\text{N}$  no solo são indicativos de algas (+8,5‰), enquanto valores empobrecidos indicam plantas terrestres (+0,5‰) (PETERSON & HOWARTH, 1987).

A geoquímica do material inorgânico também permite um melhor entendimento da evolução do ambiente de sedimentação. A identificação dos elementos presentes nos solos quaternários torna possível a obtenção de dados sobre as condições ambientais do ambiente de deposição, pois são indicadores de processos erosivos e de transporte de materiais, das variações no regime de ventos e das mudanças na cobertura vegetal e de condições de umidade (CHAMLEY & DEBRABANT, 1984; GUYOT *et al.*, 2007; MARGALEF *et al.*, 2014; ZHANG *et al.*, 2016).

Os estudos de reconstituição paleoambiental têm por objetivo compreender as dinâmicas ambientais pretéritas, cruciais para o entendimento dos processos ambientais modernos, e que permitem a previsão de mudanças ambientais futuras, sejam elas induzidas ou não pela ação antrópica (MAYEWSKI *et al.*, 2004; WANNER *et al.*, 2008; SUGUIO, 2010, COSTA, 2018). Estudos voltados para o período Quaternários e realizados para a região atualmente ocupada pelo bioma Cerrado utilizando registros de veredas, lagoas e/ou turfeiras são escassos, e a maioria deles apresentam resultados apenas de análises palinológicas como *proxy* paleoambiental, a exemplo dos trabalhos de Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996) (Vereda Cromínia), Barberi *et al.* (2000) (Águas Emendadas), Lorente *et al.* (2010) (Vereda da Fazenda Urbano), Cassino e Meyer (2013) (Vereda Laçador). Mais escassos ainda são os estudos *multi-proxy*, que utilizam mais de um indicador de paleoambientes, como em Gomes *et al.* (2017) (Vereda Carrasco da Raposa), Cassino *et al.* (2020) (Lagoa Feia), Horák-Terra *et al.* (2020) (Turfeira Pinheiro), Trindade (2020) e Horák-Terra *et al.* (2022) (Vereda Pau Grande), associando palinologia a análises isotópicas, geoquímicas e análise de micro fragmentos de carvão.

Dessa maneira, este trabalho tem como objetivo reconstituir o paleoambiente Quaternário de uma área de vereda inserida no Parque Nacional de Brasília (Distrito Federal), no *core* do bioma Cerrado, por meio do estudo de um testemunho e com abordagem *multi-proxy*. A integração dos dados de caracterização e estratigrafia do solo, análises isotópicas e geoquímicas, complementadas pelas datações radiocarbônicas, permitiram obter pela primeira vez o histórico das mudanças da vegetação, clima e estabilidade da paisagem para a área de estudo.

## 2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta dissertação é estudar a evolução da vegetação, clima e do ambiente na região central do Brasil, por meio de um testemunho Quaternário de solo orgânico de uma vereda inserida no Parque Nacional de Brasília (PNB), Distrito Federal, estabelecendo relações entre as mudanças na cobertura vegetal e alterações paleoclimáticas observadas ao longo do testemunho. Para que esse principal objetivo fosse alcançado, foram determinados geoindicadores por meio do estudo geoquímico e isotópico da matéria orgânica do solo, além da caracterização dos solos orgânicos.

Como objetivos específicos, tem-se:

- ✓ Descrever a estratigrafia e caracterizar o solo do testemunho da vereda em estudo a partir de trabalhos de campo e da determinação dos atributos físicos, químicos e morfológicos dos solos estudados;
- ✓ Determinar e caracterizar os geoindicadores: isótopos estáveis de C ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e N ( $\delta^{15}\text{N}$ ), a geoquímica orgânica (C, N, razão C/N) e geoquímica inorgânica (elementos maiores e menores, elementos-traço litogênicos, elementos-traço metálicos e os halogênicos) preservados na matéria orgânica do solo, para, respectivamente, inferir as trocas de vegetação-variações climáticas e mudanças do ambiente;
- ✓ Correlacionar os geoindicadores com os dados obtidos em campo, buscando interpretar a evolução deste ambiente desde sua gênese, inferindo os principais processos e fatores modificadores;
- ✓ Prover fontes de informação para o Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), e para os programas de preservação de Veredas como: Ramsar – Convention on Wetlands (BRASIL, 1996);

Projeto Veredas – Save Cerrado; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Áreas Úmidas (INAU), entre outros.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Veredas: definição, evolução e importância

As veredas são consideradas, ao mesmo tempo, unidades geomorfológicas, cuja gênese e evolução são condicionadas por fatores físicos, tais como estrutura geológica e processos superficiais, e também uma comunidade de vegetação peculiar ou fitofisionomia do Cerrado (CASSINO, 2011). Ribeiro & Walter (1998) definem a vereda como a fitofisionomia que possui a palmeira arbórea buriti *Mauritia flexuosa* (ou *Mauritia vinefera*) emergente em meio a agrupamentos mais ou menos densos de espécies arbustivo-herbáceas. Os autores ainda definem que as veredas são circundadas por vegetação de Campo Limpo, geralmente úmido, e que os buritis possuem altura média de 12 a 15 metros e com cobertura variando entre 5% a 10%.

No mosaico fitofisionômico do Cerrado, as veredas são peculiares por sua relação com a água (SANTOS *et al.*, 2021), sendo definidas por Carvalho (2015) como fitofisionomia comum ao Cerrado composta por uma comunidade vegetal localizadas em áreas planas e encharcadas. As veredas são encontradas em solos hidromórficos, saturados durante a maior parte do ano, sendo a ocorrência de tal fitofisionomia condicionada ao afloramento do lençol freático, decorrente de camadas de diferentes permeabilidades em áreas sedimentares do Cretáceo e Triássico (AZEVEDO, 1966; RIBEIRO & WALTER, 1998). Queiroz (2015) aponta o critério de solo hidromórfico como identificador da fitofisionomia e afirma que esse deve ser o critério mais relevante para determinação do ecossistema.

Santos *et al.* (2021) sintetizaram a definição das veredas como áreas úmidas do bioma Cerrado que ocorrem sobre solos hidromórficos, com formas diversas de relevo, geralmente, fundo plano a suave ondulado e vertentes suaves. Os autores também apontaram que elas apresentam cobertura vegetal caracterizada por plantas hidrófilas em campo graminoso-herbáceo e/ou estrato arbustivo-herbáceo, sempre associados aos buritis (*Mauritia flexuosa*).

Boaventura (1978, 1981) associou a formação das veredas à ocorrência de três condicionadores: (i) a existência de superfícies de aplainamento; (ii) a superposição de camadas geológicas litificadas ou de sedimentos inconsolidados, em que a camada superior é

permeável e a inferior é impermeável; (iii) condições de exorreísmo (caráter das regiões cuja rede hidrográfica está integrada a outra fonte de água continental, ou melhor, quando o escoamento das águas se faz de modo contínuo até o mar ou oceano). Assim, o autor classifica as veredas em relação a localização no quadro geomorfológico regional em: veredas de encostas, veredas de superfície aplainada, veredas de sopé de escarpa, veredas de patamar e veredas de várzea.

Melo (1992) caracterizou as veredas em três domínios diferenciados pela vegetação, topografia e solos. A zona de umidade sazonal, situado na alta vertente; zona úmida, na média-baixa vertente; e zona encharcada, na base da vertente. Já Boaventura (2007) definiu quatro zonas para as veredas utilizando os mesmos critérios de diferenciação, sendo elas: zona de infiltração, zona semiúmida, zona de encharcamento e zona do canal. A zona de infiltração se encontra na porção mais externa da vereda, e normalmente apresenta vegetação herbácea em transição com cerrado mais arbustivo. A zona semiúmida, de vegetação herbácea, se localiza no local onde a umidade é mais acentuada. A zona de encharcamento, área mais alagada, se localiza onde há predomínio dos solos orgânicos, podendo haver (ou não) afloramento do lençol freático extravasando no canal. A zona do canal se refere ao canal de drenagem, onde há o escoamento da água superficial pelo solo turfoso.

A evolução natural das veredas ocorre em várias fases que se sucedem no tempo, desde a sua formação em que as condições propícias se instalam, até a transformação da vereda em Mata de Galeria. Primeiramente é formada a vereda típica, com estrato herbáceo e a presença de buritis jovens, enfileirados na zona encharcada central. Posteriormente ocorre o espessamento da vereda, com o aparecimento de elementos arbustivos, que caracterizam a segunda fase. Na última fase, a vegetação apresenta estrato arbóreo bem desenvolvido e a vereda apresenta estrutura florestal bem definida. Nessa fase os buritis já se encontram em estado senil, e a vereda se encontra em transição para a fitofisionomia da Mata de Galeria (ARAUJO, 2005; MELO, 2008; CASSINO *et al.*, 2016).

De acordo com Carvalho (1991), com o processo de evolução das veredas, os buritis se tornam mais raros e de idade mais avançada e a drenagem vai assumindo linhas mais definidas. Progride assim, de maneira lenta e crescente para uma estrutura florestal, e vão surgindo espécies arbóreas como a embaúba (*Cecropia pachystachya* Trécul) e pindaíbas (*Xylopia emarginata* Mart.). Cassino *et al.* (2016) apontam que a evolução da vegetação da vereda é acompanhada pela evolução das drenagens, que, inicialmente caracterizadas como pequenos cursos d'água estagnados, se transformam, pelo aprofundamento das redes de drenagens, em córregos circundados por matas de galerias.

Ferreira (2008) diz que as veredas são um importante subsistema do Cerrado não só no aspecto ecológico, mas também nos aspectos socioeconômico e estético-paisagístico, que lhes conferem importância regional, primordialmente pelo fato de serem refúgios fauno-florísticos nos quais várias espécies da fauna e flora são encontradas e/ou dependem desse ambiente para a sobrevivência. No contexto do bioma Cerrado, a vereda é o ambiente das nascentes dos principais cursos d'água que drenam a região dos planaltos brasileiros, alimentando cursos d'água que formam a rede hídrica local, regional e também três principais bacias brasileiras (São Francisco, Tocantins-Araguaia e Amazônica) (FERREIRA, 2008).

Como as veredas constituem os mananciais de água do Cerrado, são utilizadas para dessedentação de animais e também em projetos de irrigação pela população local, assim, não possuem apenas papel importante na vida cotidiana, mas são um referencial no registro cultural e histórico (FERREIRA, 2008; CASSINO, 2011). Esses ambientes, entretanto, são sensíveis à alteração e de pouca capacidade regenerativa, quando perturbados (CARVALHO, 1991).

Em relação a florística, as famílias encontradas em maior frequência nas áreas de vereda são Poaceae (Gramineae), com destaque para os gêneros *Andropogon*, *Axonopus*, *Aristida*, *Panicum*, *Paspalum*, *Schizachyrium* e *Trachypolato*; Asteraceae (*Baccharis*); Cyperaceae (*Bulbotylis*, *Cyperus* e *Rhynchospora*); Melastomataceae (*Miconia*, *Microlicia* e *Tibouchina*); Fabaceae (*Desmodium* e *Stylosanthes*); e Eriocaulaceae (*Euriocaulon*, *Paepalanthus* e *Syngonanthus*). São encontrados também os gêneros *Chamaecrista*, *Echinodorus*, *Habernaria*, *Hyptis*, *Ludwigia*, *Lycopodiella*, *Mimosa*, *Polygala*, *Utricularia* e *Xyris* (RIBEIRO & WALTER, 2008).

### **3.2 Proxies em estudos Quaternários**

As mudanças paleoambientais ficam registradas em solos e sedimentos de arquivos naturais como as geleiras, oceanos, lagos, turfeiras e veredas (OLIVEIRA *et al.*, 2015) e para que a reconstituição paleoambiental destes ambientes seja realizada, é necessário a utilização de indicadores (*proxies*) sensíveis às mudanças no clima. Esses indicadores são interpretados por meio de princípios bioquímicos ou biofísicos e também são capazes de fornecer evidências de mudanças ambientais anteriores à existência de registros documentais, instrumentais ou históricos (SOROOSHIAN & MARTINSON, 1995; COSTA, 2018).

De acordo com Suguio (2010), os indicadores paleoclimáticos quando utilizados separadamente, podem apresentar incertezas que ocasionariam interpretações erradas dos fatos ocorridos. Assim, faz-se necessária a utilização de uma combinação destes *proxies*, para que inferências mais robustas acerca das mudanças paleoambientais sejam inferidas. Essa abordagem é chamada *multi-proxy*. Dentre os mais utilizados em estudos de reconstituição do clima e da paisagem, se destacam determinações isotópicas, palinológicas e geoquímicas (orgânica e mineral) associadas a datações por  $^{14}\text{C}$  (PESSENDA *et al.*, 2004; CHAMBERS *et al.*, 2012; COSTA, 2018). Nesta seção são apresentados os *proxies* utilizados neste trabalho.

### 3.2.1 Isótopos Estáveis

Isótopos são espécies atômicas de um mesmo elemento químico que possuem diferentes massas, apresentando mesmo número de prótons e número de nêutrons distintos e que ocorrem naturalmente na atmosfera, litosfera e biosfera. Os isótopos estáveis são assim denominados por não alterarem a massa ao longo de sua existência, ao contrário dos ditos radioativos ou instáveis, que decaem (perdem massa) por emissão de energia ou partículas subatômicas (PESSENDA *et al.*, 2005; MARTINELLI *et al.*, 2009).

O uso de isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica varia de uma forma previsível, conforme o elemento se movimenta pelos diferentes compartimentos de um ecossistema (BOUTTON, 1996; MARTINELLI *et al.*, 2009). A composição isotópica é a distribuição relativa dos isótopos de um dado elemento é dada pela razão do isótopo pesado (mais raro) pelo leve (mais abundante), sendo o resultado expresso em termos de desvio “ $\delta$ ” (partes por mil - ‰), determinada em relação a um padrão (SAIA, 2006; FRY, 2006).

#### 3.2.1.1 Isótopos de carbono

São dois os isótopos estáveis de C, e eles se encontram na natureza nas seguintes proporções:  $^{12}\text{C}$ , o mais leve (98,89%); e o  $^{13}\text{C}$ , o mais pesado (1,11%). Quando o C passa de um estado físico-químico para outro ocorre uma discriminação entre os dois isótopos: um isótopo muda de estado preferencialmente, ou mais rapidamente, em relação ao outro, o que faz com que ocorra uma variação na casa dos milhares na proporção  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . As análises da composição isotópica de C são feitas medindo-se a relação de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  das amostras em



relação a um padrão internacional (PDB, Pee Dee Belemnite), e o resultado é demonstrado pela diferença de  $\delta^{13}\text{C}$  em relação ao padrão (ALVES *et al.*, 2005). Essa relação é definida pela **Equação 1**:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R \text{ amostra} - R \text{ padrão})/R \text{ padrão}] \times 1000 \quad (1)$$

Em que  $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$

A incorporação seletiva de  ${}^{12}\text{C}$  na matéria orgânica durante o processo de fotossíntese é decorrente do efeito cinético de fracionamento isotópico, quando o  $\text{CO}_2$  atmosférico assimilado durante a fotossíntese sofre fracionamento isotópico considerável no organismo das plantas. O principal fator que controla o grau de fracionamento é o ciclo fotossintético específico utilizado pela planta para a fixação do carbono, sendo eles C3, C4 ou CAM (CAXITO & SILVA, 2015). A razão entre os isótopos estáveis de carbono permite a inferência do tipo de vegetação que gerou a matéria orgânica dos solos, pois esse valor é resultado de como o produtor primário assimilou o  $\text{CO}_2$ , ou seja, qual foi o isótopo preferencialmente assimilado (KILLOPS & KILLOPS, 2005).

As plantas com ciclo fotossintético C3 reduzem o  $\text{CO}_2$  a fosfoglicerato, via enzima ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase (BOUTTON, 1996). São cerca de 85% de todas as espécies de plantas e são dominantes na maioria dos ecossistemas das regiões boreais aos trópicos. Plantas com ciclo C3 têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de aproximadamente -32‰ a -22‰, com média de -27‰ (BOUTTON, 1991; EHLERINGER *et al.*, 1991).

As espécies com ciclo fotossintético C4 compreendem 5% de todas as espécies de plantas e cerca de metade de todas as espécies C4 são gramíneas de origem tropical e subtropical. As plantas C4 reduzem o  $\text{CO}_2$  a ácido aspártico ou málico via enzima carboxilase fosfoenolpiruvato. Plantas C4 discriminam menos contra  ${}^{13}\text{CO}_2$  na fotossíntese, e apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de aproximadamente -17‰ a -9‰, com média de -13‰ (BOUTTON, 1991).

As espécies com ciclo fotossintético CAM (*Crassulacean acid metabolism*) compreendem aproximadamente 10% de todas as espécies de plantas e ocorrem dentro de no mínimo 30 famílias de plantas (Cactaceae, Euphorbiaceae, Bromeliaceae, entre outras) e são usualmente plantas suculentas. Plantas CAM apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  no intervalo de -28‰ a -10‰, dependendo das condições ambientais (BOUTTON, 1991).

A partir das análises de  $\delta^{13}\text{C}$  em um registro Quaternário de solo de vereda, pode-se estabelecer momentos de variação da vegetação e com isso obter informações acerca das mudanças no ambiente: períodos em que a vegetação foi composta por plantas arbóreas e gramíneas hidrófitas/higrófilas (plantas C3) indicam ambientes mais úmidos, e períodos com vegetação composta principalmente por gramíneas xerófitas (plantas C4) indicam além de ambiente mais aberto, também mais seco.

### 3.2.1.2 Isótopos de nitrogênio

O nitrogênio é encontrado no ambiente em seus dois isótopos estáveis,  $^{14}\text{N}$  (99,34%) e  $^{15}\text{N}$  (0,37%) (MARTINELLI *et al.*, 2009). Os isótopos de nitrogênio são pouco utilizados nos estudos de reconstituição paleoambiental em decorrência da pequena discriminação isotópica observada na natureza, menor abundância na biosfera e também pelo fato de o ciclo do nitrogênio ser bastante complexo (BOUTTON, 1996).

De acordo com Lehmann *et al.* (2002), a composição  $\delta^{15}\text{N}$  é um indicador de alterações na utilização do nitrato e da desnitrificação e fixação de  $\text{N}_2$ , que permite distinguir a origem da matéria orgânica do solo. A aplicação dos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  com fins de determinação da fonte de matéria orgânica se dá pela diferença entre a razão  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  de reservatórios de nitrogênio disponíveis para as plantas em relação ao padrão (N atmosférico) (PETERSON & HOWARTH, 1987; MARTINELLI *et al.*, 2009). Essa relação é determinada pela **Equação 2**:

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = [(R \text{ amostra} - R \text{ padrão})/R \text{ padrão}] \times 1000 \quad (2)$$

Em que  $R = ^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ .

A forma dissolvida do nitrogênio mais utilizada pelas algas é o  $\text{NO}_3^-$ , que apresenta sinal do  $\delta^{15}\text{N}$  maior do que o  $\text{N}_2$  utilizado pelas plantas terrestres através de organismos fixadores. Valores enriquecidos  $\delta^{15}\text{N}$  no solo são indicativos de algas (+8,5‰), enquanto valores empobrecidos indicam plantas terrestres (+0,5‰) (PETERSON & HOWARTH, 1987).

As análises de  $\delta^{15}\text{N}$  em solos de veredas permitem estabelecer as principais fontes de matéria orgânica que originam o solo, se plantas terrestres e/ou algas, possibilitando,

portanto, obter inferências sobre tipo de vegetação e tipo de ambiente, e com isso o clima passado do registro estudado.

### 3.2.2 Datação radiocarbônica

A datação que utiliza o isótopo radioativo de carbono foi desenvolvida no início dos anos 1950 por F. W. Libby, pelo qual recebeu o Prêmio Nobel em Química em 1960 e é o método de datação mais comum nos estudos paleoambientais do Pleistoceno Superior e Holoceno (TRUMBORE, 2000). O  $^{14}\text{C}$  é produzido na alta atmosfera quando os raios cósmicos (partículas de alta energia, normalmente prótons) se chocam com átomos de gases da estratosfera e se dividem em prótons e nêutrons (LIBBY, 1955; SAIA, 2006). Quando um nêutron se choca com um átomo de  $^{14}\text{N}$ , o  $^{14}\text{N}$  absorve o nêutron e se transforma em  $^{14}\text{C}$  (que entra no ciclo global do carbono) e emite um próton (FARIAS, 2002; BROECKER, 2003), como mostra a **Equação 3**:



Em que n = nêutron; p = próton.

As plantas assimilam  $^{14}\text{C}$  durante a fotossíntese e os animais comem plantas, assim, todos os seres terrestres vivos mantêm sua entrada de  $^{14}\text{C}$  durante a vida. Quando ocorre a morte das plantas ou animais, a entrada do  $^{14}\text{C}$  cessa e o tempo da morte pode ser calculado pela determinação do  $^{14}\text{C}$  residual. O decaimento ocorre numa taxa constante de 13,56 desintegrações por minuto por grama de carbono, com meia-vida de  $5730 \pm 30$  anos, determinado pela National Bureau of Standard. Por convenção internacional, utiliza-se até hoje o valor da meia-vida de 5568 anos determinado na década de 1950, que apresenta um erro da ordem de 3% (PESSENDA *et al.*, 2005).

A datação por  $^{14}\text{C}$  possui um limite de detecção de aproximadamente 60.000 anos AP (antes do presente, sendo o presente o ano de 1950) (GOUVEIA *et al.*, 2002). Através da atividade do  $^{14}\text{C}$  no material estudado, a idade pode ser determinada pela **Equação 4**:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (4)$$

Em que:  $A$  = atividade específica da amostra no tempo  $t$  qualquer;  $A_0$  = atividade específica da amostra no tempo  $t = 0$  (padrão ácido oxálico NIST);  $\lambda$  = constante de desintegração, sendo igual a  $0,693/T$  ( $T$  = meia-vida do  $^{14}\text{C}$ ) e  $t$  = tempo decorrido após a morte do organismo.

A atividade de  $^{14}\text{C}$  de uma amostra é determinada por meio de contadores proporcionais gasosos, espectrômetros de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo e/ou a técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry). A idade  $^{14}\text{C}$  é baseada assumindo a constância da concentração do  $^{14}\text{C}$  em relação ao  $^{12}\text{C}$  no passado. Porém, observou-se variações na razão  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  do dióxido de carbono na atmosfera devido a variações no campo magnético terrestre e na atividade solar (PESSENDA *et al.*, 2005).

A datação radiocarbônica é importante nos trabalhos de reconstituição paleoambiental porque permite estabelecer a geocronologia do testemunho estudado, fazendo com que seja possível datar as mudanças paleoambientais interpretadas por outros *proxies*.

### 3.2.3 Geoquímica

#### 3.2.3.1 Geoquímica orgânica

O carbono orgânico total (COT) representa a fração da matéria orgânica que não foi remineralizada durante o processo de sedimentação e diagênese, e a concentração de COT é um importante indicador na abundância da matéria orgânica nos solos e sedimentos, sendo seu valor aproximadamente equivalente ao dobro do valor de COT. A produção inicial de biomassa e o grau de degradação do mesmo influenciam as concentrações de COT (MEYERS, 2003; COSTA, 2018).

A razão C/N da matéria orgânica do solo permite que inferências em relação ao grau de evolução dos solos sejam feitas. A razão C/N aumenta com o aumento da profundidade em um perfil de solo em função dos seguintes fatores: (i) maior taxa de mineralização dos compostos orgânicos ricos em N (SWIFT, 1996); (ii) aumento da taxa de humificação, que faz com que haja concentração do carbono orgânico (VALLADARES, 2003); e (iii) diminuição dos teores de nitrogênio associados ao maior tempo de interação dos compostos orgânicos com a biota do solo (SILVA *et al.*, 2007).

A razão C/N também é indicativa da fonte da matéria orgânica que originou o solo. Matéria orgânica derivada de lagos com algas e bactérias, rica em proteína e pobre em celulose, possui valores molares de C/N baixos, normalmente entre 4 e 10. Já a matéria

orgânica proveniente de plantas terrestres vasculares, rica em proteína e pobre em celulose, geralmente possui proporções C/N maior ou igual a 20. Valores para C/N entre 10 e 20 são indicativos de matéria orgânica derivada de mistura de algas e plantas terrestres (MEYERS, 1994).

Valores determinados de C/N integrados aos determinados pelos *proxies*  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  permitem o estabelecimento de informações mais robustas acerca da fonte de matéria orgânica do registro estudado. Dessa forma, inferências mais precisas sobre a vegetação e o clima do ambiente estudado podem ser obtidas.

### 3.2.3.2 Geoquímica inorgânica

Assim como a geoquímica orgânica, a geoquímica dos materiais inorgânicos também é capaz de fornecer informações sobre a evolução do ambiente de sedimentação. Kabata Pendias & Pendias (2001) definem como elementos maiores e menores os elementos K, Ca, Fe, Ti, Si, Al, Mg, S e P; elementos-traço litogênicos como Th, Nb, Rb, Sr, Y e Zr, elementos-traço metálicos como Pb, Ni, Cu, Zn e Mn e halogênicos como Br e Cl. A determinação da concentração desses elementos no solo reflete se os valores encontrados são representativos do background natural, ou se são provenientes de atividades antrópicas ou de eventos catastróficos naturais (MARTÍNEZ CORTIZAS *et al.*, 2001).

As mudanças na composição mineral do solo também possibilitam a identificação de variações temporais da deposição atmosférica, escoamento superficial nas bacias de drenagem e ou outros tipos de influxos (DEOCAMPO *et al.*, 2010; BORGES *et al.*, 2007), os quais podem estar relacionados aos ciclos naturais de mudanças no ambiente ou às atividades antrópicas. De maneira geral a composição elementar nos registros estudados está diretamente ligada à geologia da região, uso e ocupação da área do entorno, ao regime hidrológico e ao tipo de vegetação (PEREIRA *et al.*, 2007; MAHIQUES *et al.*, 2013).

Em solos de áreas úmidas, a mobilidade dos elementos-traço está sujeita a mecanismos de controle, tais como o conteúdo da matéria orgânica dissolvida e a presença de oxi-hidróxidos de Fe e Mn no solo. A estabilidade oxirredutora de oxi-hidróxidos de Fe e Mn é um parâmetro importante para o controle da mobilidade de elementos-traço em solos de áreas úmidas, pela capacidade de estabilização desses elementos por adsorção ou co-precipitação. A matéria orgânica possui grande capacidade de complexação de elementos metálicos, dessa forma, pode atuar como acumuladora de elementos-traço no solo, sendo essa

capacidade influenciada por variações do pH (GRYBOS *et al.*, 2007, TRINDADE, 2020). De acordo com Olivie-Lauquet *et al.* (2001). |Os elementos-traço em áreas úmidas estão dispostos no solo em formas retidas, trocáveis e solúveis. Nesse sentido, a desestabilização redox de oxi-hidróxidos de Fe e Mn e a decomposição da matéria orgânica por microrganismos heterótrofos podem resultar na minimização do tempo de retenção desses elementos inorgânicos em áreas úmidas.

A presença de alguns elementos no registro do testemunho de um solo pode ser considerada *proxy* de mudanças ambientais, como nos exemplos citados a seguir. Shotyk *et al.* (2022) propõem o uso das variações dos elementos traço-litogênicos (Ti, Zr, Sc, Rb, Sr e outros) como indicadores de intensidade do vento, uma vez que esses elementos são submetidos aos processos atmosféricos que controlam o transporte pelo vento e deposição desses, sendo fracionados no tempo e no espaço. Horák-Terra *et al.* (2020) aponta que o elemento Br tem como principal fonte os oceanos. Dessa maneira, o elemento atinge o solo por precipitação e se acumula em compostos organo-halogenados, indicando, assim, atividades de circulação atmosférica elevadas e/ou momentos mais úmidos (BIESTER *et al.*, 2006).

### **3.2.4 Atributos de solos orgânicos**

Os solos orgânicos são formados pela deposição de resíduos vegetais em diferentes graus de decomposição, presença de fragmentos de carvão finamente divididos, substâncias húmicas, biomassa meso e microbiana e outros compostos orgânicos naturalmente presentes no solo, que podem estar associados ao conteúdo de material mineral em proporções variáveis. A deposição e acumulação de matéria orgânica ocorrem em condições de excesso de água ou de drenagem livre, sendo essa última condição associada à ambiente de clima úmido e vegetação altomontana (SANTOS *et al.*, 2006; EBELING *et al.*, 2013).

Até o momento poucos são os estudos sobre os solos orgânicos de veredas (RAMOS *et al.*, 2006; ROSOLEN *et al.*, 2015, RIBEIRO *et al.*, 2019; HORÁK-TERRA *et al.*, 2022b), e a maioria destes com foco apenas na caracterização físico-química de amostras superficiais para comparação entre áreas preservadas e áreas modificadas pela ação antrópica (pastagem, lavouras agrícolas, áreas de irrigação, etc). Descrições e caracterizações de solos orgânicos de veredas em profundidade e em testemunhos longos são escassas, e ainda mais escassas se obtidas em escala de detalhe (alta resolução), e com a finalidade de serem

utilizadas como *proxies* de mudanças paleoambientais e paleoclimáticas (HORÁK-TERRA *et al.*, 2014, 2022a; TRINDADE, 2020).

Os atributos considerados nos estudos sobre os solos orgânicos são os mencionados no “Teste de caracterização para Organossolos” (LYNN *et al.*, 1974), descritos em Santos *et al.* (2018), em que se determina as seguintes propriedades: fibras não esfregadas e fibras esfregadas (FNE e FE), pH, densidade aparente (DS), densidade aparente da matéria orgânica (Dmo), umidade gravimétrica (Ug), resíduo mínimo (RM) e conteúdo de material mineral (MM). Esses estudos também determinam os valores de umidade volumétrica (Uv), mas de acordo com o proposto em Teixeira *et al.* (2017).

Os Organossolos possuem elevada capacidade de armazenamento de água, o que é corroborado pelos altos valores de umidade gravimétrica (Ug), sendo, portanto, importantes reservatórios de água (CIPRIANO-SILVA *et al.*, 2014). Silva *et al.* (2009) e Campos *et al.* (2011) destacam que, nos solos orgânicos, o teor e o estágio de decomposição da matéria orgânica influenciam na capacidade de armazenamento de água. Três tipos básicos de material orgânico dos solos são distinguíveis: fibrício, hêmico e sáprico. Fibrício é o menos decomposto, com fibras de origem vegetal facilmente identificáveis, possui menor densidade, maior teor de água quando saturado e predomínio de macroporos; hêmico apresenta fibras em estágio de decomposição intermediário; e sáprico apresenta o estágio mais avançado de decomposição, além de menor conteúdo de fibras, predomínio de microporos e, possivelmente, os maiores valores de densidade do solo e menor conteúdo de água à saturação (McKINZIE, 1974; EBELING, 2010, EBELING *et al.*, 2013).

As diferenças nos valores de Ds dos Organossolos se relacionam com a qualidade da matéria orgânica (espécies vegetais, teor de celulose e lignina), aos componentes da fração mineral (proporção das frações granulométricas areia, silte e argila), ao clima (úmido e, ou, seco), temperatura (alta e, ou, baixa) e umidade (alta e, ou, baixa) (EBELING *et al.*, 2013). Nos Organossolos, os valores de Ds costumam ser menores que uma unidade e, em alguns componentes dessa ordem, valores inferiores a  $0,15 \text{ Mg m}^{-3}$  foram observados (KÄMPF & SCHNEIDER, 1989; ELDER & LAL, 2008; VALLADARES *et al.*, 2008).

Valladares (2003) encontrou valores de DMO variando de 0,01 a  $0,32 \text{ Mg m}^{-3}$  para Organossolos de várias regiões do Brasil. Ebeling *et al.* (2013) encontraram valores entre  $0,02$  a  $0,66 \text{ Mg m}^{-3}$  em Organossolos háplicos em distintos ambientes do Brasil. Já Conceição *et al.* (1999) encontraram valores inferiores a  $0,07 \text{ Mg m}^{-3}$  para Organossolos do estado do

Rio de Janeiro. Lynn *et al.* (1974) apontam que valores de DMO acima de  $0,07 \text{ Mg m}^{-3}$  corresponderam a solos cultivados.

O RM representa a constituição mineral do material original, sendo uma estimativa da proporção entre a espessura residual e a original após a perda integral do material orgânico por meio da mineralização do solo, ou seja, fornece informações sobre a taxa de subsidência do solo (LYNN, 1974; HORÁK, 2009; EBELING *et al.*, 2013). Valladares (2003) aponta que amostras com RM inferior a  $0,01 \text{ cm cm}^{-1}$  apresentaram teores muito elevados de MO e baixa Ds e que essa propriedade pode ser usada, portanto, para definição de áreas de Organossolos destinadas à preservação ambiental, como reservatórios e filtragem e armazenamento de água, por indicar a maior suscetibilidade à degradação pela subsidência.

### **3.3 Mudanças Paleoambientais no Pleistoceno tardio e Holoceno**

Com o início do ciclo das glaciações ocorridas no Quaternário, a aproximadamente 2.75 Ma, os períodos glaciais e interglaciais começaram a ocorrer de maneira intercalada e apresentando certa periodicidade, respeitando as variações de insolação geradas pelos ciclos orbitais de Milankovitch. No meio destes ciclos glaciais também ocorreram eventos climáticos abruptos, controlados por escala temporal milenar e que podem ser considerados como uma das feições climáticas mais marcantes da última glaciação, como os eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger, capazes de promoverem alterações substanciais de temperatura nas zonas de altas e médias latitudes do Hemisfério Norte (STRÍKIS & NOVELLO, 2014). De acordo com esses autores, as consequências desses eventos nos biomas das regiões de altas e médias latitudes do Hemisfério Norte são bem compreendidas e catalogadas. Já no Hemisfério Sul, apenas recentemente é que se começou a entender como esses eventos afetaram o clima, a vegetação e, conseqüentemente, os biomas (STRÍKIS & NOVELLO, 2014). A seguir serão descritas as principais mudanças climáticas ocorridas na Terra desde o Último Máximo Glacial.

#### **3.3.1 Último Máximo Glacial**

A terceira fase da última glaciação teve início em aproximadamente 30.000 anos AP, sendo considerada a fase mais fria entre as três, com período de maior queda de temperatura entre 23.000 e 19.000 anos AP. Este período ficou conhecido como o Último Máximo Glacial (UMG), e está relacionado ao final do estágio isotópico marinho 3 (MIS-3) e



o início do estágio isotópico marinho 2 (MIS-2) (CORRÊA, 2021). O debate científico acerca do UMG aponta que esse passado frio, na ordem de até 5°C, é inquestionável, no entanto, o padrão de precipitação nesse período, principalmente no Hemisfério Sul, ainda é questionável (STRÍKIS & NOVELLO, 2014). Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) consideram que o período do UMG foi mais frio e seco em todo o Brasil, com possível redução da precipitação em até 35%. Já outros estudos para o Hemisfério Sul, como o de Mayle *et al.* (2004) propõem que a região dos chiquitanos (norte da Bolívia) era constituída por floresta úmida no UMG, indicando, portanto, clima úmido.

O padrão de precipitação no território brasileiro é complexo e tem sido associado a um fenômeno chamado de antifase entre o oeste amazônico/sudeste brasileiro e o leste amazônico/nordeste brasileiro durante o verão austral. Esse padrão antifase provoca o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para latitudes mais ao sul (CRUZ *et al.*, 2009; CHENG *et al.*, 2013). A ZCIT estabelece a porção latitudinal em que os ventos quentes e úmidos dos dois hemisférios sobem, resfriam e promovem intensas chuvas características da região equatorial. Com seu deslocamento para o sul, maiores precipitações ocorreriam no interior do Brasil (CRUZ *et al.*, 2009; CHENG *et al.*, 2013; STRÍKIS & NOVELLO, 2014).

Ao longo da última glaciação, o resfriamento não ocorreu de maneira uniforme. Os registros apontam episódios milenares de intensificação do frio, chamados de estádios ou estágios. No final desses estágios, ocorreram grandes deslizamentos de blocos de gelo dos continentes para os oceanos, no Atlântico Norte, denominados de eventos de Heinrich. O frio desses estágios foi interrompido, várias vezes, por períodos abruptos de superaquecimento, chamados de períodos interstádios ou de eventos de aquecimento Dansgaard-Oeschger (CORRÊA, 2021). Nesses interstádios, as temperaturas continentais e marinhas eram muito mais altas do que nos períodos interglaciais. A frequência de intervalos entre os estágios era de aproximadamente 1.500 anos (SINGER & AVERY, 2007; RAHMSTORF, 2003), sendo estes períodos cíclicos associados aos ciclos solares de Gleissberg e DeVries (BRAUN *et al.*, 2005).

### ***3.3.2 Eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger***

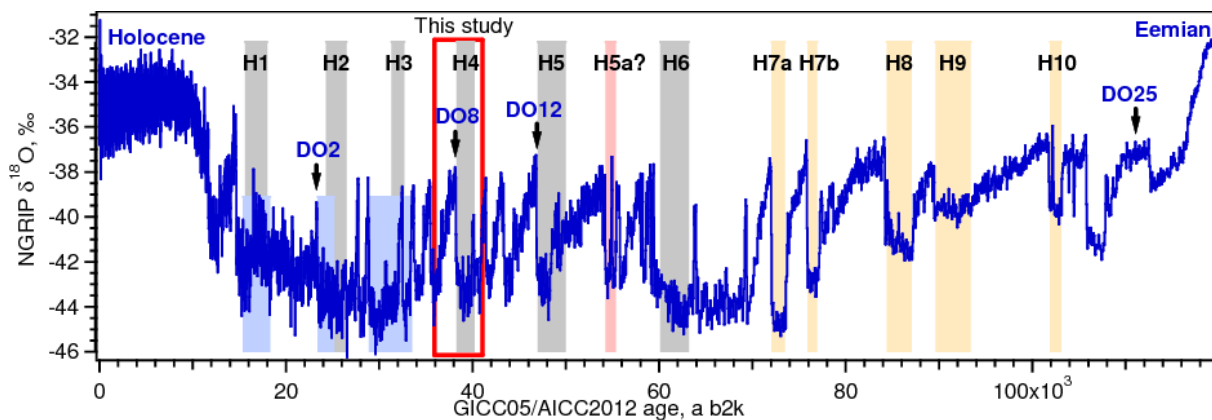
Os eventos Heinrich podem ser considerados como os principais modos de variabilidade climática em escala milenar relacionados aos regimes de precipitação dos trópicos durante o último glacial. A rápida resposta da monção Sul-americana (MSA) frente

às mudanças de temperatura da superfície do mar do Atlântico Norte classifica as reconstituições de paleoprecipitação da América do Sul como uma ferramenta chave para compreender a cronologia e a estrutura interna dos eventos/estágios Heinrich (STRÍKIS & NOVELLO, 2014).

Ainda, segundo Stríkis e Novello (2014), os eventos Heinrich são caracterizados por episódios de frio extremo identificados, sobretudo, em sedimentos marinhos do Atlântico Norte, seguidos por bruscas elevações de temperatura, conhecidos como eventos Dansgaard Oeschger (duração variável de algumas centenas a aproximadamente 2 mil anos). Esses eventos foram primeiramente documentados em registros de sedimentos marinhos do Atlântico Norte e em séries isotópicas de  $^{18}\text{O}$  em testemunhos de gelo da Groenlândia, respectivamente.

Pela **Figura 1**, retirada do trabalho de Guillevic *et al.* (2014), pode-se observar que para o período do UMG até o Holoceno, foram observados 3 eventos Heinrich.

**Figura 1 - Eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger ocorridos no Pleistoceno e Holoceno**



Fonte: Guillevic *et al.*, 2014

Na América do Sul, e especialmente no Brasil, diversos registros paleoclimáticos de alta resolução baseados em diferentes índices biogeoquímicos e isotópicos mostram um evidente aumento de precipitação das monções durante os eventos Heinrich, e, simultaneamente, são observadas diminuições expressivas nas precipitações durante os eventos Dansgaard-Oeschger (CHENG *et al.*, 2012; STRÍKIS & NOVELLO, 2014). Nesse sentido, Cheng *et al.* (2012) resume que ao passo que os eventos Heinrich geram um aumento de precipitação nos trópicos da América do Sul, o Hemisfério Norte registra fortes reduções

da precipitação, estabelecendo assim um comportamento antifásico com o Hemisfério Sul, a exemplo do que ocorre no ciclo de precessão.

### **3.3.3 *Younger Dryas***

Há cerca de aproximadamente 14.500 anos, o clima da Terra começou uma transição entre um clima glacial frio para um interglacial mais quente. No meio desta transição, as temperaturas no Hemisfério Norte regressaram subitamente a condições quase glaciares. Este período quase glacial é chamado de Younger Dryas (Dryas mais novo), sendo esse nome dado por conta de uma flor (*Dryas octopetala*), adepta a condições frias e comum na Europa durante este tempo. O Younger Dryas é tido como o último grande evento de mudança climática abrupta da última deglaciação, e ocorreu entre aproximadamente 12.900 e 11.500 anos atrás (BRAUER *et al.*, 2008; CARLSON, 2013; NOAA, 2021).

Durante o Younger Dryas, grandes porções do Hemisfério Norte esfriaram e grande parte do Hemisfério Sul se aqueceu, em um padrão de gangorra, bipolar. No que diz respeito a precipitação, as mudanças foram mais variáveis em latitudes mais altas. Os subtrópicos e trópicos do Hemisfério Norte nesse período estiveram mais secos enquanto os subtrópicos do Hemisfério Sul estiveram mais úmidos, devido à migração para o sul da ZCIT (CARLSON, 2013). O fim do Younger Dryas ocorreu há cerca de 11.500 anos, ou seja, este foi um evento particularmente abrupto.

O Younger Dryas é claramente observável em registos paleoclimáticos de muitas partes do mundo, a exemplo da bacia Cariaco, norte da Venezuela, onde foi observado que a temperatura diminuiu cerca de 3°C (LEA *et al.*, 2003, NOAA, 2021). Em muitas partes dos trópicos do Hemisfério Norte, as condições climáticas também se tornaram mais secas (HUGHEN *et al.*, 2000; WANG *et al.*, 2001). Terminava assim o Pleistoceno e iniciava um novo período temperado, o Holoceno.

### **3.3.4 *Evento frio de 8.2 mil anos AP***

Vários estudos têm demonstrado que a temperatura média da superfície da Terra durante o Holoceno ficou em torno de 14°C, com algumas exceções de períodos curtos, onde ocorreram abruptos resfriamentos, como o que aconteceu há 8.200 anos AP. Globalmente, estima-se que as oscilações da temperatura ficaram entre 1°C e 2°C (deMENOCAL *et al.*, 2000; CORRÊA, 2021).

Esse episódio anormal de resfriamento ocorreu entre 8.400 e 8.000 anos AP, com o ápice do resfriamento por volta dos 8.200 anos AP (BARBER *et al.*, 1999). Este resfriamento afetou especialmente a Groenlândia e a Europa, mas também outras partes do mundo como a China, a África tropical e até a América do Sul, provocando episódios de seca e de fortes ventos (MORRILL & JACOBSEN, 2005). Por outro lado, estudos realizados por Petit *et al.* (1999), na Antártica, constataram que ali o clima foi de aquecimento.

Esse fenômeno, observado nesse período entre os 8.400 e 8.000 anos AP possivelmente ocorreu em decorrência de uma invasão de água doce no Atlântico Norte, proveniente das águas de fusão do manto Laurenciano, que se encontravam retidas em lagos no interior do continente, causando a desaceleração da circulação termoalina, algo parecido com o que ocorreu na época do Younger Dryas, ainda que em menor intensidade (CLARK *et al.*, 2003). A corrente do Golfo perdeu intensidade e, durante alguns séculos, as temperaturas diminuíram vários graus centígrados, na Groenlândia e norte do Atlântico (CORRÊA, 2021). Baldini *et al.*, (2002) observaram na costa noroeste da África, que a temperatura baixou a um nível quase igual ao do período da última glaciação. Posteriormente, num curto intervalo de tempo, a temperatura começou a subir e as correntes recuperaram seus fluxos normais.

### 3.4 Arquivos de mudanças paleoambientais do Cerrado

A consulta na literatura sobre trabalhos de reconstituições paleoambientais em regiões ocupadas atualmente pelo bioma Cerrado que utilizam testemunhos de veredas permitiu a reconstituição da vegetação e do clima para os últimos 30.000 anos aproximadamente. A maioria desses trabalhos apresenta apenas dados palinológicos, como Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996) (vereda Cromínia), Barberi *et al.* (2000) (Águas Emendadas), Lorente *et al.* (2010) (Fazenda Urbano), Cassino e Meyer (2013) (Vereda Laçador), Pires *et al.* (2016) (vereda Juquinha/Cuba) e Cassino *et al.* (2018) (Vereda São José) (**Figura 2**).

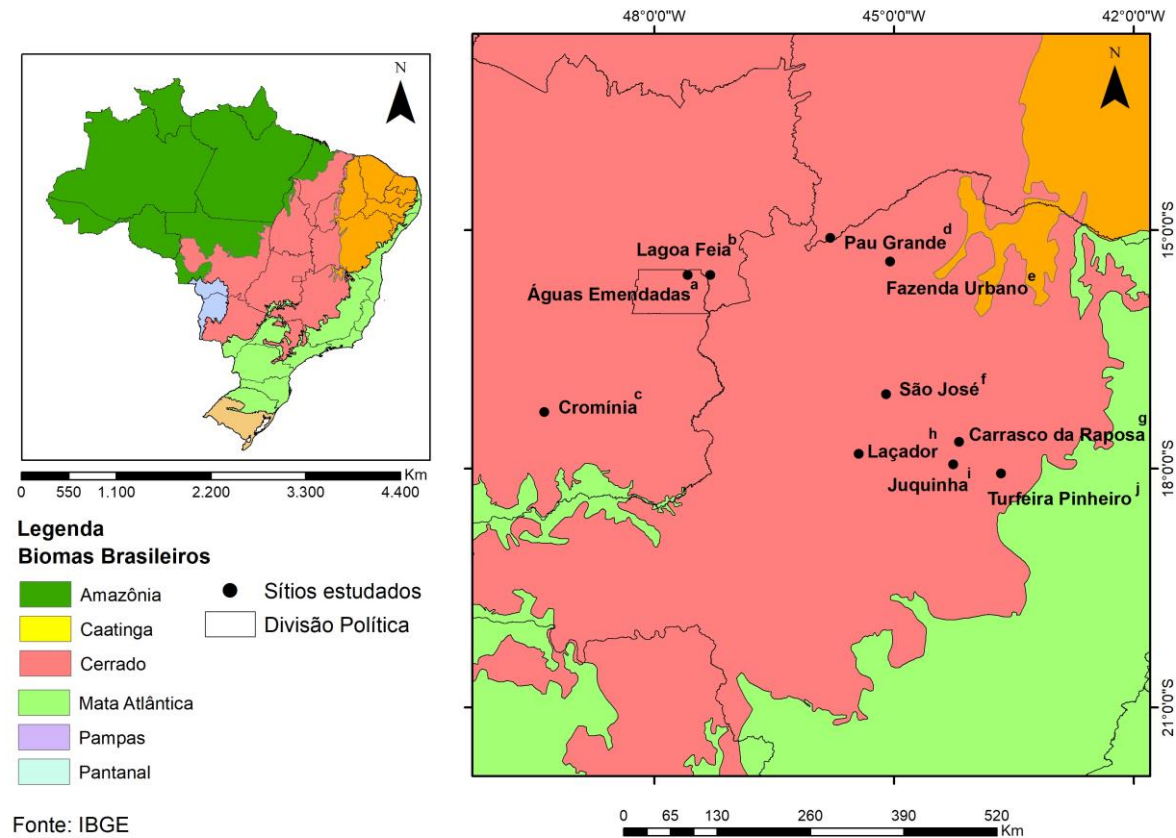
Os trabalhos que abordam a palinologia associada a outro *proxy* para contar a história do Cerrado são ainda mais escassos, a exemplo do de Gomes *et al.* (2017) (vereda Carrasco da Raposa) que associa pólen e isótopos, e o de Trindade (2020) (vereda Pau Grande) que apresenta abordagem *multi-proxy*, com resultados de pólen, isótopos e geoquímica orgânica e inorgânica. Horák-Terra *et al.* (2022a) ao estudarem o mesmo testemunho da vereda Pau Grande também para fins de reconstituição, utilizaram além dos dados isotópicos e geoquímicos, também dados referentes aos atributos dos solos. Trabalhos

de Horák-Terra *et al* (2015; 2020) utilizando registros de turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional também apresentaram dados de pólen e geoquímica do solo (orgânica, inorgânica e isotópica) (**Figura 2**).

Assim, observa-se que apesar dos avanços nos últimos anos das pesquisas de reconstituição de paleoambientes no Cerrado, os trabalhos com abordagem *multi-proxy* ainda são muito raros, ainda mais se considerarmos a extensão territorial do bioma, existindo, portanto, uma lacuna referente às informações mais integradas de vegetação-clima-ambiente. A **Figura 3** apresenta um quadro resumido com as reconstituições de vegetação e clima realizadas para o Cerrado nos últimos 30.000 anos aproximadamente.

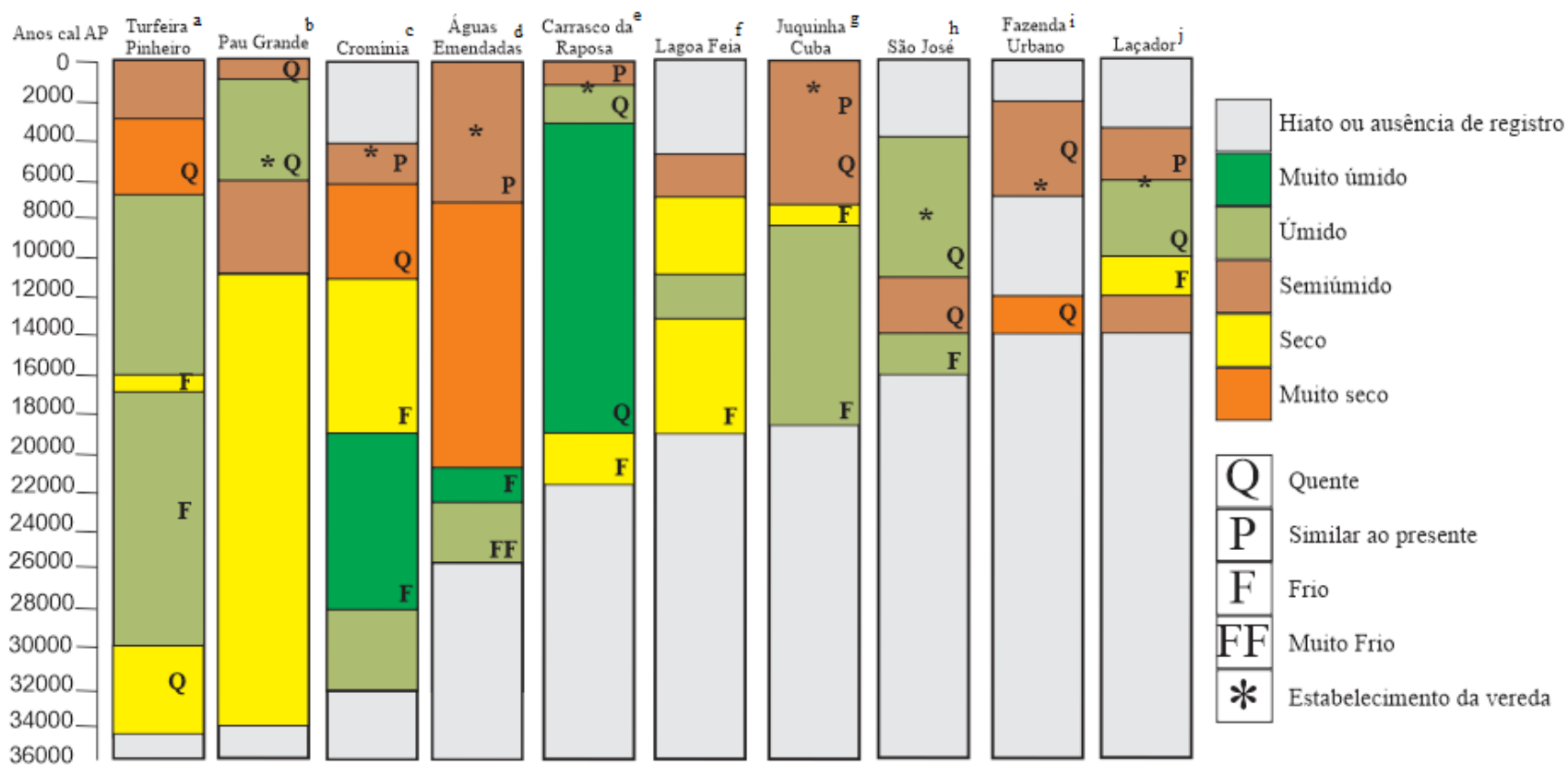
No trabalho de Horák-Terra *et al.* (2020), realizado na turfeira Pinheiro (Serra do Espinhaço Meridional, região centro-leste do Brasil), o testemunho apresenta dados referentes aos últimos 35.000 anos cal AP. Entre aproximadamente 35.000 e 29.600 anos cal AP, o registro palinológico indica predomínio de táxons adaptados a clima quente e seco (*Byrsonima*, *Smilax* e táxons do Cerrado). Esse fato é corroborado pelos valores enriquecidos de  $\delta^{13}\text{C}$ , que sugerem estações secas de cinco ou mais meses. Os autores também apontam eventos de resfriamento intercalados a esse clima quente. Entre 29.600 e 17.000 anos cal AP, os registros palinológicos sugerem a expansão de táxons adaptados a condições frias e úmidas (*Podocarpus*, por exemplo) e o empobrecimento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  também indicam condições mais úmidas. Os registros palinológicos ainda sugerem que em 16.400 anos cal AP ocorreu um evento seco (*Amaranthus*, *Borreria*, *Gleichenia*) abrupto e muito frio (*Drimys* e *Araucaria*) e, que de 16.000 a 7.100 anos cal AP as condições úmidas retornam para a região da turfeira Pinheiro. Depois de 6.100 anos cal AP foi inferido clima muito seco e quente, com chuvas torrenciais e estação seca de aproximadamente 6 meses. A partir de 3.100 anos cal AP, o clima foi definido como uma transição de clima mais seco e quente para clima subúmido (HORÁK-TERRA *et al.*, 2020).

Figura 2 - Localização dos sítios estudados no contexto do bioma Cerrado para fins de reconstituição paleoambiental



Legenda: <sup>a</sup>Vereda Águas Emendadas (Barberi *et al.*, 2000); <sup>b</sup>Lagoa Feia (Cassino *et al.*, 2020); <sup>c</sup>Vereda Cromínia (Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996); <sup>d</sup>Vereda Pau Grande (Trindade, 2020; Horák-Terra *et al.*, 2022a); <sup>e</sup>Vereda Fazenda Urbano (Lorente *et al.*, 2010); <sup>f</sup>Vereda São José (Cassino *et al.*, 2018); <sup>g</sup>Vereda Carrasco da Raposa (Gomes *et al.*, 2017); <sup>h</sup>Vereda Laçador (Cassino e Meyer, 2013); <sup>i</sup>Vereda Juquinha (Pires *et al.*, 2006); <sup>j</sup>Turfeira Pinheiro (Horák-Terra *et al.*, 2020).

Figura 3 - Cenário dos últimos 32.000 anos AP reconstituído no âmbito da vegetação e clima



Legenda: <sup>a</sup>Turfeira Pinheiro (Horák-Terra *et al.*, 2020); <sup>b</sup>Vereda Pau Grande; (Trindade, 2020; Horák-Terra *et al.*, 2022a); <sup>c</sup>Vereda Cromínia (Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996); <sup>d</sup>Vereda Águas Emendadas (Barberi *et al.*, 2000); <sup>e</sup>Vereda Carrasco da Raposa (Gomes *et al.*, 2017), <sup>f</sup>Lagoa Feia (Cassino *et al.*, 2020); <sup>g</sup>Vereda Juquinha/Cuba (Pires *et al.*, 2006); <sup>h</sup>Vereda São José (Cassino *et al.*, 2018); <sup>i</sup>Vereda Fazenda Urbano (Lorente *et al.*, 2010); <sup>j</sup>Vereda Laçador (Cassino e Meyer, 2013).

Os trabalhos de Trindade (2020) e Horák-Terra *et al.* (2022a) abordam o estudo de um testemunho de solo da vereda Pau Grande, inserida no Parque Nacional Grande Sertão Veredas, município de Chapada Gaúcha (MG). Os autores reconstituíram o paleoambiente da região utilizando uma abordagem *multi-proxy* (dados polínicos, geoquímicos, isotópicos, datações  $^{14}\text{C}$  e estatística multivariada). Para a região, cinco fases de mudanças no ambiente foram inferidas: I) 33.309-26.818 cal BP - com alternância das vegetações com plantas C4 (típicas de um ambiente mais seco e mais aberto) e vegetações com mistura de plantas C3 e C4, sugerindo clima seco e com formação de um lago ou corpo de água rasa com predominância de algas, e ambiente local e regional instável; II) 26.818-16.659 cal BP - com sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  apontando para plantas essencialmente C4, aumento da relação C/N indicando um ambiente mais seco se comparado a fase anterior, predominância de plantas terrestres, ambiente local estável mas regionalmente instável; III) 16.659-10.401 cal BP - com ambiente óxico, seco com predominância de plantas terrestres C4, e um aumento simultâneo da instabilidade local com estabilização do ambiente regional em  $\sim 15.0$  kyr cal BP; IV) 10.401-5.052 cal BP - com retorno da fonte algal em condições ainda mais óxicas, e início de maior estabilidade tanto no ambiente local quanto regional; e V) 5.052 cal BP até o presente - consolidação do ambiente estável iniciado na fase anterior, e com alteração da contribuição das fontes de matéria orgânica, inicialmente com plantas terrestres e, posteriormente, com algas (TRINDADE, 2020; HORÁK-TERRA *et al.*, 2022a).

Para o testemunho da vereda Cromínia, Goiás, Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996) apresentam dados relativos aos últimos 32.400 anos cal AP até aproximadamente 3.500 anos cal AP. Antes de 32.400 anos cal AP, a região era ocupada por vegetação de vereda e mata de Galeria (presença das famílias Rubiaceae e Myrtaceae) e seu entorno dominado por um Cerrado arbóreo (presença de *Trema* e *Cecropia*), distribuição semelhante a atual, sugerindo clima quente e subúmido. Entre 32.400 e 28.300 anos cal AP, é observada uma diminuição dos elementos arbóreos e arbustivos da região, ocorrendo predomínio das famílias Poaceae e Cyperaceae, indicando clima úmido. Entre aproximadamente 27.400 e 18.500 anos cal AP ocorre uma fase muito úmida (esporos de samambaias aquáticas, algas *Botryococcus* e *Debarya*) e mais fria (*Ilex*), o que sugere a substituição da vereda por um espaço encharcado (lagoa), com entorno dominado por vegetação de campo aberto (Poaceae e Cyperaceae). Uma fase de clima seco, marcada pela baixa concentração de palinómorfos e provavelmente mais fria (ausência de *Mauritia flexuosa* no registro) começou em aproximadamente  $\sim 18.500$  anos cal AP e perdurou até 6.680 anos



cal AP. De ~6.680 a 3.500 anos AP, as fitofisionomias de Vereda, Mata de Galeria e Cerrado arbóreo retornaram para a região, apontando para aumento nas condições de umidade, possivelmente semelhante às atuais (FERRAZ-VICENTINI & SALGADO-LABOURIAU, 1996).

No registro da vereda de Águas Emendadas, Goiás, de acordo com Barberi *et al.* (2000), entre 25.600 e 8.000 anos cal AP não ocorreu deposição de turfa e o período é representado por camada silto-arenosa. Assim, este registro revela para o final do Pleistoceno uma tendência à presença de uma vegetação mais aberta e de clima mais seco e uma amplificação desta tendência no início do Holoceno, já que a interrupção na deposição de turfa é possivelmente o resultado de um ressecamento parcial ou total dos sítios deposicionais. Em aproximadamente 8.000 anos cal AP, condições de maior umidade e temperatura são observadas no registro pelo aumento da concentração de grãos de pólen e esporos, e, também nesse período ocorreu o estabelecimento da vereda (presença de *Mauritia flexuosa* no registro). A partir de 4.000 anos cal AP, a vegetação da vereda se desenvolveu, sugerindo clima similar ao clima atual (BARBERI *et al.*, 1994, 2000; MEYER *et al.*, 2014).

A vereda Carrasco da Raposa se situa no Parque Estadual da Serra do Cabral, região centro-norte de Minas Gerais, e foi estudada por Gomes *et al.* (2017) num trabalho que associa palinologia, análise isotópica e datação  $^{14}\text{C}$ . Entre 21.150 e 18.850 anos cal AP, o conjunto de elementos herbáceos-arbustivos registrados caracterizou uma fitofisionomia típica das formações campestres do Cerrado, composta por arbustos e subarbustos esparsos. Ainda para este período, o registro da associação entre os táxons arbóreos *Podocarpus*, *Ilex*, *Drimys* e *Ericaceae* indica clima mais frio e menos úmido que o clima atual. As características da vegetação e ausência dos buritis (*Mauritia flexuosa*) na vereda indicam condições mais secas durante o final do Pleistoceno, mas com umidade suficiente para o desenvolvimento de espécies arbóreas. Os dados isotópicos corroboraram a presença de um ambiente úmido na região. Na base do perfil sedimentar da vereda (100 cm de profundidade, aproximadamente 21.150 anos cal AP), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  foram de -24‰ a -21,5‰, indicando predomínio de plantas C3, com provável mistura de plantas C4. Os valores de C/N variaram de 1,5 a 11,5 e indicam predomínio de algas na matéria orgânica entre 21.150 e 18.850 anos cal AP.

Entre 18.850 e 3.350 anos cal AP, as mudanças da vegetação observadas na vereda Carrasco da Raposa, de acordo com Gomes *et al.* (2017), foram marcadas pela

presença de táxons herbáceo-arbustivos, demonstrando a diversidade das formações campestres do Cerrado. A fitofisionomia com características de vegetação mais aberta deu lugar a um mosaico composto por formações campestres do Cerrado com Campo Sujo Úmido e Campo Rupestre e a associação dos gêneros *Eryngium*, *Hedyosmum*, *Alternanthera* e o Tipo *Gnaphalium*, sugerindo ambientes encharcados ou muito úmidos e mais quente. Há cerca de 6.500 anos cal AP percebe-se aumento na deposição de areia no registro sedimentar, provavelmente devido ao aumento da zona encharcada na borda da vereda, e consequente redução da matéria orgânica no sedimento, resultando em empobrecimento do carbono total, com valores de COT iguais a 2,23%. Os valores de C/N da matéria orgânica variaram de <6 a 1,5 com predomínio de algas e umidade local. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  ficaram entre -19,5‰ a -23,5‰, inferindo predomínio de plantas C3 com provável mistura com plantas C4. Teores de  $\delta^{15}\text{N}$  ficaram em torno de 4,5‰, ou seja, houve mistura de algas e plantas terrestres na matéria orgânica. A partir de 3.550 anos cal AP, foi registrada a primeira ocorrência de *Mauritia flexuosa*, além de elementos herbáceos de matas e de locais encharcados (*Peperomia*, *Hedyosmum*, *Hydrocotyle*, Tipo *Trixis* e *Symplocos*). Estes táxons, junto com o surgimento dos buritis, indicam aumento considerável da umidade local e o início da instalação da vereda no ambiente deposicional. A ocorrência de elementos arbustivos e herbáceos, o aumento de árvores do cerrado e o surgimento da palmeira *Mauritia flexuosa*, sugerem que as condições climáticas na região entre 3.550 e 1.650 anos cal AP ficaram mais úmidas e quentes em relação aos períodos anteriores. A partir de aproximadamente 1.650 anos cal AP, o padrão climático observado no registro foi semelhante ao atual (subúmido) em direção ao topo do perfil, quando houve a instalação da vereda, com a ocorrência de buriti (GOMES *et al.*, 2017).

O trabalho de Cassino *et al.* (2020) foi realizado com sedimentos de um lago (Lagoa Feia) para a mesma região em Goiás dos trabalhos de Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau (1996) e Barberi *et al.* (2000), e apresenta a presença de sedimentos datados do Pleisoceno Tardio. Os dados do registro da Lagoa Feia apontam que a deposição lacustre começou em 19.000 anos cal AP, após o Último Máximo Glacial. A análise polínica aponta que entre o Pleistoceno Tardio até cerca de 13.300 anos cal AP, a paisagem pode ser descrita como um lago cercado por um pântano (aumento plantas de pântano) com vegetação mais aberta ao redor (*Asteraceae* e *Poaceae*). O clima nesse momento foi mais frio que o atual (*Weinmannia*, *Drimys*, *Hedysomum*, *Ilex*, *Myrsine*). Em 12.300 anos cal AP, a sedimentação passa a ser mais orgânica, e em 11.900 anos cal AP ocorre o desenvolvimento de um

ambiente lacustre, evidenciando aumento do nível da lagoa em relação ao período anterior. Essa expansão lacustre é evidenciada pelo predomínio de Cyperaceae em relação à *Gomphrena* (a situação inversa indica períodos de seca). Nesse período também é evidenciada a expansão das florestas e do Cerrado (aumento nos táxons de espécies arbóreas), antes limitados às margens dos riachos. Entre 11.400 e 7.000 anos cal AP ocorre uma diminuição nos táxons de espécies de florestas de galerias e de espécies adaptadas a climas mais úmidos, indicando uma paisagem mais aberta no entorno da Lagoa Feia. São inferidas flutuações no nível da lagoa pela presença de *Gomphrena* mais abundante que Cyperaceae, algumas amostras polínicas estéreis e a entrada de minerais no registro. Assim, assume-se que o clima nesse período (início do Holoceno) estava mais seco. No período de 6.900 a 5.000 anos cal AP, a baixa presença do táxon de *Gomphrena* e a presença de *Ceratophyllum* indicam níveis mais altos e estáveis para a lagoa, e uma vegetação arbórea é inferida para o entorno do local (CASSINO *et al.*, 2020).

O estudo palinológico do testemunho da vereda Juquinha/Cuba, localizada no Parque Estadual da Serra do Cabral, região Centro-Norte de Minas Gerais, reconstituiu a evolução paleoambiental dos últimos 18.500 anos cal AP para a região (PIRES *et al.*, 2016). No intervalo entre 18.500 e 8.250 anos cal AP, as condições climáticas foram úmidas e mais frias que as atuais (*Podocarpus* e *Drimys brasiliensis*). Já entre aproximadamente 8.250 e 7.800 anos cal AP, observou-se a diminuição dos táxons indicativos de ambientes úmidos (*Eryngium*, *Hydrocotyle* e *Peperomia*), sugerindo um ressecamento da zona úmida e deixando o ambiente mais susceptível à erosão. A partir de 7.800 anos cal AP, foi inferida uma fase mais úmida e mais quente do que a anterior e, em cerca de 4.200 anos cal AP, ocorreu o estabelecimento da vereda (presença de *Mauritia flexuosa*). Nessas condições climáticas também foram observados os táxons de elementos típicos de mata (*Bombacaceae*, *Cabrlea* e *Heteropteris*) e Cerrado *stricto sensu* (*Caryocar brasiliensis*, *Eriotheca*, *Sapium* e *Erythroxyllum*) representativos da vegetação do entorno da vereda. A partir de 2.900 anos cal AP, não foram observadas mudanças expressivas em relação ao período anterior e em aproximadamente 400 anos cal AP, a vereda expandiu-se. A vegetação do entorno da vereda permaneceu composta por Cerrado *stricto sensu* (*Eriacaceae*, *Eriotheca* e *Stryphnodendron*) e de matas (*Ilex*), mas com porcentagens mais baixas, semelhantes à vegetação atual da região (PIRES *et al.*, 2016).

No município de Buritizeiro (MG), na Vereda São José, Cassino, Martinho e Caminha (2018) realizaram um estudo palinológico para inferir as mudanças paleoambientais na região. Entre aproximadamente 15.700 e 15.400 anos cal AP, o clima foi mais frio e não foi encontrado registros da palmeira buriti (*Mauritia flexuosa*). Em cerca de 15.200 anos cal AP, a ocorrência de *Mauritia flexuosa* e de táxons indicativos de Cerrado *stricto sensu* e Cerradão (*Curatella americana* e *Caryocar brasiliensis*), sugerem clima mais quente. Já na transição do Pleistoceno para o Holoceno, o clima seria possivelmente mais úmido (presença de táxons indicativos de condições úmidas, *Hedyosmum brasiliense* e *Euplassa*). No intervalo entre aproximadamente 14.600 e 11.000 anos cal AP, a vereda já se encontra bem estabelecida e as altas frequências de Asteraceae e Melastomataceae sugerem clima semiúmido e quente, com estação de seca provavelmente mais curta. Em cerca de 6.500 anos cal AP foi observado um expressivo aumento na concentração total de pólen, em especial de *Mauritia flexuosa*, o que foi interpretado pelos autores como um grande aumento nas condições de umidade. Essas condições de clima mais úmido se mantiveram até aproximadamente 3.500 anos cal AP, quando então observou-se aumento de pólen de *Curatella americana*, táxon característico de vegetação de Campo Sujo, sugerindo, portanto, o retorno às condições relativamente secas (CASSINO *et al.* 2018).

A análise palinológica do perfil sedimentar feita por Lorente *et al.* (2010) da vereda Fazenda Urbano, município de Buritizeiro (MG), permitiu estabelecer uma transição de condições climáticas mais secas que as atuais durante o final do Pleistoceno para condições de maior umidade após 6.000 anos cal AP. Entre aproximadamente 15.900 e 13.500 anos cal AP, a vegetação foi caracterizada como Campo Limpo, com predominância de arbustos e ervas (Poaceae, Asteraceae, Rubiaceae, *Drosera*) e as condições climáticas foram interpretadas pelos autores como mais secas que as atuais, comparáveis ao clima semiárido. A partir de 6.000 anos cal AP, observou-se aumento na concentração de grãos de pólen de elementos arbóreos das fitofisionomias Campo Sujo e Cerrado *Stricto Sensu*. A vereda se estabeleceu a partir de cerca de 6.000 anos cal AP (aumento significativo de *Mauritia flexuosa*), apontando clima semiúmido e quente, como ocorre atualmente na região (LORENTE *et al.*, 2010).

Também no município de Buritizeiro (MG), o trabalho de Cassino e Meyer (2013) reconstituiu o paleoambiente da região do Chapadão das Gerais para os últimos 13.000 anos a partir do registro do solo da vereda Laçador. Duas fases de clima mais frio que o atual (*Ilex*, *Podocarpus*, *Myrsine*, ausência de táxons típicos do Cerrado e grande quantidade de

*Sphagnum recurvum*) foram registradas, uma delas no final do Pleistoceno em 13.250 anos cal AP, e a outra entre aproximadamente 11.500 e 10.500 anos cal AP. Intercalados a estas fases mais frias, foram observados dois períodos de expansão da vereda sob um clima quente e semiúmido, semelhante ao clima atual da região. No Holoceno tardio, após cerca de 7.000 anos cal AP, a presença de um clima quente e mais seco que o atual foi registrado, sendo evidenciado pela retração da vereda, aumento de elementos herbáceos (*Polygala*, *Borreria* e *Asteraceae*), presença de elementos adaptados ao clima semiárido (*Commiphora leptophloes* e *Anadenanthera colubrina*) e presença significativa de árvores do cerrado (*Caryocar brasiliensis*, *Eriotheca*, *Erythroxylum*) (CASSINO & MEYER, 2013).

### 3.5 Descrição da área de estudo

A área de estudo se situa no Parque Nacional de Brasília (PNB), Distrito Federal, entre os paralelos 15° 35' e 15° 45' (latitude sul) e os meridianos 47° 53' e 48° 05' (longitude oeste), abrangendo uma área de aproximadamente 42 mil hectares, sendo sua quase totalidade localizada na bacia hidrográfica do Rio Paranoá. O Parque se situa na região central do Brasil, na área nuclear do Cerrado (**Figura 4**), sendo os municípios de Sobradinho, Brazlândia, Brasília e Padre Bernardo compreendidos pelos limites do Parque.

O Parque foi criado pelo Decreto n°. 241, de 29 de novembro de 1961, e teve sua área aumentada pela Lei 11.285, de 8 de março de 2006. É uma área de preservação com grande representatividade das fitofisionomias do bioma Cerrado (SILVA *et al.*, 2008) e está sob a gestão do ICMBio (Instituto Chico Mendes de Conservação e Biodiversidade), com a cooperação técnica da FUNATURA (Fundação Pró-Natureza).

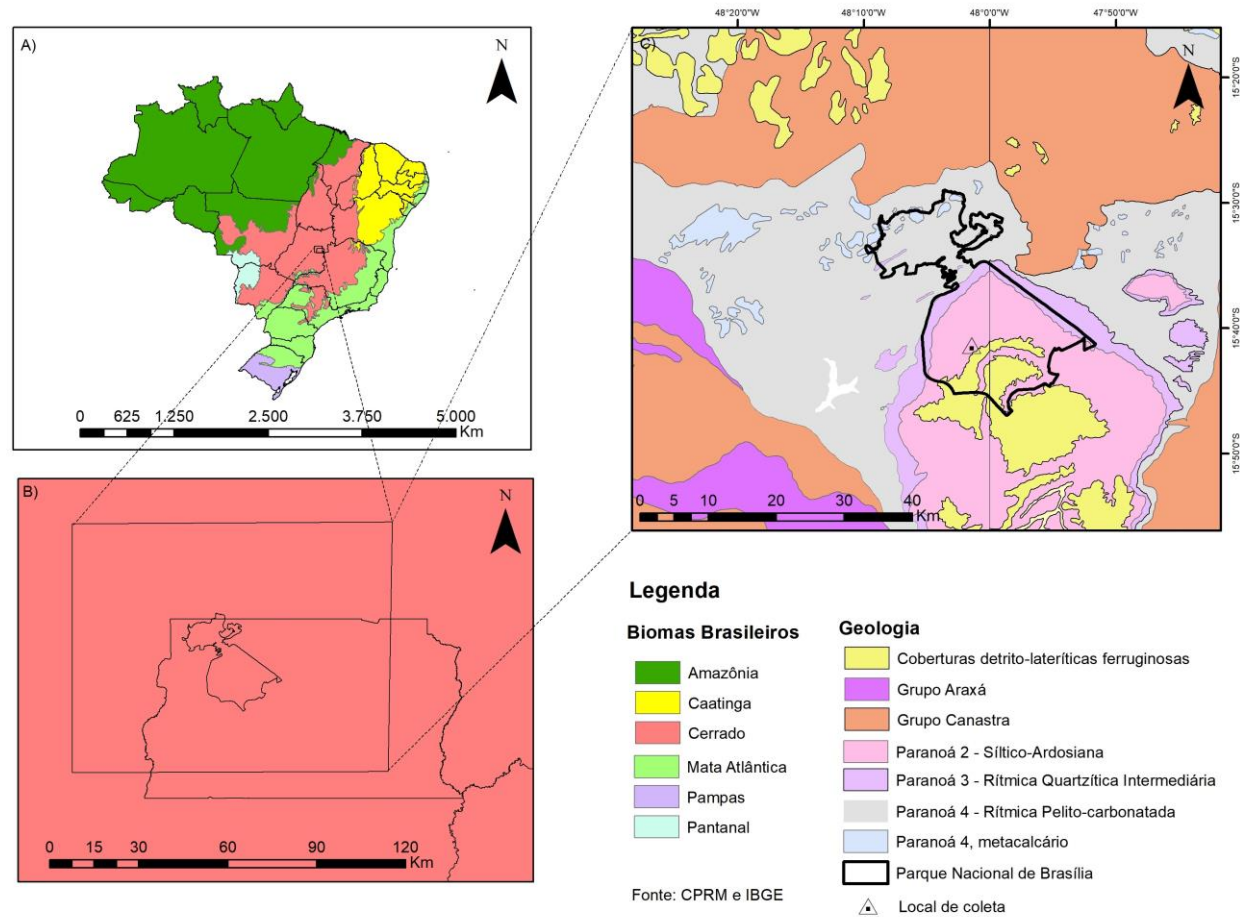
De acordo com a CODEPLAN (2013), o clima no Distrito Federal é Tropical, com chuvas concentradas no verão e período de seca no inverno. Nos levantamentos realizados pela CODEPLAN (2013) não foram descritas variações pluviométricas dentro da região, mas as variações na temperatura em decorrência das diferenças de altitude propiciaram a descrição de diferentes tipos climáticos conforme a classificação de Köppen: (1) Tropical (Aw): temperatura para o mês mais frio superior a 18°C e situado nas áreas com cotas altimétricas abaixo de 1.000 m; (2) Tropical de Altitude (Cwa): ocorre geralmente em áreas com altimetria entre 1.000 e 1.200 m e a temperatura do mês mais frio é superior a 18 °C,

com média superior a 22 °C no mês mais quente; (3) Tropical de altitude (Cwb): ocorre nas áreas com cotas altimétricas superiores a 1.200 m e a temperatura do mês mais frio é inferior a 18°C. Na região, a precipitação média anual é da ordem de 1.600 mm, com uma concentração de chuvas num período de 5 a 6 meses (novembro a abril) quando as médias mensais podem atingir totais de até 300 mm (ICMBio, 1998).

No contexto geomorfológico do Brasil Central o Parque Nacional de Brasília está localizado no Domínio dos Planaltos em Estruturas Sedimentares Concordantes Região do Planalto Goiás Minas e Região das Chapadas do Distrito Federal (MAURO *et al.*, 1982). Na área do Parque são identificadas três grandes unidades geomorfológicas: a Chapada da Contagem, a Depressão do Paranoá e a Encosta da Chapada da Contagem.

Chapada de Contagem: nessa unidade estão localizados os limites nordeste, norte e noroeste do Parque e as cabeceiras dos tributários das bacias do ribeirão do Torto e dos córregos Santa Maria, Milho Cozido e Três Barras. Na área do Parque, uma cobertura detrítico-laterítica, na forma de depósitos argilo-arenosos de idade Terciária a Quaternária e de crostas lateríticas recobre a unidade, atingindo espessuras de 50 m e presente em cerca de 60% de sua área. Ocorre também a presença de “dales” (cabeceiras de drenagem) e de “murunduns”. As cabeceiras de drenagem são áreas úmidas com origem na alternância dos depósitos argilo-arenosos com as crostas lateríticas, onde é mantido o lençol freático, sendo sua importância essencial na alimentação da rede hidrográfica da área. Essas cabeceiras de drenagem estão localizadas abaixo do rebordo da Chapada entre as cotas de 1.200 e 1.300 m e normalmente ocupadas por expansões de Mata de Galeria. Murunduns são formações de origem biótica, que, pela ação de termitas e sob a influência da variação do nível do lençol freático, são encontrados em regiões em que há impedimento da drenagem no solo e presença de fraturas, fissuras e falhas (ICMBio, 1998).

Figura 4 - Localização do Parque Nacional de Brasília no contexto dos biomas brasileiros, com destaque para a geologia da área no entorno do local de coleta



Legenda: A) Mapa do Brasil com a localização dos biomas; B) Localização do PNB no Distrito Federal e no contexto do bioma cerrado; C) Mapa geológico da área no entorno do PNB

Depressão do Paranoá: unidade com maior expressão espacial na área do Parque, onde predominam formas de relevo com perfis retilíneo-côncavos, modelados por pediplanação em um nível inferior da unidade da Chapada da Contagem e situado entre as cotas de 1.200 e 1007 m de altitude. É uma área suavemente ondulada, com interflúvios amplos e rampas com declividade entre 5 e 10° que terminam normalmente em vales simétricos, de fundo chato de uma rede hidrográfica que drena para o vale do rio Paranoá. Prevaecem paisagens amplas de Cerrado *sensu stricto* e Campos Sujo cortados por Matas de Galerias, modeladas em ardósias intemperizadas extremamente fraturadas e dobradas e, às vezes, cortadas por veios de quartzo branco, onde ocorrem também crostas lateríticas. Toda a área é coberta por um espesso manto de intemperismo e por colúvios enriquecidos em concreções lateríticas (ICMBio, 1998).

Encosta da Chapada de Contagem: esta unidade ocorre nos setores norte e nordeste da área do Parque, onde é facilmente identificada na margem esquerda dos cursos médios e inferior do ribeirão Três Barras e dos ribeirões Tortinho e Tortoca partir do ponto em que, na Unidade das Ardósias que caracteriza a Depressão do Paranoá, os elementos sílticos e arenosos passam a predominar sobre as ardósias, conforme pode ser constatado nos movimentos de terra existentes às margens do ribeirão Três Barra (ICMBio, 1998).

Na área do Parque afloram rochas pertencentes ao Grupo Paranoá, de idade meso-proterozóica, desenvolvido entre 1.350 Ma a 950 Ma (**Figura 4**). O Grupo Paranoá representa uma sequência deposicional com espessura de até 1.600 m, limitada por superfícies de discordância que o separa do Grupo Araí na base e do Grupo Bambuí no topo. As litofácies encontradas no parque são constituídas principalmente por ardósia na base e metarritmito no topo com intercalações de materiais argilosos, siltosos e arenosos (FREITAS-SILVA & CAMPOS, 1998).

Na base do Parque aflora a unidade Paranoá 2 (**Figura 4**), Unidade Síltico-Ardosiana, onde afloram metassiltitos as vezes grafitoso, quartzito, grafita, filito, ardósias, lente de metadolomito e metacalcário com estromatólitos Conophyton. (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). As ardósias são homogêneas e dobradas, com forte clivagem ardosiana e intensamente fraturadas em afloramentos (FREITAS-SILVA & CAMPOS, 1998; LACERDA FILHO *et al.*; 2004 FARIAS *et al.*, 2008).

Na unidade Paranoá 3, Unidade Rítmica Quartzítica Intermediária, aflora quartzito fino feldspático com intercalações de metassiltito e metargilito e raras intercalações de metarenito grosso, exibindo marcas onduladas, estratificação cruzada tabular acanalada, espinha de peixe e estrutura tipo hummocky. A unidade Paranoá 4, Rítmica Pelito-



Carbonática apresenta intercalações de metassilito, metargilito, quartzito fino feldspático com estrutura tipo hummocky, ardósia, calcifilito, lentes de metacalcário com estromatólitos Conophyton, metadolomito e mármore (FREITAS-SILVA & CAMPOS, 1998; LACERDA FILHO *et al.*, 2004; FARIAS *et al.*, 2008).

O mapeamento de solos 1:50.000 realizado no Parque Nacional de Brasília identificou sessenta unidades de mapeamento (FARIAS *et al.*, 2008). De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS *et al.*, 2018), seguem as classes de solos identificadas: Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo, Gleissolo, Plintossolo, Espodossolo, Neossolo Litólico e Neossolo Quatzarênico (FARIAS *et al.*, 2008). Organossolos, classe dos solos orgânicos, mesmo presente na área, não foi descrito em nenhum levantamento até então realizado.

A flora do Parque Nacional de Brasília é apenas parcialmente identificada e inclui uma lista de plantas como o buriti (*Mauritia flexuosa*), o jatobá (*Hymenaea courbaril*), mangaba (*Hancornia speciosa*), pequi (*Caryocar brasiliensis*), ingá (*Inga edulis*) e guariroba (*Syagrus oleracea*), típicas da região do Cerrado. Dados de levantamentos de campo e dados disponíveis na literatura e nos herbários examinados para elaborar o Plano de Manejo do Parque Nacional de Brasília, cerca de 631 espécies foram identificadas e estão distribuídas em 370 gêneros e 98 famílias. As famílias mais representadas no PNB são Poaceae (95 spp.), Fabaceae (65 spp.), Orchidaceae (58 spp.), Asteraceae (29 spp.), Rubiaceae (23 spp.), Melastomataceae (19 spp.), Euphorbiaceae (17 spp.), Malpighiaceae (16 spp.) e Arecaceae (11 espécies) (ICMBio, 1998).

Quanto à vegetação, no Parque Nacional de Brasília é possível observar as principais fitofisionomias do bioma Cerrado, levando em consideração a classificação definida por Ribeiro e Walter (1998). Esses autores descreveram onze tipos de vegetação para o bioma, enquadradas em formações florestais (Mata Ciliar, Mata de Galeria, Mata Seca e Cerradão); savânicas (Cerrado sentido restrito, Parque de Cerrado, Palmeiral e Vereda) e campestres (Campo Sujo, Campo Limpo e Campo Rupestre). Ainda segundo os autores, formações florestais são áreas onde há predominância de espécies arbóreas e formação de dossel contínuo ou descontínuo; as formações savânicas são áreas com árvores e arbustos espalhados sobre um estrato graminoso e sem formação de dossel contínuo; e as formações campestres são áreas com predominância de espécies herbáceas, algumas espécies arbustivas e ausência de árvores.

O trabalho de Farias *et al.* (2008) definiu 11 classes de fitofisionomia baseando-se nas definições de Ribeiro e Walter (1998) e incluindo novas fitofisionomias para a vegetação do Parque. Duas foram enquadradas como formações florestais (Mata de Galeria e Cerradão), cinco como formações savânicas (Cerrado *sensu stricto*, Cerrado Ralo, Cerrado Rupestre, Parque de Cerrado e Vereda) e quatro foram classificadas como formações campestres (Campo Sujo, Campo Limpo, Campo Rupestre e Campo de Murundu).

Dentre as formações florestais que ocorrem no Parque, as Matas de Galeria estão localizadas ao longo dos córregos e ribeirões e podem ser inundáveis ou não inundáveis. As inundáveis estão vinculadas a Gleissolos e Organossolos e apresentam vegetações arbóreas com presença de buriti (*Mauritia flexuosa*) e outras espécies tolerantes a solos encharcados. A Mata de Galeria não inundável ocorre em ambiente de lençol freático mais profundo, com redes de escoamento com talvegue bem definido. Apresentam fisionomia perenifólia e a altura média do estrato arbóreo varia entre 20 m e 30 m, apresentando superposição de copas que fornecem cobertura arbórea de 70% a 95%. Já o Cerradão é uma formação florestal com características esclerófilas, que se caracteriza por um sub-bosque formado por pequenos arbustos e ervas, com poucas gramíneas; apresenta dossel contínuo, variando a altura média do estrato arbóreo entre 8 a 15 m. No Parque, ocorre em pequena distribuição sobre Latossolos, e apresenta vegetação de espécies arbóreas de porte elevado e cobertura vegetal de alta densidades, dificultando a visualização do solo (RIBEIRO & WATER, 2008; FARIAS *et al.*, 2008).

O Cerrado *sensu stricto* apresenta árvores baixas, inclinadas, tortuosas, com ramificações irregulares e retorcidas, com evidência de queimadas e pode ser subdividido em Cerrado Denso, Cerrado Típico, Cerrado Ralo ou Campo Cerrado (RIBEIRO & WALTER, 1998). Na área do Parque, são encontrados basicamente na Unidade Chapada da Contagem e nas porções centro-sul, sendo a vegetação predominante. O Cerrado típico está associado aos Latossolos Vermelhos; o Cerrado Ralo ocorre em transições de Cerrado típico e Campos e sua vegetação exibe pouca cobertura arbórea e às vezes apresenta uma mistura de gramíneas ou pequenos arbustos ressecados misturados com as feições dos solos e poucas árvores agrupadas. O Cerrado Rupestre é encontrado sob afloramentos de quartzito presentes nas encostas e nos topos das vertentes, quando o acúmulo de água nas fraturas dos quartzitos possibilita o desenvolvimento de árvores (FARIAS *et al.*, 2008).

O Parque de Cerrado, segundo Araújo Neto *et al.* (1986), é a fitofisionomia que tem como característica a presença de murundus. O estrato arbóreo do Parque de Cerrado encontra-se sobre os murundus, que permitem o desenvolvimento da vegetação arbustiva e

arbórea em decorrência da aeração do solo, o que não é passível de acontecer na parte mais baixa. A Vereda ocorre em áreas de ambiente úmido, que normalmente possuem afloramento hídrico superficial. Sua característica marcante é a presença de buriti (*Mauritia flexuosa*), e os solos onde ocorrem são os hidromórficos (Gleissolos e Organossolos). Além do buriti, há a presença de arbustos, ervas e vegetação rasteira de ambientes úmidos. Ocorrem pontualmente, em cerca de 1% da área do PNB (FARIAS *et al.*, 2008).

Dentre as formações campestres, Farias *et al.* (2008) identificaram no Parque 6 tipos principais: Campo Sujo Seco e Úmido, Campo Limpo Seco e Úmido, Campo Rupestre e Campo de Murundu. O Campo Sujo é um tipo fisionômico exclusivamente arbustivo-herbáceo, com arbustos e subarbustos esparsos, cujas plantas são constituídas por indivíduos menos desenvolvidos das espécies arbóreas do Cerrado *sensu stricto*. No Parque, Campo Sujo Seco ocorreu em ambientes elevados sobre influência de solos rasos e o Campo Sujo Úmido foram observados em porções mais baixas do terreno. O Campo Limpo é uma fitofisionomia predominantemente herbácea, com raros arbustos e ausência completa de árvores. No PNB, foi encontrado nas encostas e nas elevações onde há a presença de convexidade do relevo. Campo Rupestre é um tipo fisionômico predominantemente herbáceo-arbustivo, com a presença eventual de arvoretas pouco desenvolvidas de até dois metros de altura, e, no Parque foi identificado em afloramentos rochosos, principalmente em altitudes superiores a 900 m. A fitofisionomia Campo de Murundu se relaciona aos campos com pequenas elevações semelhantes aos Parques de Cerrado, contudo não há cobertura arbórea sobre os murundus, o que permite a distinção dessas unidades. Na área do Parque foi observado pontualmente, em menos de 1% da área total (RIBEIRO & WALTER, 1998; FARIAS *et al.*, 2008).

## **4 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1 Atividades em campo**

#### **4.1.1 Coleta do testemunho**

Um testemunho de solo de vereda de 286 cm foi coletado no Parque Nacional de Brasília, DF, nas coordenadas 15°41,23'S e 48°1,27'W, com altitude de 1082 m, por meio de vibrotestemunhador construído a partir da metodologia de Martin *et al.* (1995). O vibrotestemunhador é composto por um tripé, um motor de 3,4 HP e 3.600 RPM que causa vibrações, um mangote e uma abraçadeira. Acoplado ao vibrotestemunhador, um tubo de

alumínio de aproximadamente 5 m de comprimento, 3 polegadas de diâmetro e 1/8” de espessura foi posicionado no solo, e o penetrou verticalmente por meio das vibrações de forma a não causar perturbações até atingir a camada basal.

Após a entrada quase que total do tubo uma tampa de PVC vedou a extremidade superior para criar vácuo e o tubo foi retirado com a ajuda de uma roldana (**Figura 5A**). Ao sair do solo, a extremidade inferior também foi tampada com uma outra tampa de PVC (**Figura 5B**) e o tubo foi transportado inclinado para evitar relocação de camadas.

O tubo de alumínio contendo o material foi encaminhado ao Laboratório de Solos do Instituto de Ciências Agrárias (ICA) da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (Campus Unai), onde foi aberto com uma serra circular para que pudesse ser feita a descrição e amostragem do solo (**Figuras 5C e 5D**).

**Figura 5 - Procedimento para coleta do solo com auxílio do vibrotestemunhador e abertura do tubo em laboratório**



## **4.2 Determinações analíticas**

### **4.2.1 Descrição e amostragem do solo do testemunho**

A descrição estratigráfica do solo do testemunho foi feita à nível de horizonte e camada, tendo como base o Manual Técnico de Pedologia do IBGE (IBGE, 2005) e o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS *et al.*, 2015), considerando aspectos

como textura e consistência do material inorgânico, presença de materiais orgânicos preservados (raízes e caules, por exemplo) e o estágio de decomposição da matéria orgânica.

Após a descrição do material o material de solo foi amostrado a cada 2 cm, totalizando 143 amostras, para as análises isotópicas ( $^{14}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ), elementares orgânicas e inorgânicas, e determinação dos seus principais atributos dos solos.

#### **4.2.2 Caracterização do solo**

A caracterização do solo do testemunho da vereda do PNB foi realizada seguindo os “Testes para Caracterização de Organossolos” descritos no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos - SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018), bem como também o Manual de Métodos de Análise de Solo (TEIXEIRA *et al.*, 2017).

Foram determinados os valores de pH em  $\text{CaCl}_2$ , cor pela solubilidade em pirofosfato de sódio, densidade do solo (Ds), densidade da matéria orgânica (Dmo), resíduo mínimo (RM), material mineral (MM), teor de fibras esfregadas (FE) e fibras não esfregadas (FNE), umidade gravimétrica (Ug), umidade volumétrica (Uv) e matéria orgânica (MO) em 20 amostras, sendo cada amostra correspondente a 10 cm de profundidade (correspondentes a 5 amostras, cada uma com 2 cm). Os estágios de decomposição do material orgânico dos horizontes e camadas do solo da vereda foram determinados de acordo com a escala de decomposição de von Post (STANEK & SILC, 1977; SANTOS *et al.*, 2018).

#### **4.2.3 Composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ ) e elementar orgânica**

Para a obtenção da composição isotópica do solo da vereda ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) e dos elementos C e N, as 143 amostras a cada 2 cm foram secas em estufa a  $40^\circ\text{C}$  e os fragmentos vegetais contaminantes foram retirados. Em seguida foram homogeneizadas em almofariz de ágata e enviadas ao Laboratório de Ecologia Isotópica do CENA/USP, para determinação conforme procedimento padrão, descrito em Pessenda *et al.* (1996), que consiste num analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da Europa Scientific.

#### **4.2.4 Composição elementar inorgânica**

Elementos maiores, menores e traços também foram determinados nas 143 amostras do solo mediante fluorescência de raios X. Foram determinados os elementos Fe, Cu, Zn, Ga, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Al, Si, P, S, K, Ca, Mn, Ti, Cr, V, Ag, Eu, Sm, Tm, Pd, Ir, Ge, Cs, Au, Ta e Pb, no Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X por energia dispersiva, do modelo Shimadzu EDX-720 do Laboratório Integrado de Pesquisas Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (LIPEMVALE). Essas amostras foram previamente secas, moídas, homogeneizadas e acondicionadas em um filme de Mylar® de 6 µm de espessura, esticado no fundo de uma cela de polietileno com 32 mm de diâmetro interno, 44 mm de diâmetro externo e 23 mm de altura. Esta é uma técnica não destrutiva que pode ser aplicada diretamente na amostra sólida, sem necessidade de pré-tratamento químico (GUILD *et al.*, 2017).

#### **4.2.5 Análise geocronológica (datação $^{14}\text{C}$ )**

Foram selecionadas 3 amostras de solo orgânico (turfa) nas profundidades entre 40-42 cm, 120-122 cm e 208-210 cm, e as mesmas foram enviadas para o Laboratório de  $^{14}\text{C}$  do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA/USP), onde foi realizado o pré-tratamento com solução de HCl 0,01M para a retirada de alguns contaminantes como raízes e folhas, através de flotação e catação manual, e posteriormente realizada lavagens com água destilada até a neutralização do pH e transferidas para recipientes de alumínio para secar em estufa à 50°C por 24 horas. A técnica utilizada para as duas primeiras amostras foi a síntese de benzeno, e para a terceira foi a técnica de AMS (espectrometria de massas com aceleradores). As duas primeiras amostras foram datadas no Laboratório de  $^{14}\text{C}$  (CENA/USP) e a terceira no Laboratório AMS da Georgia University (UGAMS, EUA). O modelo de idade/profundidade foi obtido através do método bayesiano utilizando pacote Bacon R (v.2.3.5) (BLAAUW & CHRISTEN, 2011), e os resultados calibrados a partir da curva de calibração SHCal20.14C (HOGG *et al.*, 2020), a curva mais indicada para tratamento de dados do Hemisfério Sul.

#### **4.2.6 Análises estatísticas**

A análise por componentes principais (Principal Components Analysis - PCA) foi aplicada aos dados de caracterização de solo e também aos dados geoquímicos (isotópicos e

elementares) utilizando o *software* Statistica (STATSOFT, 2017) no modo de correlação, a partir de dados padronizados. A correlação de Spearman ( $r$ ), ideal para dados não paramétricos, a exemplo dos dados ambientais, foi aplicada aos dados também pelo software Statistica, seguido pelo Teste T, teste de significância do coeficiente de correlação, a 0,05% de significância.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 Estratigrafia do testemunho

O testemunho da vereda em estudo tem 286 cm de profundidade e sua estratigrafia está representada na **Figura 6**. O testemunho apresentou 6 horizontes orgânicos, sendo do topo para a base: Ho1 (0 – 10 cm); Ho2 (10 – 29 cm); Hod (29 – 44 cm); Hd1 (44 – 94,5 cm); Hd2 (94,5 – 180 cm) e Hd3 (180 - 206 cm). A camada mineral (206 – 286 cm) foi subdividida em C1 (206 – 215 cm), C2 (215 – 249 cm) e C3 (249 – 286 cm). Esses horizontes/camadas foram definidos de acordo com as descrições morfológicas, incluindo principalmente os estágios de decomposição e consistência da matéria orgânica, presença de restos vegetais preservados e constituição do material mineral presente.

Dentre os horizontes orgânicos, o Ho1 (0 – 10 cm) foi fíbrico e apresentou raízes pequenas e médias finas. O Ho2 (10 – 29 cm) também fíbrico, difere de Ho1 por ter apresentado raízes de tamanhos pequenos, médios e grandes e com espessuras médias e grossas. Este horizonte também conteve fragmentos de caule bem preservados. O Hod (29 – 44 cm) foi hêmico e sua matéria orgânica apresentou consistência mais pastosa/fluida quando comparada aos horizontes mais superficiais. Este também apresentou presença de fibras, raízes de tamanho pequeno e médio e espessura fina e, além disso, fragmentos de caule preservados.

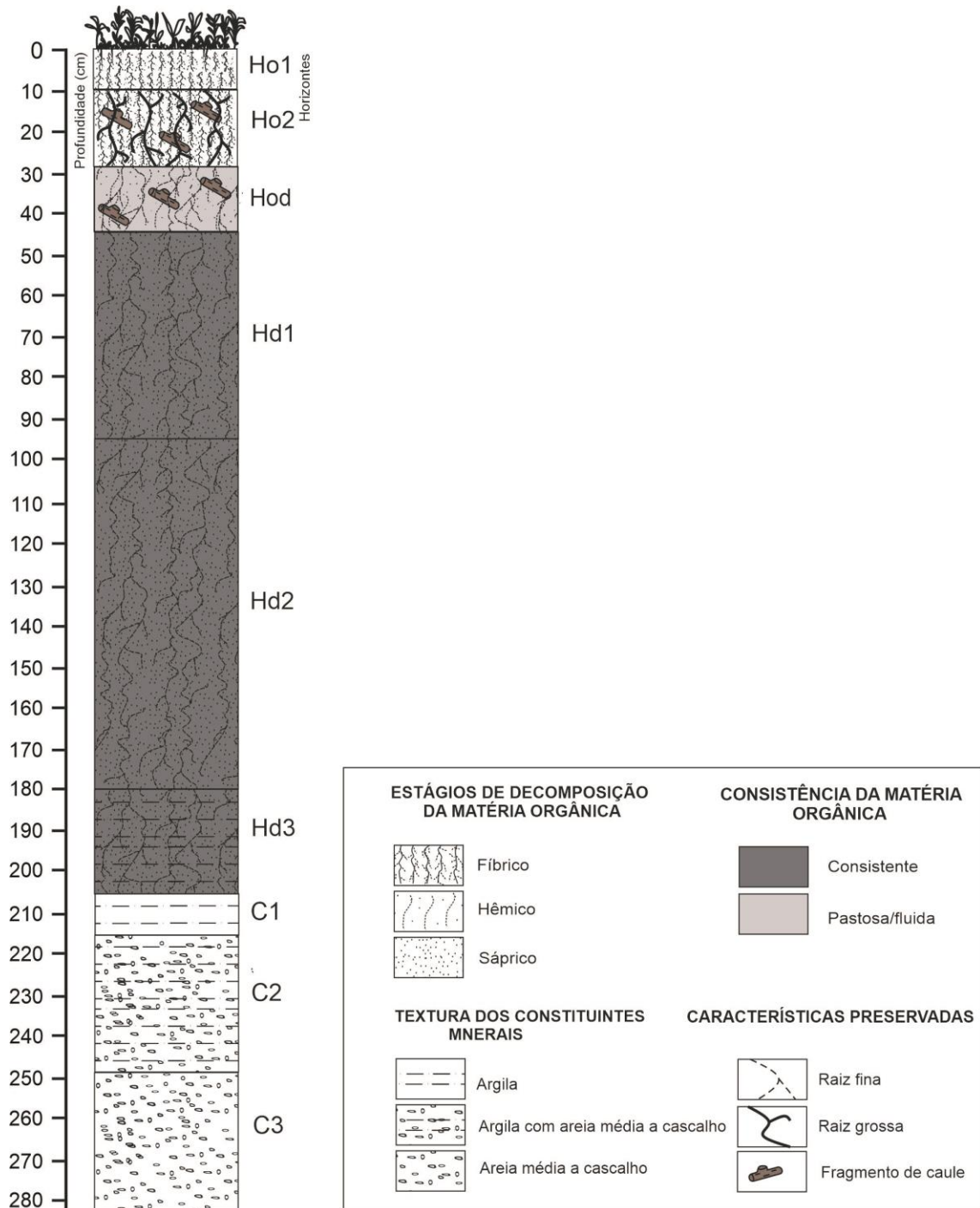
Em Hd1 (44 – 94,5 cm), a matéria orgânica foi primordialmente sáprica e mais consistente que no Hod, e as raízes presentes foram poucas e muito pequenas e finas. O horizonte Hd2 (94,5 a 180 cm) também se mostrou sáprico, porém apresentou matéria orgânica mais consistente que o anterior, sendo possível também observar um pequeno incremento de argila em sua composição. Hd3 (180 - 206 cm), também sáprico, além do aumento no incremento de argila, apresentou grãos de areia fina.

A camada mineral basal C1 (206 – 215 cm) apresentou um incremento ainda maior de argila e uma transição da coloração de preto para cinza. Em C2 (215 – 249 cm), houve um expressivo aumento no teor de argila, resultando em um material de textura



bastante argilosa, além da presença de areias média a grossa e de cascalho. Por fim, em C3 (249 – 286 cm) observou-se apenas a composição de areia média a grossa e cascalho.

**Figura 6 –Estratigrafia do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**



## 5.2 Atributos do solo

Foram determinados os atributos morfológicos, físicos e químicos do solo do testemunho PNB. Nesta seção estão descritos os valores mínimos, máximos e médios de cada atributo em relação à profundidade, os quais também são observados na **Tabela 1**.

### 5.2.1 Cor

A cor do solo variou entre 10YR3/2 (bruno acinzentado muito escuro) e 10YR8/4 (bruno muito claro). O matiz foi o mesmo em todas as profundidades (10YR, cor bruna), indicando que os pigmentos se mantiveram constantes em todo o testemunho. Os valores variaram de 3 a 8, sendo observada uma tendência de diminuição até a profundidade de 210 cm. Foi observado um aumento nos valores de 210 a 270 cm (valores 5 a 8), e posterior decréscimo entre 270-280 cm (valor 6). Os valores mais altos estão relacionados com os horizontes mais superficiais (Ho1 e Ho2).

Já os cromas variaram de 2 a 6 e apresentaram uma tendência de decréscimo até 130 cm (4 para 2), seguido de um aumento até 230 cm (croma 6), novamente decréscimo até 270 cm (retornando ao croma 3) e novo aumento até croma 6 nos centímetros finais. Valores e cromas baixos são indicativos de solos escuros, portanto, observou-se um maior escurecimento da cor do solo entre 50 e 110 cm e 170 e 210 cm.

**Tabela 1 - Resultados dos atributos morfológicos, físicos e químicos do solo do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**

Profundidade (cm)	Matiz -	Valor -	Croma -	FNE ---%---	FE -	VP -	MM %	RM m m <sup>-1</sup>	MO %	DS Mg m <sup>-3</sup>	Dmo Mg m <sup>-3</sup>	Ug g g <sup>-1</sup>	Uv cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	pH CaCl <sub>2</sub>
0-10	10YR	7	4	44	28	2	14,36	0,01		0,16	0,13	4,90	0,77	4,49
10-20	10YR	7	4	44	28	3	9,87	0,01	90,13	0,08	0,07	10,98	0,88	4,83
20-30	10YR	7	4	48	32	3	7,30	0,01	92,70	0,08	0,07	10,81	0,87	5,02
30-40	10YR	5	5	52	28	4	17,07	0,01	82,93	0,11	0,09	8,44	0,94	4,88
40-50	10YR	4	4	44	24	5	22,66	0,02	77,34	0,15	0,12	5,74	0,86	4,87
50-60	10YR	3	2	36	20	5	19,49	0,02	80,51	0,15	0,12	5,75	0,86	4,75
60-70	10YR	3	3	36	16	6	18,84	0,02	81,16	0,14	0,11	6,83	0,93	4,82
70-80	10YR	3	2	28	10	7	20,14	0,02	79,86	0,14	0,12	6,07	0,88	4,77
80-90	10YR	3	2	26	10	7	22,69	0,03	77,31	0,20	0,15	4,40	0,88	4,90
90-100	10YR	3	3	20	8	7	29,76	0,04	70,24	0,22	0,15	4,14	0,90	4,96
100-110	10YR	3	2	12	4	8	34,08	0,05	65,92	0,23	0,15	3,49	0,82	4,97
110-120	10YR	3	3	12	4	8	33,02	0,05	66,98	0,23	0,15	3,47	0,78	5,00
120-130	10YR	3	2	8	4	9	31,86	0,05	68,14	0,25	0,17	3,32	0,83	5,03
130-140	10YR	3	4	20	10	8	27,26	0,03	72,74	0,19	0,14	5,16	0,96	4,93
140-150	10YR	3	4	26	8	8	28,56	0,03	71,44	0,14	0,10	5,58	0,8	4,98
150-160	10YR	3	3	12	6	7	43,83	0,07	56,17	0,23	0,13	3,91	0,91	5,01
160-170	10YR	4	4	28	10	7	26,39	0,02	73,61	0,13	0,09	6,52	0,83	5,15
170-180	10YR	3	3	6	2	7	34,50	0,04	65,50	0,18	0,12	5,13	0,93	5,19
180-190	10YR	3	3	4	2	8	62,70	0,11	37,30	0,26	0,10	3,3	0,87	5,24
190-200	10YR	3	3	8	4	9	71,44	0,17	28,56	0,36	0,10	2,38	0,85	5,21
200-210	10YR	3	3	-	-	-	82,42	0,40	17,58	0,72	0,13	0,94	0,68	5,27
210-220	10YR	5	4	-	-	-	89,65	0,70	10,35	1,16	0,12	0,41	0,48	5,40
220-230	10YR	7	6	-	-	-	92,31	0,98	7,69	1,59	0,12	0,25	0,40	5,47
230-240	10YR	8	4	-	-	-	92,17	1,01	7,83	1,64	0,13	0,21	0,34	5,58
240-250	10YR	8	4	-	-	-	92,97	0,76	7,03	1,22	0,09	0,19	0,23	5,61
250-260	10YR	8	3	-	-	-	93,94	0,66	6,06	1,05	0,06	0,07	0,07	5,63
260-270	10YR	8	3	-	-	-	93,15	0,67	6,85	1,07	0,07	0,08	0,09	5,63
270-280	10YR	6	6	-	-	-	92,06	0,93	7,94	1,51	0,12	0,20	0,30	5,55
280-286	10YR	7	6	-	-	-	92,28	0,77	7,72	1,25	0,10	0,15	0,19	5,61
<b>Média±DP</b>	-	-	-	<b>26±16</b>	<b>13±10</b>	-	<b>48 ± 32</b>	<b>0,30 ± 0,40</b>	<b>52±32</b>	<b>0,50 ±0,50</b>	<b>0,12 ± 0,03</b>	<b>3,90 ± 3,10</b>	<b>0,69 ± 0,29</b>	<b>5,13 ± 0,32</b>

### **5.2.2 Fibras não esfregadas, fibras esfregadas e Escala de decomposição de von Post**

Os valores de FNE ficaram entre 4 e 52%, com média de  $26 \pm 16\%$ , e de fibras esfregadas (FE) entre 2 e 32%, com média de  $13 \pm 10\%$ . Foi observada uma tendência geral de decréscimo em profundidade para esses dois atributos. Os maiores valores de FNE e FE foram observados nas profundidades 0 – 90 cm e os menores valores entre 100 – 130 cm e 170 – 200 cm.

Oito classes de von Post (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9) foram observadas no testemunho, portanto, os três estágios de decomposição da matéria orgânica foram verificados conforme segue: fibrífico (classes 2, 3 e 4), hêmico (classes 5 e 6) e sáprico (classes 7, 8 e 9). Material fibrífico ocorre entre 0 – 40 cm, material hêmico entre 40 – 70 cm e material sáprico entre 70 – 200 cm.

Desta forma, observou-se que o material no topo se apresentou pouco decomposto, com restos vegetais identificáveis. Com o aumento da profundidade, a matéria orgânica tornou-se mais decomposta, oscilando entre um material orgânico moderadamente decomposto (hêmico), passando para um material em estágio avançado de decomposição (sáprico), que variou de fortemente decomposto até completamente decomposto.

### **5.2.3 Material mineral, Resíduo mínimo e Matéria orgânica**

Os teores de MM variaram entre 7 e 94%, com média de  $48 \pm 32\%$ , e o resíduo mínimo (RM) entre 0,01 e 1,010  $\text{m m}^{-1}$ , com valor médio de  $0,300 \pm 0,400 \text{ m m}^{-1}$ . Estes dois atributos seguem as mesmas tendências crescentes com a profundidade. Os maiores teores foram vistos no intervalo 180-286 cm. O teor matéria orgânica variou entre 6,06 a 92,70%, com média de  $53 \pm 32\%$ , e apresentou comportamento oposto ao observado para MM e RM, ou seja, decresceu em profundidade.

### **5.2.4 Densidade do solo, densidade da matéria orgânica e conteúdo de água**

Os valores de Ds variaram de 0,08 a 1,64  $\text{Mg m}^{-3}$ , com média de  $0,50 \pm 0,50 \text{ Mg m}^{-3}$ , enquanto os valores de Dmo se mantiveram praticamente constantes, variando entre 0,07 a 0,17  $\text{mg m}^{-3}$ , com média de  $0,12 \pm 0,03 \text{ Mg m}^{-3}$ . A Ug variou de 0,7 a 10,98  $\text{g g}^{-1}$ , com média  $3,9 \pm 3,1 \text{ g g}^{-1}$ , e Uv entre 0,07 a 0,94  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , com média de  $0,69 \pm 0,29 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . A

Ds aumentou em profundidade, sendo mais pronunciada na transição entre os horizontes orgânicos e a camada mineral, a partir de 200 cm. A Dmo variou pouco apresentando os maiores valores entre 80-140 cm, sendo o maior valor observado de  $0,17 \text{ mg m}^{-3}$  entre 120-130 cm. Ug apresentou tendência de decréscimo em profundidade, e este decréscimo intensificou-se na camada mineral a partir de 200 cm. Uv também apresentou a mesma tendência de diminuição em profundidades, sendo melhor observada a partir de 220 cm.

### 5.2.5 pH do solo

Os valores de pH variaram entre 4,49 e 5,63 com média  $5,13 \pm 0,32$ , indicando condições ácidas. Valores mais baixos de pH foram observados principalmente no topo, enquanto que os valores mais elevados se encontraram na parte mais basal do testemunho.

## 5.3 Composição geoquímica

As concentrações dos elementos maiores, menores e traços, bem como os valores encontrados para os parâmetros avaliados na geoquímica orgânica e isotópica se encontram nos **Anexos 1, 2 e 3**.

### 5.3.1 Geoquímica inorgânica

A distribuição das concentrações de Si, Al, Ca e Fe ( $\text{g kg}^{-1}$ ), S, Ti, K e V ( $\text{g kg}^{-1}$ ), e Zr, Cu, Zn e Cr ( $\text{mg Kg}^{-1}$ ), Ni, Ag, Y e Br ( $\text{mg Kg}^{-1}$ ) com a profundidade encontram-se nas **Figuras 7, 8, 9 e 10**, respectivamente. Em determinadas profundidades foram observadas ausências das concentrações mínimas dos elementos, mas isso não significa que o elemento esteve ausente no registro, apenas não foi detectado devido à resolução do aparelho XRF utilizado.

Variações das concentrações mínimas e máximas dos elementos maiores ( $>1\%$ ) e menores ( $0,1 - 1\%$ ) Al, Ca, Si, Fe, S, Ti, K e V no testemunho foram respectivamente  $219,77 - 501,77 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $1,42 - 400,38 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $72,72 - 608,65 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $7,25 - 267,34 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $2,93 - 45,73 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $5,91 - 74,42 \text{ g Kg}^{-1}$ ;  $1,94 - 22,75 \text{ g Kg}^{-1}$  e  $0,023 - 1,80 \text{ g Kg}^{-1}$  (**Figuras 7 e 8**).

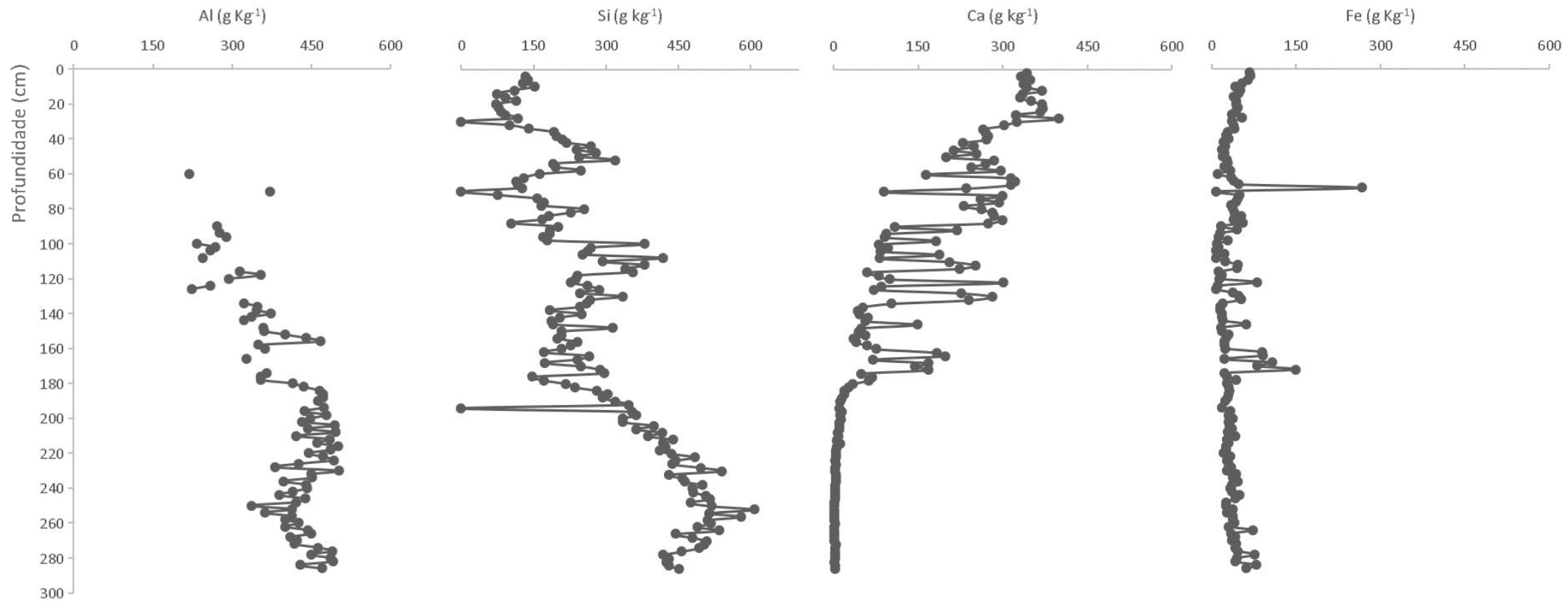
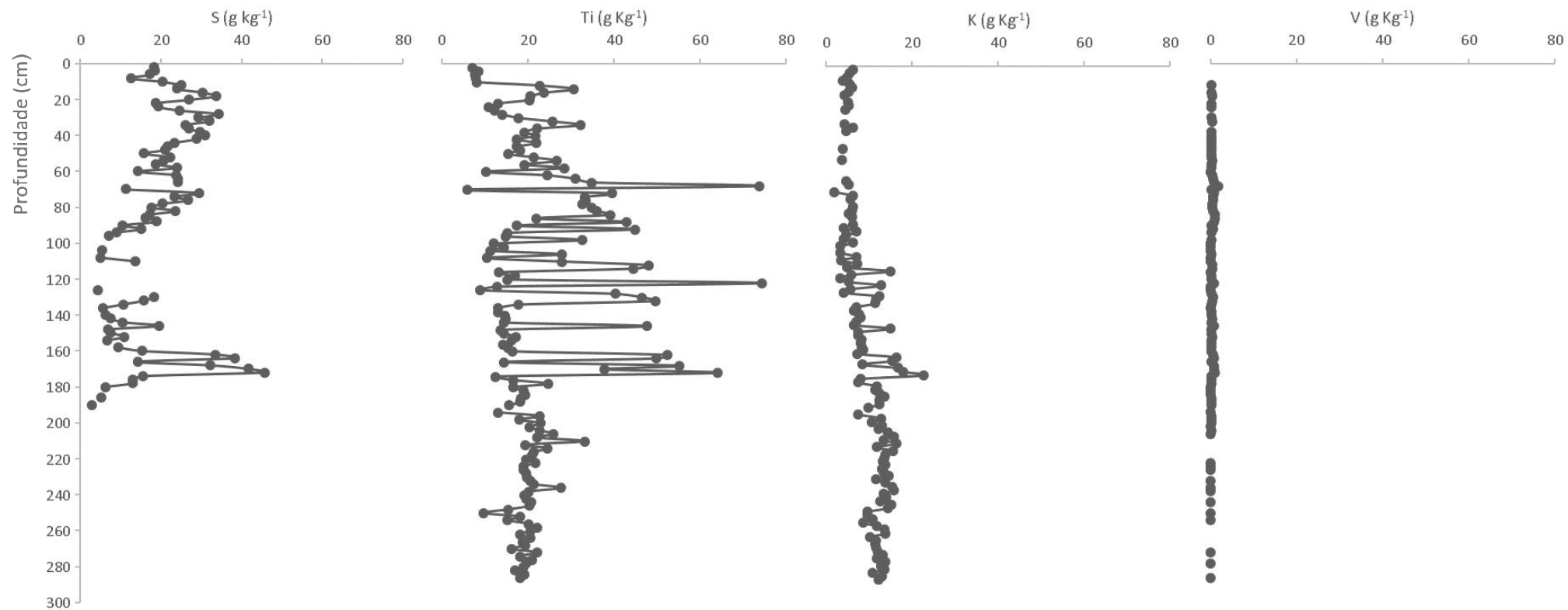
**Figura 7 – Concentração (em  $\text{g kg}^{-1}$ ) dos elementos Si, Al, Ca e Fe do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**

Figura 8 - Concentração (em  $\text{g kg}^{-1}$ ) dos elementos S, Ti, K e V do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil



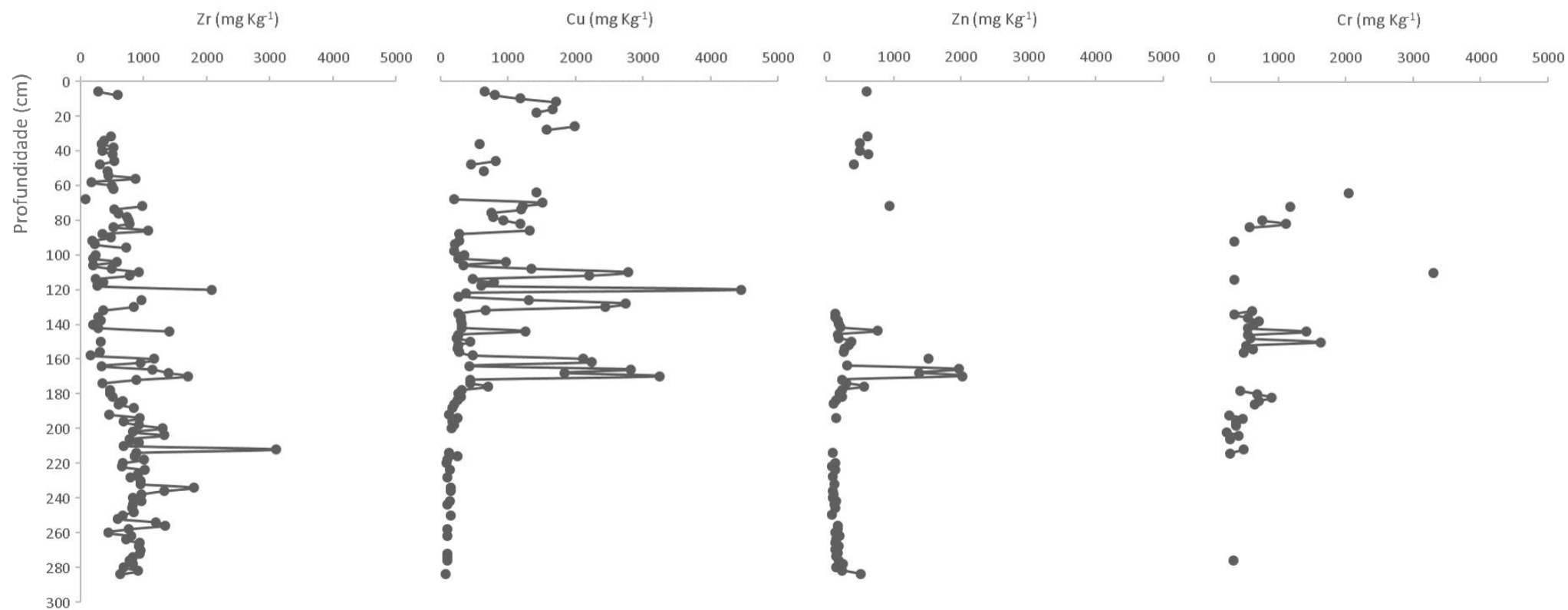
Foi observado que Al aparece no perfil de maneira constante a partir dos 80 cm de profundidade e seu teor aumentou em profundidade, atingindo seu máximo na fração mineral do solo, comportamento também visto para o teor de Si, com a diferença de que este elemento está presente em todas as profundidades. Já o teor de Ca decresceu em profundidade, sendo a diminuição bem pronunciada na transição entre a porção orgânica e mineral do solo. O teor de Fe no perfil foi bem homogêneo no perfil, enquanto o de Ti oscilou praticamente entre 5 e 40 g Kg<sup>-1</sup>, com alguns picos fora desse intervalo. Enxofre foi observado apenas na fração orgânica do solo e o teor de V no perfil apresentou comportamento constante e próximo de zero, com alguns picos. Já o teor de K apresentou seus valores máximos no intervalo entre 120 e 180 cm, mas, de maneira geral, a parte mineral do testemunho apresentou maiores teores se comparada com a parte orgânica.

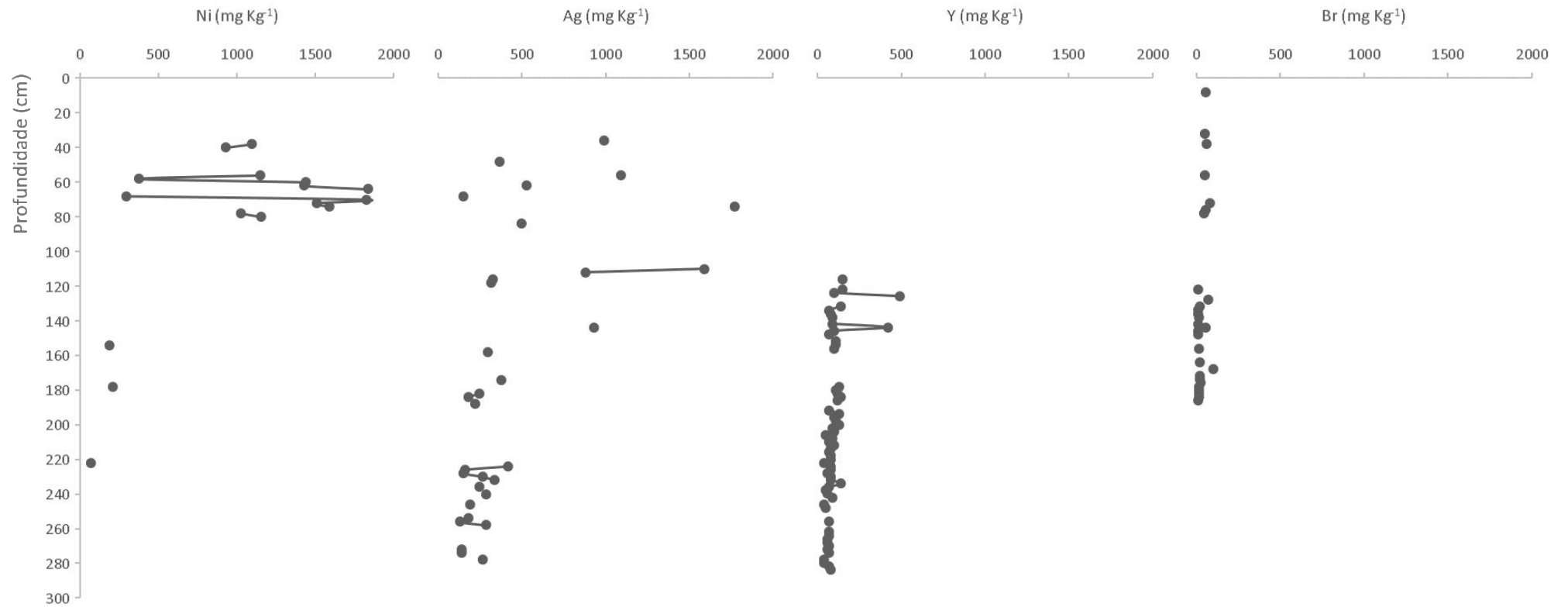
Já entre os elementos traço (< 0,1%) Zr, Cu, Br, Zn, Y e Cr, Ag e Ni (Figuras 9 e 10) as concentrações mínimas e máximas observadas foram: 80 – 3110 mg Kg<sup>-1</sup>, 80 – 4460 mg Kg<sup>-1</sup>, 8 – 103 mg Kg<sup>-1</sup>, 90 – 2020 mg Kg<sup>-1</sup>, 40 – 490 mg Kg<sup>-1</sup>, 240 – 3300 mg Kg<sup>-1</sup>, 130 – 2740 mg Kg<sup>-1</sup> e 70 – 1840 mg Kg<sup>-1</sup>.

Entre os elementos traço litogênicos, a tendência geral observada para o Zr foi de homogeneidade, com picos entre 120 – 122 cm e 212 – 214 cm. Já o Y só apareceu em profundidade a partir de 118 cm, apresentou 2 picos de maior concentração na parte orgânica e seguiu um comportamento homogêneo na fração mineral, com baixas concentrações. Entre os elementos traço metálicos, Cu apresentou comportamento de diminuição em profundidade, alcançando seus menores valores a partir de 190 cm. Na fração orgânica do solo, Cu apresentou alguns picos de maior concentração entre 110 e 170 cm. Já o Cr teve sua ocorrência entre as profundidades de 66 – 278 cm, sendo seus maiores valores de concentração encontrados entre 130 – 132 cm e 142 – 144 cm. O Zn teve sua distribuição entre as profundidades 8 – 76 cm e 136 – 286 cm, respectivamente. Zinco apresentou comportamento homogêneo e baixas concentrações em quase todo o perfil, mas observou-se picos de concentração entre 162 e 172 cm, na porção orgânica. Níquel ocorreu entre 40 – 82 cm, 154 – 156 cm, 178 – 180 cm e 122 – 124 cm. O elemento Ag esteve representado pontualmente em algumas profundidades em todo o registro, apresentando picos de maior concentração na porção orgânica (110 – 112 cm e 162 – 164 cm).



Figura 9 - Concentração (em  $\text{mg kg}^{-1}$ ) dos elementos Zr, Cu, Zn, Cr do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil



**Figura 10 - Concentração (em  $\text{mg kg}^{-1}$ ) dos elementos Ni, Ag, Y e Br do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**

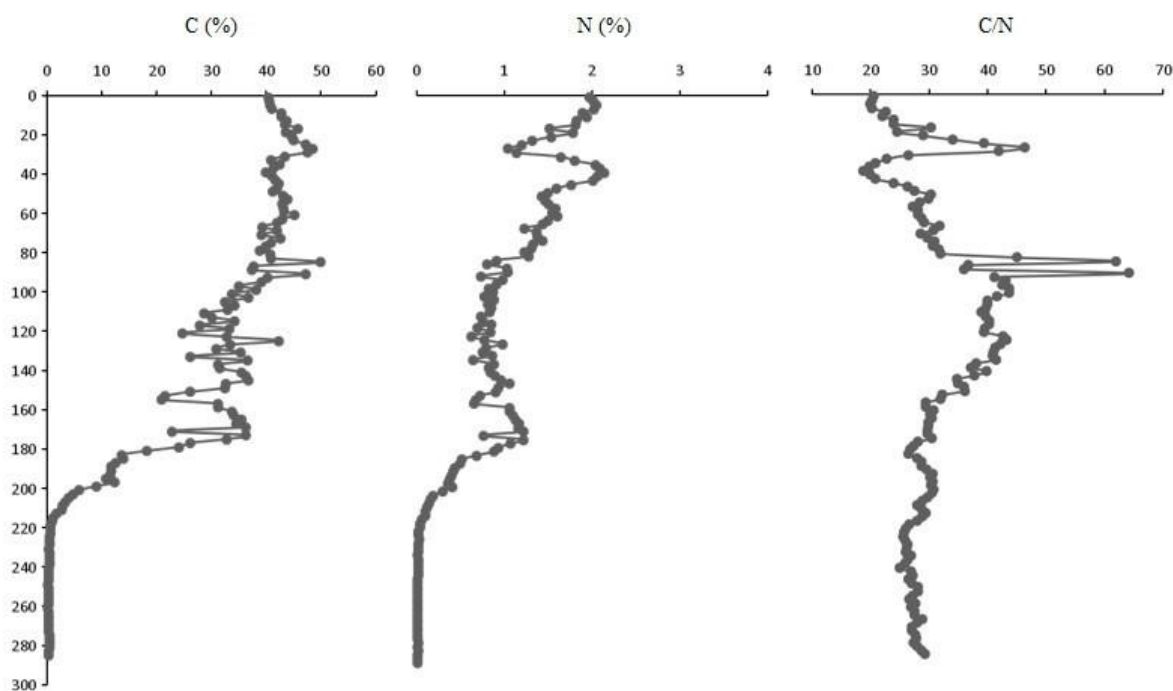
O Br, elemento halogênico, só foi observado na porção orgânica do testemunho (10 – 188 cm), e apenas pontualmente nas amostras analisadas. O valor máximo de concentração observado está no intervalo entre 168 – 170 cm.

Já os elementos Ba, Eu, Er, Ga, Gr, Ir, Nb, Ni, P, Pd, Sm, Ta, Tm, W e Yb, apesar de terem aparecido no registro do solo nas análises fluorescência de raio x realizadas, foram observados apenas pontualmente em poucas amostras, dessa maneira, não foram representados graficamente e nem foram utilizados nas discussões dos resultados.

### 5.3.2 Geoquímica orgânica

Os valores de C variaram entre 0,20 e 49,97%, com média de  $24,81 \pm 17,63$  %, enquanto que os valores de N variaram entre 0,01 e 2,14, com média de  $0,81 \pm 0,64$ %. Foi possível observar uma tendência geral de decréscimo dos teores de C e N com a profundidade, sendo que os valores caíram drasticamente na transição entre a parte orgânica e mineral do solo, a partir de 200 cm de profundidade (**Figura 11**).

**Figura 11 - Resultados obtidos para a geoquímica orgânica que contempla os elementos C, N e a razão C/N para o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**



A razão C/N variou entre 18,73 a 64,24, com média de  $31,18 \pm 7,35$ . A relação C/N apresentou uma distribuição bem homogênea ao longo do perfil, no entanto, observou-se uma pequena tendência de aumento do topo até os primeiros 100 cm, seguida de decréscimo até 200 cm, quando a razão tornou-se praticamente constante (**Figura 11**).

### 5.3.3 Geoquímica isotópica

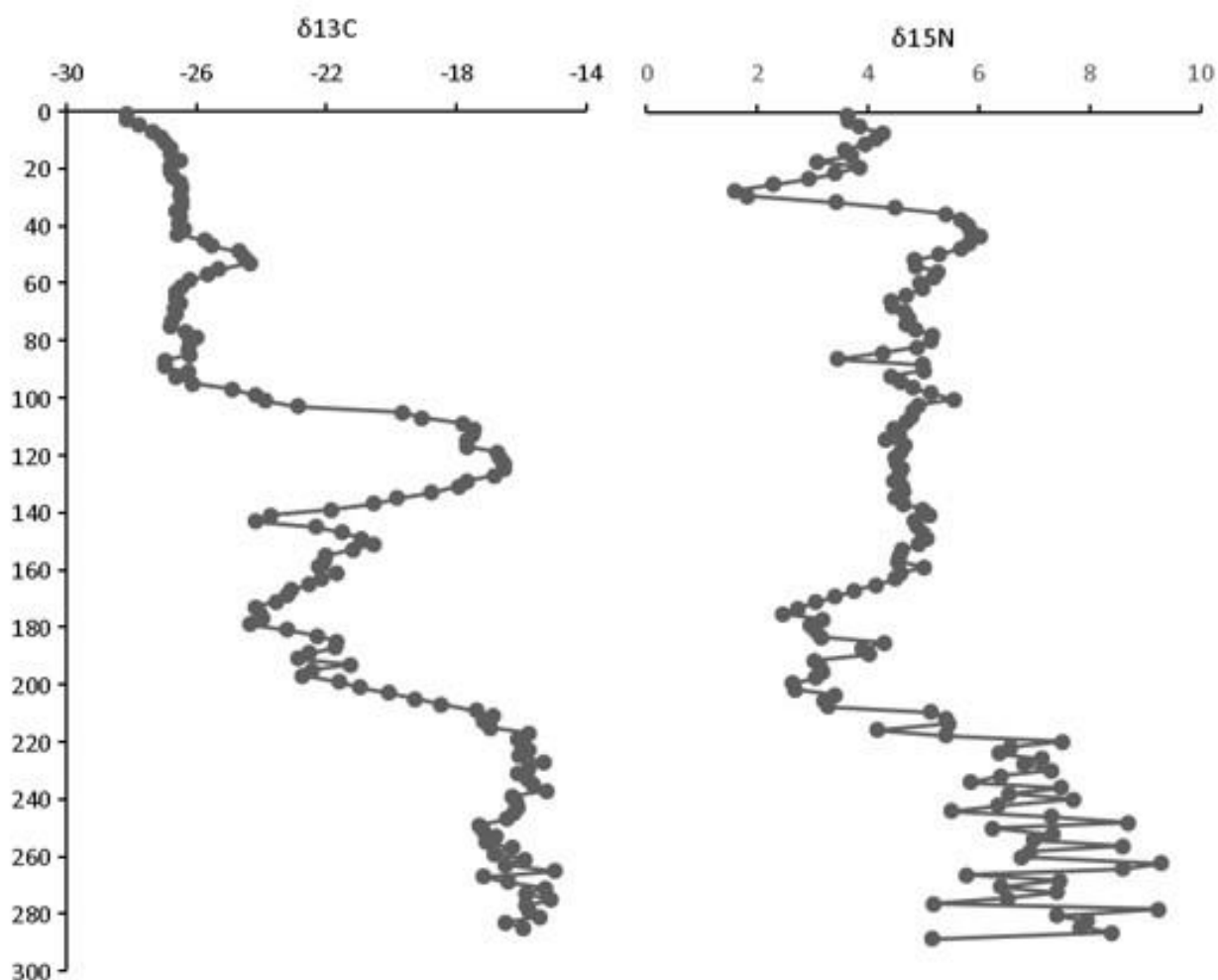
Como dito anteriormente, valores de  $\delta^{13}\text{C}$  mais enriquecidos são indicativos de plantas C4 ( $\sim -13\text{‰}$ ), que são gramíneas de origem tropical e subtropical, enquanto valores  $\delta^{13}\text{C}$  mais empobrecidos são indicativos de plantas C3 ( $\sim -27\text{‰}$ ), indicativas de arbóreas e gramíneas de ambientes úmidos. Já os valores  $\delta^{15}\text{N}$  mais enriquecidos (8,5‰) indicam alta contribuição algal, enquanto valores empobrecidos (0,5‰) indicam matéria orgânica proveniente de plantas terrestres (BOUTTON, 1991, 1996; EHLERINGER *et al.*, 1991).

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  na vereda PNB variaram entre -28,13 a 14,96‰, com média de  $-21,52 \pm 4,33\text{‰}$ , e mostrando quatro comportamentos distintos (entre 0 – 100cm, 100 – 140 cm, 140-220 cm e a partir de 220 cm), como observado na **Figura 12**. Já os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  variaram entre 1,61 e 9,29, com média de  $5,00 \pm 1,54 \text{‰}$ , e três comportamentos principais são observados (0 – 30cm, 30 – 210 cm e a partir de 210 cm) (**Figura 12**).

Observou-se para os primeiros 100 cm que os valores  $\delta^{13}\text{C}$  são típicos de plantas C3; entre os intervalos 100-140 cm e 220- 286 cm, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  indicaram plantas de ciclo fotossintético C4; e entre 140-220 cm, valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apontaram para mistura de plantas C3 e C4.

Valores  $\delta^{15}\text{N}$  nos primeiros 30 cm indicaram matéria orgânica com maior contribuição de plantas terrestres; já entre 30-210 cm, os valores apontaram para contribuição mista de plantas terrestres e algas; e entre 210-286 cm, a contribuição foi predominantemente algal.

**Figura 12 - Resultados das análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) estabelecidos para a vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**



#### 5.4 Cronologia do testemunho

A vereda estudada começou a ser formada antes dos 27.761 anos cal AP, provavelmente no período correspondente entre a transição entre o Estágio Isotópico Marinho 3 (MIS 3) e o Último Máximo Glacial (UMG). A idade mais avançada registrada para a turfa foi observada entre 208-210 cm com valor calibrado de 27.761 cal anos AP (**Tabela 2**), cobrindo o UMG. Entre 120-122 cm, a turfa foi datada em 16.823 cal anos AP, cobrindo o

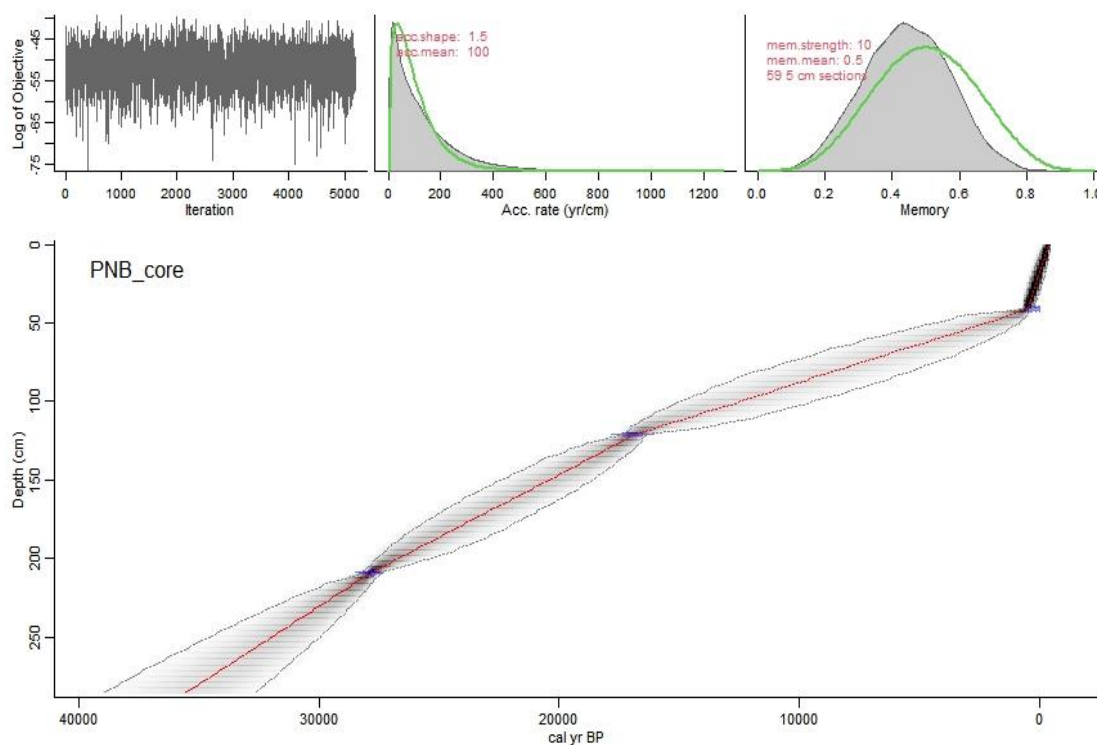
Pleistoceno tardio, e entre 40-42 cm, a datação indicou 483 cal anos AP, cobrindo, portanto, o Holoceno tardio. Entre o intervalo de 208 e 122 cm, a taxa de sedimentação foi de  $0,0078 \text{ cm ano}^{-1}$ , refletindo o início da acumulação de matéria orgânica na vereda, sendo que no intervalo entre 120 e 42 cm, a taxa de sedimentação foi de  $0,0048 \text{ cm ano}^{-1}$  (**Tabela 2**). O modelo de idade proposto (**Figura 12**) não contemplou profundidades maiores que 210 cm, por se tratar de material mineral, logo, com taxas de sedimentação muito diferente da sedimentação da turfa.

**Tabela 2 – Idades das amostras de turfa do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**

Profundidade (cm)	Material analisado	Código do laboratório	Idade (AP)	Idade Calibrada $2\delta$ (cal AP)	Taxa de Sedimentação ( $\text{cm ano}^{-1}$ )
40-42	Turfa	CEN#1295 <sup>a</sup>	290±150	483	0,0048
120-122	Turfa	CEN#1294 <sup>a</sup>	13.950±190	16.862	0,0078
208-210	Turfa	CEN#1303/UGAMS4224 <sup>b</sup>	23.641±83	27.761	-

Legenda: <sup>a</sup>Laboratório  $^{14}\text{C}$  do Centro de Energia Nuclear na Agricultura; <sup>b</sup>UGAMS: AMS Laboratory of Georgia University.

**Figura 13 - Modelo de idade x profundidade estabelecido para o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**



## 5.5 Classificação do Solo

De acordo com o SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018), o solo referente ao testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília pode ser classificado como ORGANOSSOLO HÁPLICO Sáprico típico. Háplico pois não apresentou horizonte sulfúrico e é saturado por água por mais de 30 dias consecutivos; sáprico porque apresentou a maior parte do testemunho com o material em estágio avançado de decomposição; e típico por não ter se enquadrado nas outras classes de definição para os subgrupos do solo.

## 6 DISCUSSÕES

Para a discussão dos resultados, os dados obtidos foram integrados por meio da análise estatística por componentes principais (PCA) e interpretados como *proxies* dos processos que controlam a gênese e evolução da vereda estudada. Cada componente principal aqui apresentada representa uma associação de *proxies* físicos, químicos, elementares, ou morfológicos relacionados a um ou mais fatores subjacentes.

Para realizar a integração dos dados, os teores dos elementos determinados e composição isotópica de carbono e nitrogênio, foram representados por suas médias e desvios-padrão, levando-se em consideração a mesma espessura utilizada para os atributos morfológicos, físicos e químicos.

Três componentes principais foram extraídas da PCA, as quais responderam por 82,20% da variância total do conjunto de dados. A primeira componente (CP1) explicou 60,24% da variância e apresentou altas cargas positivas (0,99 - 0,80) para MO, FNE, FE, Uv, Ug, Ca, C e N e altas cargas negativas (-0,99 a -0,89) para DS, MM, RM, pH, Si,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ , e cargas moderadas (-0,59 a -0,79) para os elementos Al, K, Zr. Esta componente explicou o comportamento oposto entre os conteúdos de matéria orgânica e material mineral local (**Tabela 3**). A segunda componente (CP2) explicou 11,35% da variância e apresentou alta (-0,80) e moderada (-0,75) cargas negativas para C/N e Dmo, respectivamente, indicando a atuação dos processos de decomposição da turfa, incluindo a humificação e mineralização da matéria orgânica (**Tabela 3**). A terceira componente (CP3) explicou 10,61% da variância e apresentou alta carga positiva (0,88) para Ti, e moderadas cargas positivas para Fe, V e Cu

(0,61, 0,66 e 0,66, respectivamente), sugerindo uma fonte regional de material mineral (Tabela 3).

**Tabela 3 - Loadings para as três componentes extraídas pela PCA utilizando os atributos físicos e químicos do solo, composição elementar e isotópica do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**

<b>Atributo</b>	<b>CP1</b>	<b>CP2</b>	<b>CP3</b>
FE	<b>0,80</b>	0,44	-0,28
FNE	<b>0,88</b>	0,36	-0,16
MO	<b>0,99</b>	-0,04	0,03
C	<b>0,99</b>	-0,06	0,01
N	<b>0,94</b>	0,23	-0,11
Ug	<b>0,91</b>	0,25	-0,02
Ca	<b>0,89</b>	0,26	0,00
Uv	<b>0,87</b>	-0,22	0,01
Zr	<b>-0,59</b>	0,26	0,49
Al	<b>-0,62</b>	0,56	-0,09
<sup>15</sup> N	<b>-0,72</b>	0,05	-0,08
K	<b>-0,79</b>	0,21	0,29
<sup>13</sup> C	<b>-0,89</b>	-0,23	0,14
DS	<b>-0,93</b>	0,14	-0,01
RM	<b>-0,93</b>	0,18	-0,01
pH	<b>-0,94</b>	0,08	0,11
Si	<b>-0,97</b>	-0,05	-0,01
MM	<b>-0,99</b>	0,04	-0,03
C/N	0,27	<b>-0,80</b>	0,24
Dmo	0,16	<b>-0,75</b>	0,15
Ti	0,25	-0,12	<b>0,88</b>
V	0,45	0,19	<b>0,66</b>
Fe	0,08	0,58	<b>0,61</b>
Cu	0,51	0,05	<b>0,66</b>
Autovalor	<b>14,46</b>	<b>2,72</b>	<b>2,55</b>
% var <sup>a</sup>	<b>60,24</b>	<b>11,35</b>	<b>10,61</b>
% var.acu <sup>b</sup>	<b>60,24</b>	<b>71,59</b>	<b>82,20</b>

Legenda: <sup>a</sup>. Porcentagem de variância; <sup>b</sup>. Porcentagem de variância acumulada



### 6.1 Entrada de material orgânico e inorgânico de fonte local

Os atributos MO, FNE, FE, Ug, Uv os elementos C, N e Ca, com cargas positivas para a CPI estão relacionados ao incremento no conteúdo de matéria orgânica, enquanto as propriedades (MM, RM, Ds, pH) e os elementos (Si, Al, K e Zr) com cargas negativas de CPI estão relacionados ao incremento de material inorgânico (**Tabela 3**). Além disso, as cargas negativas para a assinatura isotópica da matéria orgânica, captada por  $\delta^{13}\text{C}$  (proporção  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) e  $\delta^{15}\text{N}$  (proporção  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ), indicam maior enriquecimento dos sinais isotópicos quando ocorre entrada de material mineral na bacia hidrográfica. As cargas opostas mostram que quando o conteúdo de material orgânico aumenta, o conteúdo de material mineral diminui, e vice-versa, tendo como principal explicação o efeito de diluição (HORÁK-TERRA *et al.*, 2014).

Os elementos C e N estão relacionados ao conteúdo total de matéria orgânica, sendo a estrutura desta composta por elementos biofílicos, que é corroborado pelas altas correlações positivas entre MO e C ( $r = 0,98$ ) e MO e N ( $r = 0,95$ ) (**Tabela 4**). Ambas as umidades (Ug e Uv) também apresentam cargas positivas e indicam que o teor de água é maior nos horizontes orgânicos (MO x Ug,  $r = 0,95$ ; MO x Uv,  $r = 0,70$ ), principalmente naqueles que apresentam altos teores de fibras (MO x FE,  $r = 0,97$ ; MO x FNE,  $r = 0,97$ ; Ug x FE,  $r = 0,92$ ; Ug x FNE,  $r = 0,93$ ; Uv x FE,  $r = 0,70$ ; Uv x FNE,  $r = 0,68$ ) (**Tabela 4**). Assim, quanto maior o conteúdo de fibras, maior é o conteúdo de matéria orgânica, o que resulta no aumento da porosidade e, conseqüentemente, no maior armazenamento de água (Ebeling, 2013).

Os elementos Si, Ca, Al, Zr e K são reflexos da geologia local da área de estudo, composta principalmente por calcifilitos, argilitos, ardósias, mármores e quartzitos feldspáticos, rochas pertencentes ao Grupo Paranoá (LACERDA-FILHO *et al.*, 2004) (**Figura 2**). Si, Al, Zr e K são indicativos de fonte de material mineral, corroborado pelas correlações entre as grandezas Si e MM ( $r = 0,93$ ), Al e MM ( $r = 0,54$ ), Zr e MM ( $r = 0,50$ ) e K e MM ( $r = 0,68$ ). O Ca também pode ser entendido como representativo de material mineral local, pois é proveniente dos calcifilitos da Formação Paranoá (**Figura 4**). No entanto, por ser um elemento que pode ligar-se à matéria orgânica, este possui carga positiva (Ca e MO,  $r = 0,98$ ) e apresenta correlação inversa com material mineral (Ca e MM,  $r = -0,98$ ).

Os valores mínimo e máximo das concentrações de Si (8,6–52,5%) são diferentes dos observados na vereda Pau Grande (PG), região norte de Minas Gerais, que foi 24-95% (TRINDADE, 2020; HORÁK-TERRA *et al.*, 2022a). Esta diferença dá-se em razão da geologia nas duas regiões, pois na vereda PG predominam arenitos da Formação Urucuia, justificando os teores bem mais altos de Si. Para as turfeiras da região da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Horák-Terra *et al.* (2014) encontraram valores 1,3-45% para Si, próximos aos da vereda aqui estudada. Já os altos teores de Al (21,9 – 47,5%) encontrados devem-se provavelmente aos argilominerais formadores dos argilitos e ardósias pertencentes ao Grupo Paranoá. Na vereda PG e nas turfeiras SdEM, onde afloram basicamente arenitos e quartzitos respectivamente, os valores de Al variaram de 4-40% e 0,2-18%, respectivamente.

Os valores máximos de RM encontrados na vereda estudada (0,004-1,01 m m<sup>-1</sup>) são maiores do que os obtidos nas turfeiras SdEM (0,01 – 0,85 m m<sup>-1</sup>) e na vereda PG (0,06 – 0,83 m m<sup>-1</sup>). Os teores de MM (7-94%) são semelhantes aos encontrados nas turfeiras SdEM (6-100%). Em relação à vereda PG, apenas os valores máximos de MM são próximos (45 a 89%).

Conforme mencionado anteriormente, Ds aumentou em profundidade, juntamente com os valores de MM e RM, uma vez que o conteúdo de material mineral é mais denso que o material orgânico. Quando presente em maior quantidade, MM exerce influência nos Organossolos elevando a sua densidade (EBELING *et al.*, 2003). Assim, Ds apresentou forte e positiva correlação com MM ( $r = 0,92$ ) e com RM ( $r = 0,97$ ). A Ds também variou com o grau de decomposição da matéria orgânica, de forma que quanto maior o grau de decomposição, ou seja, maiores valores na escala de von Post e menores teores de FE e FNE, maior é a densidade. Estas relações são evidenciadas pela correlação entre as propriedades Ds x VP ( $r = -0,42$ ), Ds x FE ( $r = -0,92$ ) e Ds x FNE ( $r = -0,93$ ). Dentre os valores de Ds (0,08 a 1,64 Mg m<sup>-3</sup>), o valor mínimo é semelhante e o valor máximo é muito maior do que os da vereda PG (0,09 – 1,40 Mg m<sup>-3</sup>), das turfeiras SdEM (0,08 – 1,28 Mg m<sup>-3</sup>) e dos Organossolos de diferentes ambientes do Brasil (0,09 – 0,93 Mg m<sup>-3</sup>) (EBELING *et al.*, 2013).

Maiores valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (menos negativos e, portanto, mais enriquecidos em  $^{13}\text{C}$ ) são indicativos de plantas com ciclo fotossintético C4 (média de -13‰), que são gramíneas de origem tropical e subtropical (BOUTTON, 1991), ou seja, gramíneas de ambientes mais secos. Já menores valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (mais negativos e, portanto, mais empobrecidos em  $^{13}\text{C}$ ) são indicativos de plantas C3 (média de -27‰), que são as espécies arbóreas e algumas

gramíneas de ambientes úmidos (PETERSON & HOWARTH, 1987; O'LEARY, 1988; BOUTTON, 1991).

A assinatura de  $\delta^{13}\text{C}$  é vista na CP1 com carga negativa, indicando que provavelmente houve momentos em que o ambiente esteve mais seco do que o atual e relacionado a momentos com maior erosão, e, portanto, com maior entrada de material mineral na bacia ( $\delta^{13}\text{C}$  x MM,  $r = 0,90$ ;  $\delta^{13}\text{C}$  x Si,  $r = 0,91$ ;  $\delta^{13}\text{C}$  x K,  $r = 0,70$ ;  $\delta^{13}\text{C}$  x Zr,  $r = 0,52$ ;  $\delta^{13}\text{C}$  x Al,  $r = 0,44$ ). Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados para a vereda estudada estão entre -27,7 a -15,6‰. Na vereda PG, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  estão entre -21,85 a -14,99‰ (HORÁK-TERRA *et al.*, 2022a) e na vereda Carrasco da Raposa (CR), região norte de Minas Gerais (GOMES *et al.*, 2017), entre -19,95 a -23,65‰. Percebe-se então, valores mais empobrecidos para o testemunho estudado, indicando que na região houve maior contribuição de espécies arbóreas e/ou herbáceas de ambientes úmidos, indicando um ambiente com elevada umidade em momentos de maior estabilidade do ambiente local.

A assinatura isotópica  $\delta^{15}\text{N}$  também está relacionada a esta componente. De acordo com Peterson & Howarth (1987), os valores mais elevados de  $\delta^{15}\text{N}$  (8,5‰) indicam enriquecimento em  $^{15}\text{N}$  e alta contribuição algal na matéria orgânica, enquanto que valores mais baixos (0,5‰) indicam matéria orgânica proveniente de plantas terrestres. As cargas negativas (**Tabela 3**) sugerem predomínio de algas no ambiente de estudo e, também, uma relação com os momentos de maior instabilidade na bacia, com maior erosão e consequente entrada de material mineral na bacia ( $\delta^{15}\text{N}$  x MM,  $r = 0,55$ ;  $\delta^{15}\text{N}$  x Si,  $r = 0,61$ ). Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  para a vereda PNB estão entre 2,41 e 7,71‰. A vereda Carrasco da Raposa apresenta valores mínimos mais elevados e máximos semelhantes (4,12 a 6,70‰), enquanto a vereda PG apresenta valores máximos e mínimos inferiores (2,02 e 4,63‰) aos encontrados neste estudo.

Tabela 4 – Correlação de *Spearman* entre as variáveis determinadas nas amostras do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil

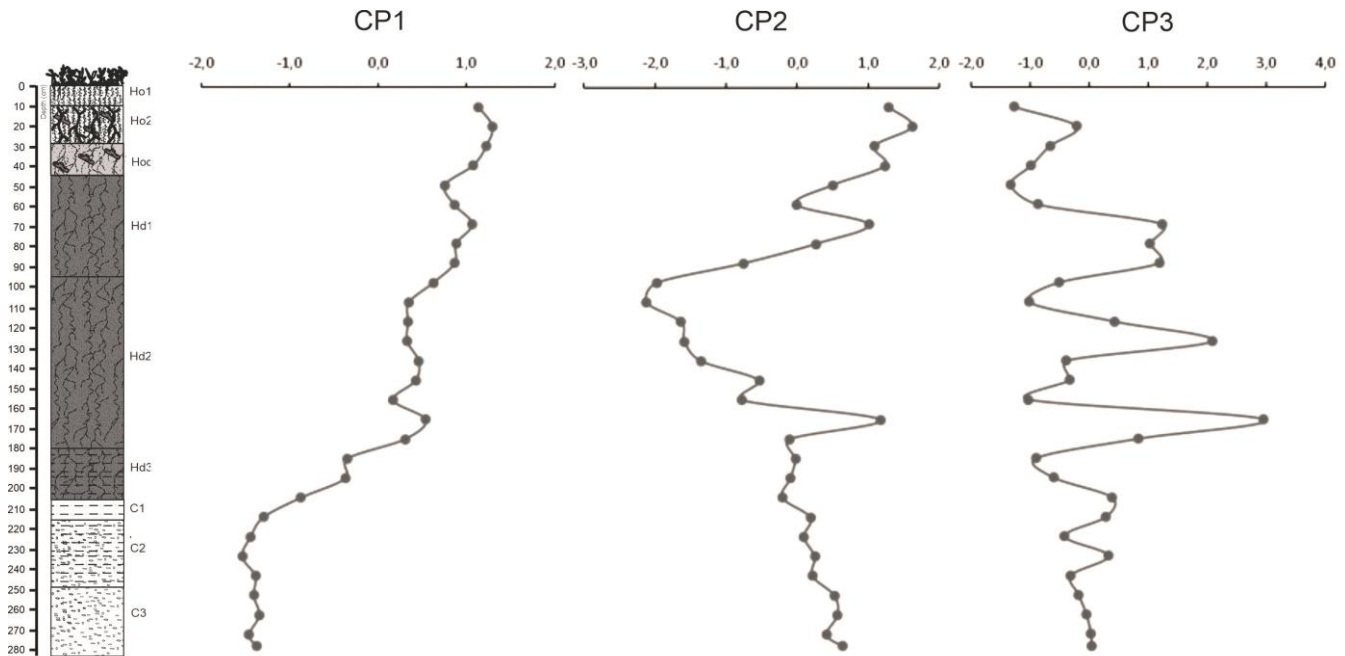
	FE	FNE	Ug	Uv	DS	MM	Dmo	RM	MO	pH	VP	Al	Ca	Si	Fe	Ti	K	Cu	Zr	V	C	N	C/N	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$
FE	1,00																								
FNE	0,99	1,00																							
Ug	0,92	0,93	1,00																						
Uv	0,70	0,68	0,78	1,00																					
DS	-0,92	-0,93	-0,96	-0,71	1,00																				
MM	-0,97	-0,97	-0,95	-0,70	0,92	1,00																			
Dmo	-0,02	-0,04	-0,05	0,19	0,16	-0,07	1,00																		
RM	-0,96	-0,97	-0,93	-0,68	0,97	0,96	0,08	1,00																	
MO	0,97	0,96	0,93	0,69	-0,91	-1,00	0,09	-0,96	1,00																
pH	-0,88	-0,88	-0,84	-0,71	0,80	0,91	-0,29	0,85	-0,91	1,00															
VP	0,39	0,39	0,41	0,59	-0,42	-0,38	0,38	-0,38	0,38	-0,45	1,00														
Al	-0,53	-0,55	-0,54	-0,47	0,57	0,54	-0,41	0,57	-0,54	0,60	-0,64	1,00													
Ca	0,94	0,93	0,91	0,68	-0,87	-0,98	0,14	-0,93	0,98	-0,89	0,40	-0,56	1,00												
Si	-0,90	-0,89	-0,90	-0,77	0,88	0,93	-0,09	0,90	-0,93	0,87	-0,39	0,49	-0,91	1,00											
Fe	0,00	0,00	0,04	-0,15	-0,08	-0,07	-0,38	-0,08	0,07	0,15	-0,33	0,23	0,08	-0,13	1,00										
Ti	0,11	0,14	0,31	0,34	-0,26	-0,25	0,27	-0,20	0,24	-0,25	0,31	-0,40	0,30	-0,22	0,22	1,00									
K	-0,71	-0,70	-0,55	-0,54	0,59	0,68	-0,24	0,66	-0,68	0,78	-0,40	0,59	-0,70	0,70	0,14	-0,02	1,00								
Cu	0,54	0,55	0,60	0,33	-0,62	-0,62	0,10	-0,64	0,61	-0,48	0,24	-0,59	0,67	-0,54	0,36	0,54	-0,33	1,00							
Zr	-0,57	-0,58	-0,50	-0,65	0,50	0,50	-0,26	0,51	-0,51	0,66	-0,49	0,53	-0,46	0,55	0,41	0,12	0,75	-0,07	1,00						
V	0,44	0,45	0,50	0,37	-0,57	-0,49	-0,06	-0,54	0,49	-0,44	0,20	-0,40	0,48	-0,58	0,42	0,54	-0,34	0,53	-0,06	1,00					
C	0,95	0,95	0,94	0,71	-0,90	-0,98	0,09	-0,93	0,97	-0,90	0,39	-0,58	0,96	-0,91	-0,02	0,26	-0,68	0,58	-0,52	0,45	1,00				
N	0,94	0,95	0,93	0,71	-0,91	-0,95	0,06	-0,94	0,95	-0,92	0,36	-0,52	0,93	-0,91	0,02	0,21	-0,64	0,55	-0,55	0,50	0,94	1,00			
C/N	0,11	0,09	0,15	0,33	-0,17	-0,15	0,48	-0,13	0,14	-0,17	0,66	-0,59	0,17	-0,20	-0,24	0,37	-0,31	0,25	-0,26	0,24	0,19	0,03	1,00		
$\delta^{13}\text{C}$	-0,90	-0,90	-0,86	-0,70	0,89	0,90	0,07	0,92	-0,90	0,83	-0,35	0,44	-0,88	0,91	-0,11	-0,14	0,70	-0,46	0,52	-0,51	-0,89	-0,92	-0,10	1,00	
$\delta^{15}\text{N}$	-0,50	-0,47	-0,56	-0,57	0,54	0,55	-0,12	0,55	-0,55	0,41	-0,57	0,30	-0,59	0,61	-0,15	-0,22	0,30	-0,42	0,21	-0,21	-0,53	-0,52	-0,35	0,62	1,00

Legenda: Correlações significativas marcadas em vermelho.

Apesar da pequena variação de pH (4.49 – 5.63), este atributo apresenta maiores valores quando ocorre maior entrada de material mineral na bacia (pH x Si,  $r = 0,87$ ; pH x Al,  $r = 0,60$ ; pH x K,  $r = 0,78$ , pH x Zr,  $r = 0,66$  ; pH x MM,  $r = 0,91$ ). Como o aumento do conteúdo do material mineral provavelmente está relacionado a momentos mais secos, é possível inferir que valores de pH mais elevados também estão associados a ambientes mais óxicos, com alto aporte de oxigênio. Os valores de pH encontrados na vereda PNB são mais altos dos que os observados na vereda Pau Grande (3,42 – 3,70) e nas turfeiras SdEM (2,8 – 4,9).

A **Figura 14** mostra a distribuição dos scores da CP1 com tendência geral decrescente do topo em direção a base. Os escores mais positivos são vistos principalmente nos primeiros centímetros, exatamente nas profundidades onde há maior acúmulo de matéria orgânica e, possivelmente, uma maior contribuição de plantas C3 (arbóreas e/ou gramíneas de ambiente úmido) em um ambiente mais úmido. Escores negativos são observados na transição do último horizonte orgânico (Hd3) com a primeira camada mineral (C1), bem como nas demais camadas minerais (C2 e C3). Também, três momentos com quedas (decréscimos) mais acentuadas são vistos nas profundidades 150-160 cm, 170-190 cm e 200-240 cm, o que pode indicar episódios erosivos com maior influxo de material mineral local para dentro da vereda, em momentos mais secos.

**Figura 14 - Escores das três principais componentes extraídas da PCA obtida com os dados do testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil**



## 6.2 Grau de decomposição da matéria orgânica

A segunda componente principal (CP2) é representada pelo sinal negativo da razão C/N e de Dmo (**Tabela 3**). A razão C/N pode ser utilizada como indicador da origem da matéria orgânica, em que valores baixos, entre 4 e 10, são indicativos de matéria orgânica proveniente de algas e bactérias, e valores altos, maiores ou igual a 20, sugerem matéria orgânica de plantas terrestres vasculares e valores intermediários, entre 10 e 20, são indicativos de mistura de ambas as fontes (MEYERS, 1994).

Por outro lado, a relação C/N também pode ser interpretada como um excelente *proxy* de intenso processo de mineralização (SWIFT, 1996; HORÁK-TERRA *et al.*, 2014) e que, quando relacionados à elevados valores de Dmo, ambas podem estar associadas a uma matéria orgânica mais humificada (ANDRIESSE, 1988), e/ou com compostos orgânicos ricos em N sob intensos processos de mineralização (SWIFT, 1996). Horák-Terra *et al.* (2022a), ao estudarem a vereda PG, afirmaram que a mineralização da matéria orgânica está relacionada principalmente a ambientes com solos orgânicos mais oxigenados.

A relação C/N variou de 21 a 47, sendo que os valores mínimos e máximos de C/N na vereda PG (2,3–99) e nas turfeiras SdEM (15-100) são, respectivamente, muito menores e muito maiores do que os encontrados na vereda estudada. Para a vereda Carrasco da Raposa, tanto o valor mínimo (2,3) quanto o máximo (11,65) são bem menores do que os observados na vereda PNB.

Os valores de Dmo, entre 0,07 a 0,17 Mg m<sup>-3</sup> são semelhantes aos encontrados na vereda PG (0,07 e 0,21 Mg m<sup>-3</sup>). Já nas turfeiras SdEM, o valor mínimo é menor e o máximo maior (0,02 e 0,3 Mg m<sup>-3</sup>) aos observados no PNB.

No geral, a distribuição dos escores apresenta dois comportamentos conforme segue: um decréscimo com a profundidade do topo até 100 cm, seguido de um aumento de 100 cm até a base (**Figura 14**). No entanto, escores positivos de CP2 são observados nos primeiros 80 cm e nos últimos 66 cm (220-286 cm) e escores negativos são vistos entre 80-220 cm. Possivelmente, no topo e na base, a matéria orgânica apresenta-se menos mineralizada e/ou menos humificada e com provável maior contribuição de algas e bactérias, enquanto que no centro do testemunho a matéria orgânica possivelmente é mais mineralizada e/ou mais humificada com uma provável maior contribuição de plantas terrestres vasculares na formação da mesma.

### ***6.3 Entrada de material mineral de fonte regional***

A terceira componente (CP3) é explicada pelos teores de Ti, Fe, V e Cu, com cargas positivas (**Tabela 3**), e que fazem parte também da composição mineral do solo. No entanto, uma vez que CP1 é interpretada como sinal de material mineral de fonte local, a CP2 é avaliada como *proxy* de material mineral proveniente de fonte regional, sendo considerado sinal regional distâncias maiores que 300 m (TRAVERSE, 2007). O Ti, Cu e V ainda aparecem com parte de sua contribuição ligada a CP1, porém com sinal positivo, contrário ao sinal de material mineral local, corroborando com a interpretação aqui colocada. O teor de Ti (0,79-4,19%) em PNB apresenta valores mais elevados do que os observados nas turfeiras SdEM (0,01-2%) e na vereda Pau Grande (0,07-0,72%).

Os teores de Fe (1,50 e 7,83%) de PNB também são maiores do que os observados na vereda Pau Grande (0,26-3,73%), e possivelmente estão relacionados ao transporte de poeira fina das posições mais elevadas ao redor da vereda, principalmente das coberturas detrito-lateríticas ferruginosas presentes na região nas unidades geomorfológicas

Chapada de Contagem e Depressão do Paranoá (ICMBio, 1998). Estas coberturas são produtos da alteração pedogenética de rochas sedimentares e metamórficas e funcionam como uma couraça, protegendo a superfície da ação erosiva (LANZA, 2012). O Vanádio não forma minerais separadamente, mas pode substituir outros metais (Fe, Ti, Al) em diversas estruturas, além de ser adsorvido por óxido e hidróxidos (PENDIAS, 1986; ECHEVERRIA, 2007). Assim, esses elementos que compõem a CP2 são caracterizados como elementos de contribuição regional para a composição mineral do solo, provenientes de distâncias maiores que 10 Km (**Figura 4**).

A CP3 aparece em profundidade com um padrão do tipo zigue-zague, indicando momentos com elevada contribuição (70-90 cm, 110-120 cm, 170-180 cm e 210-220 cm e 23-240 cm) e momentos com menor ou nula contribuição (0-70 cm e 40-286 cm) dos elementos ligados à deposição de material mineral de fonte regional (**Figura 14**).

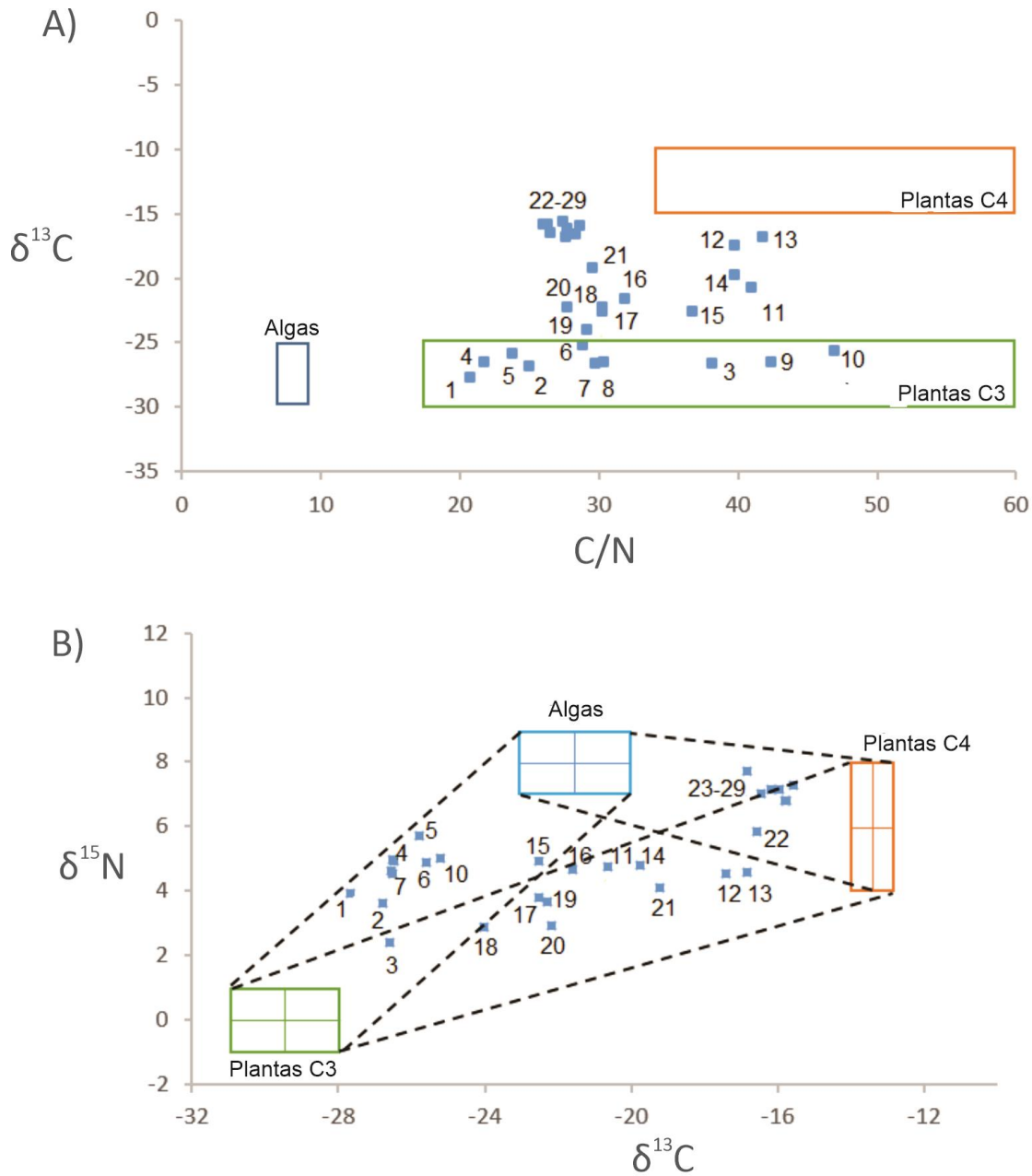
#### **6.4 Fontes da matéria orgânica**

Para melhor compreensão das fontes da matéria orgânica, o modelo C/N x  $\delta^{13}\text{C}$  (MEYERS, 2003), que diferencia as plantas terrestres C3, C4 e algas de água doce, e o modelo  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  (PETERSON & HOWARTH, 1987), que permite a discriminação entre plantas terrestres C3, gramínea C4 e algas de ambientes úmidos são apresentados (**Figura 15**).

No modelo C/N x  $\delta^{13}\text{C}$  (**Figura 15A**) para a vereda PNB, observa-se que os primeiros 100 cm (amostras de 1 a 10) apontam para matéria orgânica proveniente de plantas C3, composto por espécies arbóreas e/ou gramíneas de ambientes úmidos. Já a partir de 210 cm (amostras 22 a 29), a matéria orgânica tende a uma maior contribuição de plantas C4 (aproximadamente -15‰), o que sugere que o ambiente se apresentava mais adaptado a condições mais secas. Um outro período mais seco é observado entre 110 e 130 cm (amostras 12 e 13), com maior predomínio de plantas C4 em relação às C3. Em 150-210 cm (amostras 16 a 21) parece haver mistura de plantas C3 e C4, mas com predomínio de C3 ( $\delta^{13}\text{C}$  aproximadamente -25‰), indicando, portanto, vegetação mais arbórea e/ou gramínea de campo úmido.



Figura 15 - Modelo C/N x  $\delta^{13}\text{C}$  adaptado de Meyers (2003) e modelo  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  adaptado de Peterson & Howarth (1987).



O modelo  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  (**Figura 15B**) também evidencia que a matéria orgânica é derivada principalmente de plantas C3 e C4, corroborando e complementando as informações inferidas pelo modelo C/N x  $\delta^{13}\text{C}$ . No entanto, a fonte de algas neste modelo parece apresentar uma contribuição mais significativa e/ou talvez mais clara. De fato, o predomínio das plantas C3 é mais evidente nos primeiros 100 cm (amostras 1 a 10), enquanto predomínio de plantas C4 é mais evidente a partir de 210 cm (amostras 22 a 29). Também é evidente a mistura de plantas C3 e C4 entre 100 e 210 cm (amostras 11 a 21). Neste modelo, é possível perceber que a contribuição de algas ocorre principalmente entre 30-110 cm (amostras 4 a 11), entre 130-160 cm (amostras 14 a 16) e entre 220-286 cm (amostras 23 a 29).

### 6.5 Fases de mudanças ambientais

Alguns *proxies* selecionados (componentes principais, análises isotópicas  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) estão representados na **Figura 16** para sintetizar a cronologia das mudanças ocorridas desde o Estágio 3 do Isótopo Marinho no ambiente da vereda estudada. No total, cinco fases de mudanças ambientais foram registradas, evidenciando diferentes momentos de evolução da vereda.

A primeira fase (FASE 1; 286-220 cm) é verificada no MIS 3 (anterior a 28,917 cal anos AP), onde provavelmente ocorreu a formação de um lago ou corpo d'água raso com maior contribuição de algas como fonte de matéria orgânica, evidenciada pelos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  ~7‰. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apontam para plantas C4 (~ -16‰), indicativas de ambiente mais aberto sob condições mais secas, provavelmente na borda da bacia, deixando-a mais suscetível a erosões e ocasionando uma maior entrada de material mineral local no sistema. Um pequeno aumento da instabilidade regional é visto principalmente no final desta fase. Condições mais secas também foram registradas no registro da turfeira Pinheiro entre 34.000 e 32.000 cal anos AP (HORÁK-TERRA *et al.*, 2014) e na vereda Pau Grande, quando esse período mais seco teve uma duração maior, entre cerca de 32.000 cal anos AP até o início do Holoceno (TRINDADE, 2020, Horák-Terra *et al.*, 2022a).

A segunda fase (FASE 2; 220-130) é representada pelo UMG (28,917 a 17,942 cal anos AP), em que o acúmulo de matéria orgânica começa a se sobrepor em relação a entrada de material mineral local, indicando o começo da estabilidade na bacia. O ambiente torna-se mais vegetado e, portanto, mais protegido, com predomínio de plantas terrestres resultantes da mistura de C3 e C4, ocorrendo um aumento das plantas C3. Nessa fase, há uma intercalação entre momentos de maior e menor estabilidade regional. O registro palinológico

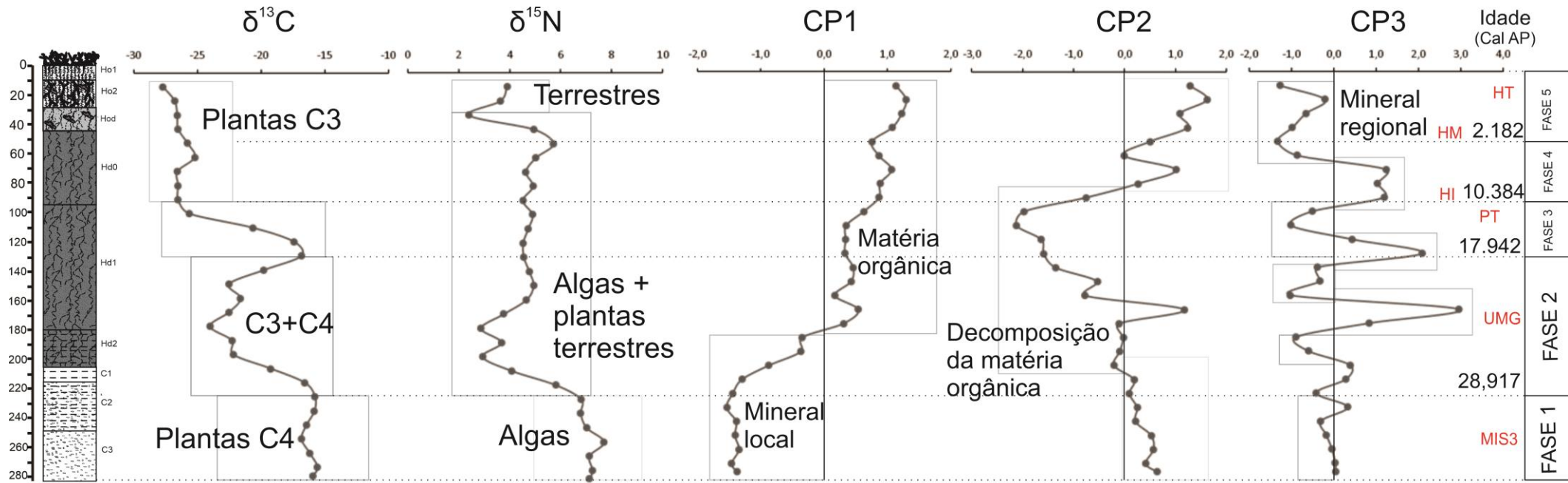
da vereda Cromínia (SALGADO-LABOURIAU & FERRAZ VICENTINI, 1996) aponta para esse período uma fase muito úmida, devido à presença de esporos de samambaias aquáticas e algas *Botryococcus* e *Debarya*, e fria (*Ilex*). Clima úmido também foi observado no registro da vereda Águas Emendadas (BARBERI *et al.*, 2000), entre aproximadamente 26.000 e 22.000 cal anos AP, e na turfeira Pinheiro entre 30.000 e 17.000 cal anos AP.

A terceira fase (FASE 3; 130-90 cm) (17.942 a 10.384 anos cal AP) ocorre no Pleistoceno Tardio até o início do Holoceno (Holoceno inferior), quando ocorre o retorno da maior contribuição de plantas C4, principalmente entre 110-130 cm (17.942 a 14.512 anos cal AP). A sequência de acúmulo de matéria orgânica continua sobrepondo-se à entrada de material mineral local, no entanto, a entrada de material mineral de fonte regional no início da fase é bastante significativa. Nesta fase há a expressão máxima dos processos relacionados à decomposição da matéria orgânica (humificação e/ou mineralização), provavelmente associado a um ambiente mais seco. É possível que este seja o momento mais seco verificado neste registro, haja vista que a contribuição de algas é mais baixa em relação à Fase I. Períodos secos também foram registrados nesse período nos registros palinológicos da vereda Pau Grande, Cromínia, Águas Emendadas e Lagoa Feia (CASSINO *et al.*, 2020). No entanto, para os registros das veredas Carrasco da Raposa, Juquinha/Cuba e São José, para esse período, as condições observadas foram de clima úmido ou subúmido, evidenciando como o padrão de precipitação é complexo.

O final da FASE 3 corresponde ao período Younger Dryas (102-96 cm) (12.900 a 11.500 cal anos AP) e o começo do Holoceno (96-90 cm) (~11.608 a 10.384 cal anos AP) quando é possível observar um aumento de espécies C3 ( $\delta^{13}\text{C} \sim -24,77\text{‰}$ ), indicando vegetação de tipo arbórea, mais adaptada a clima úmido. Assim, na vereda PNB, o período do Younger Dryas mostra o início do predomínio de espécies C3 e clima mais úmido na região.

A quarta fase (FASE 4; 90-50 cm) vai do Holoceno inferior até o Holoceno superior (10.384 a 2.182 anos cal AP), onde observa-se o predomínio de plantas C3 ( $\delta^{13}\text{C} \sim -26\text{‰}$ ) e um pequeno aumento de algas principalmente no final da fase. Observa-se também um elevado acúmulo de matéria orgânica em relação à entrada de material mineral local e contribuição de material mineral regional.

Figura 16 - Fases de mudanças paleoambientais observadas para o testemunho da vereda do Parque Nacional de Brasília, Distrito Federal, Brasil



O predomínio de plantas C3 aponta para vegetação de porte arbóreo, mais adaptada a clima úmido, como também foi observado em alguns momentos nesse intervalo de tempo nos registros da turfeira Pinheiro e veredas Carrasco da Raposa, Juquinha/Cuba, São José Laçador e Lagoa Feia. O retorno do aumento de entrada de material mineral regional no sistema também é verificado, possivelmente devido à intensificação da circulação atmosférica, visto que essa fase compreende o chamado Período Frio de 8.200 cal anos AP, que é caracterizado por fortes ventos.

A quinta e última fase (FASE 5; 50-0 cm) é representada pelo Holoceno superior, a partir de 2.182 anos cal AP até o presente, e mostra o maior acúmulo de matéria orgânica, evidenciando, portanto, o momento de maior estabilidade no ambiente local e contribuição nula de entrada de material mineral de fonte regional. Nesta fase, há a máxima expressão das plantas C3 (-27‰), indicando ambiente muito úmido e com predomínio de arbóreas e ou herbáceas hidro-higrófitas. Algas verificadas em ascensão na fase anterior tendem ao decréscimo, atingindo valores semelhantes aos vistos na FASE 2. Associada a esta elevada umidade no ambiente, o processo de decomposição da matéria orgânica deixa de ser atuante, sugerindo ambiente anóxico. Condições climáticas subúmidas foram observadas para esse intervalo de tempo na turfeira Pinheiro e nas veredas Pau Grande, Águas Emendadas e Carrasco da Raposa, no entanto, na vereda PNB, as condições foram mais úmidas do que as verificadas nos registros citados

## 7 Considerações Finais

Os atributos morfológicos, físicos, químicos, elementares e isotópicos da vereda PNB, associadas às datações  $^{14}\text{C}$  e a estratigrafia do testemunho PNB, possibilitam estabelecer inferências sobre a gênese do ambiente e as condições do paleoambiente a partir de idades mais antigas que 28.917 cal anos AP até o presente.

A distribuição dos atributos físicos e químicos, composição elementar e sinais isotópicos obtidos apontaram três principais processos controladores da evolução do solo de PNB: a) acumulação relativa de matéria orgânica (MO, C, N, Ca, FE, FNE, Ug, Uv) e material mineral originado de fonte local (MM, RM, DS, pH, Si, Al, K, Zr,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) associada à evolução dos solos da bacia (erosão em particular) e possível vegetação associada (plantas C3 e C4), b) decomposição da turfa, incluindo momentos de maior mineralização e humificação da matéria orgânica (relação C/N e Dmo), e c) entrada de material mineral de fontes regionais (Ti, K, Al, Zr, Fe).

Cinco fases de mudanças no ambiente foram observadas: FASE 1) mais antiga que 28.917 cal anos AP com formação de um lago ou um corpo d'água raso (elevada contribuição de algas) e plantas C4, esta última indicando predomínio de vegetação aberta e seca no entorno e instabilidade local e regional; FASE 2) entre 28.917 e 17.942 cal anos AP, quando se inicia de forma efetiva o acúmulo de matéria orgânica proveniente da mistura de plantas C3 e C4, e início aos processos ligadas à decomposição da matéria orgânica; FASE 3) entre 17.942 e 10.384 cal anos AP, retorno ao predomínio das plantas C4 em um ambiente com máxima expressão dos processos relacionados à decomposição da matéria orgânica; FASE 4) entre 10.384 e 2.182 cal anos AP, com aumento expressivo de plantas C3; e FASE 5) a partir de 2.182 cal anos AP até o presente, em que há o maior acúmulo de matéria orgânica (momento com maior estabilidade local e regional) e com máxima expressão de plantas C3 (arbóreas e/ou herbáceas de ambiente úmido) sugerindo elevada umidade no local.

Os resultados encontrados indicam que a vereda PNB começou a se formar no Pleistoceno tardio, sendo um ambiente muito complexo de evolução controlada por inúmeros atributos e processos de formação. Certamente este trabalho irá contribuir para os estudos de reconstituição de paleoambientes e paleoclimas, principalmente daqueles com foco no bioma Cerrado. No entanto, faz-se necessário a complementação do estudo com outros *proxies* tais como pólen, fitólitos, carvão, entre outros.

## REFERÊNCIAS

- ANDRIESSE, J.P. Nature and Management of Tropical Peat Soils, 59 ed. Food and Agriculture Organization, Rome. 1988.
- ALVES, B.J.R.; ZOTARELLI, L.; JANTALIA, C.P.; BODDEY, R.M. & URQUIAGA, S. Emprego de isótopos estáveis para o estudo do carbono e do nitrogênio no sistema solo-planta. In: AQUINO, A.M. & ASSIS, R.L., eds. Processos biológicos no sistema solo-planta: Ferramentas para uma agricultura sustentável. Brasília, Embrapa-SCT, p.343-350. 2005.
- ARAÚJO, G. M. O ambiente e a flora das veredas. In: VII Congresso de Ecologia do Brasil. 2005.
- ARAUJO NETO, M. D.; FURLEY, P. A.; HARIDASAN, M.; JOHNSON, C.E. The Murundus of the Cerrado Region of Central Brazil. *Journal of Tropical Ecology* 2, no. 1, p.17-35, 1986.
- AZEVEDO, L.G. Tipos Ecofisionômicos da vegetação da região de Januária, MG. In: Simposio sobre Cerrado, n.2, Rio de Janeiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências, p.39-57. 1966.
- BALDINI, J., MCDERMOTT, F., FAIRCHILD, I.J. Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science*, 296:2203-2206. 2002.
- BARBER, D.C., DYKE, A., HILLAIRE-MARCEL, C., JENNINGS, A.E., ANDREWS, J.T., KERWIN, M.W., BILODEAU, G., MCNEELY, R., SOUTHON, J., MOREHEAD, M.D., GAGNON, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400:344-348.
- BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 241-254, 2000.
- BIESTER, H.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; KEPLER, F. Occurrence and fate of halogens in mires. IN: MARTINI, I.P.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; CHESWORTH, W. Peatlands Evolution and Records of Environmental and Climate Changes. Elsevier Series Development in Earth Processes, Netherlands, Oxford, p. 449–464, 2006.
- BLAAUW, M. CHRISTEN, J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, v. 6, p. 457–474, 2011.
- BOAVENTURA, R. S. Contribuição ao estudo sobre a evolução das veredas. In: Encontro Nacional de Geógrafos, v. 3, p. 13-17, 1978.
- BOAVENTURA, R. S. Contribuição aos estudos sobre a evolução das veredas. In.: Características geomorfológicas. In.: Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC). Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro, Vol. 2: Recursos Naturais. Belo Horizonte. CETEC, 1981.

- BOAVENTURA, R. S. Vereda: Berço das Águas. Belo Horizonte: Ecodinâmica, 2007.
- BORGES, A. C.; DIAS, J. C.; MACHADO, W.; PATCHINEELAM, S. R.; SELLA, S. M. Distribuição espacial de ferro, cobre e chumbo em sedimentos de manguezal em um gradiente de degradação na baía de Guanabara (Estado do Rio de Janeiro). *Química Nova*, v. 30, n. 1, p. 66, 2007.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C., FRY. B. (Ed.). *Carbon isotopes techniques*, New York: Academic Press, p.73-185. 1991.
- BOUTTON, T. W. 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. (Ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker, p.47-82, 1996.
- BRAUER, A., HAUG, G. H., DULSKI, P., SIGMAN, D. M., NEGENDANK, J. F. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 1(8), 520-523. 2008.
- BRAUN, H., CHRISTL, M., RAHMSTORF, S., GANOPOLSKI, A., MANGINI, A., KUBATZKI, C., ROTH, K., KROMER, B. Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, 438:208-211. 2005.
- BROECKER, W. S. Radiocarbon. In: TUREKIAN, K.K.; HOLLAND, H. D. (Ed). *Treatise on geochemistry*. 1 ed. San Diego, Elsevier, V.4, p. 245-260. 2003.
- CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; FERNANDES, J.S.C.; FERREIRA, M.M. & SILVA, D.V. Water retention in a peatland with organic matter in different decomposition stages. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35:1217-1227, 2011.
- CARLSON, A. The Younger Dryas Climate Event. *The Encyclopedia of Quaternary Science*. 3. 126-134. Doi: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00029-7. 2013.
- CARVALHO, A. C. A. Análise ambiental de um subsistema de vereda em unidades de conservação: Estação Ecológica de Águas Emendadas e Reserva Ecológica do IBGE/DF. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade de Brasília, 2015.
- CARVALHO, P.G.S. 1991. As veredas e sua importância no domínio dos cerrados. *Informe Agropecuário* 168: 47-54.
- CASSINO, R. F. Reconstituição da Vegetação e do Clima do Chapadão dos Gerais durante o Holoceno, a partir da Análise Paliológica da Vereda Laçador. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 215p, 2011.
- CASSINO, R. F.; MEYER, K. E. B. Reconstituição Paleoambiental do Chapadão dos Gerais durante o Quaternário Tardio, a partir da Análise Palinológica da Vereda Laçador. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 16, n. 1, p.127-146, 2013.



CASSINO, R. F., MARTINHO, C. T., CAMINHA, S. Diversidade de Grãos de Pólen das principais Fitofisionomias do Cerrado e Implicações Paleoambientais. *Journal of Geoscience*, vol. 9, n. 1, jan/jun, p. 4-29, 2016.

CASSINO, R. F.; MARTINHO, C. T.; CAMINHA, S. S. A. A Late Quaternary palynological record of a palm swamp in the Cerrado of central Brazil interpreted using modern analog data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 490, p. 1-16, 2018.

CASSINO, R. F.; LEDRU, M-P.; SANTOS, R.A.; FAVIER, C. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brasil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. *Quaternary Science Reviews*, v.132, 2020.

CAXITO, F.A.; SILVA, A. Isótopos estáveis: fundamentos e técnicas aplicadas à caracterização e proveniência geográfica de produtos alimentícios. *Revista Geonomos*, Belo Horizonte, v. 23, n. 1, p.10-17. 2015.

CHAMBERS, F. M., BOOTH, R. K., DE VLEESCHOUWER, F., LAMENTOWICZ, M., LE ROUX, G., MAUQUOY, D., NICHOLS, J.E., VAN GEEL, B. Development and refinement of proxy-climate indicators from peats. *Quaternary International*, v. 268, p. 21-33, 2012.

CHAMLEY, H.; DEBRABANT, P. Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedimentary Geology*, v. 40, n. 1-3, p. 151-167, 1984.

CHENG, H. et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Comm.* 4, 283, 1411 – 1416 (2013).

CIPRIANO-SILVA, R.; VALLADARES, G. S.; PEREIRA, M. G.; DOS ANJOS, L. H. C. Caracterização dos organossolos em ambiente de várzea do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.38, p. 26-38, 2014.

CLARK, P.U., PISIAS, N.G., STOCKER, T.F., WEAVER, A.J. The role intermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 416, p.863-869. 2003.

CODEPLAN. Distrito Federal em Síntese – Informações Socioeconômicas e Geográficas 2012. Brasília, 78p., 2013.

CONCEIÇÃO, M.; FREIXO, A.A.; ARAÚJO, W.S.; CUNHA, T.J.F.; MARTIN NETO, L. SAAB, S.C. Caracterização das substâncias em solos orgânicos do estado do Rio de Janeiro, sob diversas atividades agrícolas. Rio de Janeiro, **Embrapa Solos**, 1999.

CORRÊA, I.C.S. Variações climáticas no Quaternário. E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS, 103p, 2021.

COSTA, C. R. Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem multi-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha, Minas Gerais, Brasil. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal), Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina-MG, p. 133, 2018.

CRUZ, F.W., VUILLE, M., BURNS, S.J., WANG, X., CHENG, H., WERNER, M., EDWARDS, R.L., KARMANN, I., AULER, A.S. & NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation, *Nature Geosciences*, 2: 1-5. 2009.

DeMENOCA, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., SARNTHEIN, M. Coherent high- and low- latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288, p.2198-2202. 2000.

DEOCAMPO, D. M.; BEHRENSMEYER, A. K.; POTTS, R. Ultrafine clay minerals of the Pleistocene Ologesailie Formation, southern Kenya rift: diagenesis and paleoenvironments of early hominins. *Clays and Clay Minerals*, v. 58, n. 3, p. 294-310, 2010.

EBELING, A. G., VALLADARES, G. S., ANJOS, L. H. C. DOS, PEREIRA, M. G. 2003. Propriedades físicas de organossolos do estado do Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 29., Ribeirão Preto. Anais. São Paulo: UNESP-Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2003.

EBELING, A.G. Características estruturais da matéria orgânica em organossolos háplicos. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 153p. 2010.

EBELING, A. G., DOS ANJOS, L.H.C., PÉREZ, D. V., PEREIRA, M.G., NOVOTNY, E.H. Atributos físicos e matéria orgânica de organossolos em distintos ambientes no Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37:763-774. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000300023>. 2013.

ECHEVERRIA, R.M. Avaliação de impactos ambientais nos tributários do Lago Paranoá, Brasília, DF. Universidade de Brasília, Dissertação de mestrado. Brasília, 132p. 2007.

EHLERINGER, J.R.; SAGE, R.F.; FLANAGAN, L.B.; PEARCY, R.W. Climate change and the evolution of C4 photosynthesis. *Trends in ecology e evolution*. v.6, n. 3, p. 95-99. 1991.

ELDER, J.W., LAL, R. Tillage effects on physical properties of agricultural organic soils of north central Ohio. *Soil Till. Res.*, 98:208-210, 2008.

FARIAS, M.F.R.; CARVALHO, A.P.F.; CARVALHO JR, O.A., MARTINS, E.S.; REATTO, A.; GOMES, R.A.T. Relação entre os solos e fitofisionomias do Parque Nacional de Brasília, DF. *Boletim de pesquisa e desenvolvimento, Planaltina, EMBRAPA Cerrados*, 55p, 2008.

FARIAS, R. F. A química do tempo: carbono 14. *Qnesc*, v.16, 6-8, Novembro, 2002.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n. 3-4, p. 207-219, 1996.

FERREIRA, I.M. Cerrado: classificação geomorfológica de vereda. In: IX Simpósio Nacional do Cerrado e II Simpósio Internacional das Savanas Tropicais, Brasília, *Anais do Simpósio*. 2008.

FREITAS-SILVA F. H.; CAMPOS J. E. G. Hidrogeologia do Distrito Federal. *In*: IEMA. Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal, v. 4, 1998. Brasília, DF: IEMA/SEMATEC/Unb, 85 p. 1998.

FRY, B. Stable Isotope Ecology. United States of América: Springer Science Book, 2006.

GOMES, M.O.S.; MEYER, K.E.B.; PESSENDA, L.C.R. Reconstituição paleoambiental da Vereda Carrasco da Raposa, Parque Estadual da Serra do Cabral, MG, Brasil, por meio de estudos palinológicos e isotópicos. *Pesquisas em Geociências*, v.44, n.1, p. 41-2, 2017.

GOUVEIA, S.E.M., PESSENDA, L.C.R, ARAVENA, R., BOULET, R., SCHEEL-YBERT, R., BENDASSOLI, J.A., RIBEIRO, A.S., FREITAS, H.A. 2002. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global Planet. Change* 33(1-2): 95-106.

GRYBOS, M.; DAVRANCHE, M.; GRUAU, G.; PETITJEAN, P. Is trace metal release in wetland soils controlled by organic matter mobility or Fe-oxyhydroxides reduction? *Journal of Colloid and Interface Science*, Nova Iorque, v. 314, n. 2, p. 490-501, 2007.

GUILLEVIC, M., BAZIN, L., LANDAIS, A., STOWASSER, C., MASSON-DELMOTTE, V., BLUNIER, T., EYNAUD, F., FALOURD, S., MICHEL, E., MINSTER, B., POPP, T., PRIÉ, F., AND VINTHER, B. M. Evidence for a three-phase sequence during Heinrich Stadial 4 using a multiproxy approach based on Greenland ice core records, *Clim. Past*, 10, 2115–2133, <https://doi.org/10.5194/cp-10-2115-2014>, 2014.

GUILD, G. E.; PALTRIDGE, N. G.; ANDERSSON, M. S.; STANGOULIS, J. C. An energy-dispersive X-ray fluorescence method for analysing Fe and Zn in common bean, maize and cowpea biofortification programs. *Plant and Soil*, p. 1-10, 2017.

GUYOT, J. L.; JOUANNEAU, J. M.; SOARES, L.; BOAVENTURA, G. R.; MAILLET, N.; LAGANE, C. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, v. 71, n. 2, p. 340-356, 2007.

HOGG, A.G, HEATON, T.J., HUA, Q., PALMER, J.G., TURNEY, C.S.M., SOUTHON, J., BAYLISS, A., BLACKWELL, P.G., BOSWIJK, G., RAMSEY, C.B., PEARSON, C., REIMER, P., REIMER, R., WACKER, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 62(4), 759-778. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>.

HORÁK, I. Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional-MG. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, p. 281, 2009.

HORÁK-TERRA, I., MARTÍNEZ CORTIZAS, A.M., CAMARGO, P.B., SILVA, A.C., VIDAL-TORRADO, P., 2014. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. *Geoderma*, 232, 183-197. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.008>. 2014.

HORÁK-TERRA, I.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; LUZ, C.F.P.; RIVAS LÓPEZ, P.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 437, p. 117-131, 2015.

HORÁK-TERRA, I.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; LUZ, C.F.P.; SILVA, A.C.; MIGHALL, T.; DE CAMARGO, P. B.; MENDONÇA-FILHO, C. V.; DE OLIVEIRA, P.; CRUZ, F. W.; VIDAL-TORRADO, P. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a BP peat record in the Cerrado biome. *Journal of Quaternary Science*, v.35, p.664-676, 2020.

HORÁK-TERRA, I., TRINDADE, R.N.R., TERRA, F.S., SILVA, A. C., CAMARGO, P.B., VIANA, C.B.O., VIDAL-TORRADO, P. Soil process and properties related to the genesis and evolution of a Pleistocene savana palm swamp (vereda) in central Brazil. *Geoderma*, 410, 115671. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115671>. 2022a.

HORÁK-TERRA, I.; TERRA, F.S.; LOPES, A.K.A.; DOBBSS, L.B.; FONTANA, A.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Soil characterization and drainage effects in a savanna palm swamp (*Vereda*) of an agricultural area from Central Brazil.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 46, p. e0210065, 2022b.

HUGHEN, K., SOUTHON, J. LEHMAN, S., OVERPECK, J. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science (New York, N.Y.)*. 290, p.1951-5, 2001.

ICMBio INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE. Plano de Manejo do Parque Nacional de Brasília. Brasília, 1998.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Manuais Técnicos em Geociências. (IBGE. Manual, 4). Rio de Janeiro, 2<sup>a</sup> ed, p. 300, 2005.

KABATA-PENDIAS, A., PENDIAS, H. Trace elements in soils and plants. 3.ed. Boca Raton, CRC Press. p. 413, 2001.

KÄMPF, N. & SCHNEIDER, P. Caracterização de solos orgânicos do Rio Grande do Sul: Propriedades morfológicas e físicas como subsídios à classificação. *R. Bras. Ci. Solo*, 13:227-236, 1989.

KILLOPS, S., KILLOPS, V. Introduction to organic geochemistry. Blackwell, Malden, MA, 2005.

LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, C.R., BAHIA, R.B.C., LOPES, R.C., ROMANINI, S.J. OLIVEIRA, I.W.B., OLIVEIRA, C.C., SACHS, L.L.B., SILVA, V.A., BATISTA. I.H. Folha SD.22-Goiás. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM. 2004.

LANZA, D. A. 2012. Mapeamento, Caracterização e Correlação de Superfícies de Aplainamento no Leste de Goiás, Norte de Minas Gerais e Oeste da Bahia. 2012. 42f. Monografia (Graduação) – UNICAMP – São Paulo.

LEA, D.W., PAK, D.K., PETERSON, L.C., HUGHEN, K.A. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, 301, p.1361-1364. 2003.

LEHMANN, M.F.; BERNASCONI, S.M.; BARBIERI, A. MCKENZIE, J. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.66, n.20, p.3573-3584, 2002.

LIBBY, W.F. 1955. Radiocarbon Dating. 2nd edition. Chicago: University of Chicago Press. 175 p.

LOBO, I. Uso de traçadores químicos e isotópicos no estudo paleoambiental da Lagoa do Infernã: uma lagoa marginal do Rio Moji-Guaçu, Estação Ecológica Jataí, Luiz Antônio (SP). Tese de doutorado, Departamento de Química, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1997.

LORENTE, F. L.; MEYER, K. E. B.; HORN, A. H. Análise Palinológica da Vereda da Fazenda Urbano, Município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, v. 18, n. 2, p. 57-72. 2010.

LYNN, W.C.; MC KENZIE, W.E. & GROSSMAN, R.B. Field laboratory tests for characterization of Histosols. In: AANDAHL, A.R.; BUOL, S.W.; HILL, D.E. & BAILEY, H.H., eds. Histosols their characteristics, classification, and use. Madison, SSSA, p.11-20. (Special Publication, 6). 1974.

MAHIQUES, M. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; SALAROLI, A. B.; ALVES, D. P. V.; GONÇALVES, C. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia-Iguape coastal system, Southeastern Brazil. *Environmental earth sciences*, v. 68, n. 4, p. 1073-1087, 2013.

MARGALEF, O.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; KYLANDER, M.; PLA-RABES, S.; CAÑELLAS-BOLTÀ, N.; PUEYO, J. J.; SÁEZ, A.; VALERO-GARCÉS, B. L.; GIRALT, S. Environmental processes in Rano Aroi (Easter Island) peat geochemistry forced by climate variability during the last 70kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 414, p. 438-450, 2014.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e possibilidades. *Rev. IG, São Paulo*, 16 (1/2), p.59-66, 1995.

MARTINELLI, L.A., OMETTO, J.P., FERRAZ, E.S., VICTORIA, R.L., CAMARGO, P.B., MOREIRA, M.Z. 2009. Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. São Paulo: Oficina de Textos. 144 p.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A., CHESWORTH, W., GARCIA-RODEJA, E. Geochemical dynamics of peat bogs from Galicia. In: MARTÍNEZ CORTIZAS A, GARCIA-RODEJA E, editors. Mountains peat bogs from Galicia, 254 pp. Conselleria de Medio Ambiente, Xunta de Galicia. p. 137–145, 2001.

MAURO, C. A. de; DANTAS, M.; ROSO, F. A. Geomorfologia. *In*: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. SECRETARIA-GERAL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.23-Brasília. Rio de Janeiro, RadamBrasil. 660p. (Levantamento de Recursos Naturais, 29) p. 205-96. 1982.

MAYEWSKI, P.A., EELCO, E., ROHLING, J.C.S., WIBJÖRN KARLÉN, K.A., MAASCH, L.D.M., ERIC, A.M., GASSE, F., van KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., GUNHILD, R.F.R., STAUBWASSE, M., SCHNEIDER, R. R., STEIG, E. J. Holocene climate variability, *Quaternary Research*, V.62, Issue 3, p. 243-255, 2004.

MAYLE, F. E. Assessment of the Neotropical dry forest refugia hypothesis in the light of palaeoecological data and vegetation model simulations. *Journal of Quaternary Science*, 19(7), 713-720. 2004.

MCKINZIE, W.E. Criteria used in soil taxonomy to classify organic soils. In: AANDAHL, A.R., BUOL, S.W., HILL, D.E., BAILEY, H.H. Histosols: Their characteristics, classification and use. Special Publication, n;6. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, p.1-10, 1974.

MELO, D. R. As Veredas nos planaltos do Noroeste Mineiro: caracterizações pedológicas e os aspectos morfológicos e evolutivos. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 219, 1992.

MELO, D.R. Evolução das veredas sob impactos ambientais nos geossistemas planaltos de Buritizeiro/MG. Belo Horizonte, MG. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais, 283p, 2008.

MEYER, K.E.B; CASSINO, R.F; LORENTE, F.L.; RACZKA, M.; PARIZZI, M.G. Paleoclima e Paleoambiente do cerrado durante o Quaternário com base em análises palinológicas. In: *Paleontologia: Cenários da Vida – Paleoclimas* p. 397-414, 2014.

MEYERS, P. A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, v. 114, n. 3-4, p. 289-302, 1994.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic geochemistry*, v. 34, n. 2, p. 261-289, 2003.

MILLER, G.H., GEIRSDOTTIR, A., KOERNER, R.M. Climate implications of changing Arctic sea ice. *EOS*, 82(8):97-103, 2001.

MORRILL, C., JACOBSEN, R. How widespread were climate anomalies 8200 years ago? *Geophysical Research Letters*, 32:L19701, 2005.

NETO, J.L.S., NERY, J.T. Variabilidade e Mudanças Climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C.R.G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., OLIVEIRA, P.E.de. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos, 2005, p.28-51.

NOAA. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. The Younger Dryas. Disponível em: <https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2021-11/3%20The%20Younger%20Dryas%20-FINAL%20NOV%20%281%29.pdf>.

OLIVEIRA, M.; BAPTISTA, G. M. M.; CARNEIRO, C. D. R.; VECCHIA, F. A. S. História geológica e Ciência do clima: Métodos e origens do estudo dos ciclos climáticos na Terra. *Terræ*, 12 (1): 03-26. 2015.

OLIVIE-LAUQUET, G. et al. Release of Trace Elements in Wetlands: Role of Seasonal Variability. *Water Research*, Nova Iorque, v. 35, n. 4, p. 943-952, 2001.

PENDIAS, H. Trace Elements in Soil and Plants. CRC Press: Florida, 1986.

PEREIRA, J. C.; SILVA, A. K. G.; NALINI JÚNIOR, A.; H.; SILVA, E. P.; LENA, J. C. Distribuição, fracionamento e mobilidade de elementos-traço em sedimentos superficiais. *Química Nova*, v. 30, n. 5, p. 1249-1255, 2007.

PESSENDA, L. C. R. VALENCIA E. P. E., CAMARGO, P.B., TELLES, E.C.C., MARTINELLI, L.A., CERRI, C.C., ARAVENA, R., ROZANSKI, K. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. *Radiocarbon*, v. 38, n. 2, p. 203-208, 1996.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, 114: 35-43. 2004.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S.; FREITAS, H. Isótopos do carbono. In: PESSENDA, L. (ed.) Quaternário do Brasil. USP, São Paulo, 2005, p. 75-83, 2005.

PETERSON, B.J.; HOWARD, R.W. Sulfur, carbono and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and oceanography*, Grafton, v.32, n.6, p.1195-1213, 1987.

PETIT, J. R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v. 399, p. 429-36, 1999.

PIRES, G. L. P.; MEYER, K. E. B.; GOMES, M. O. S. Palinologia da Vereda Juquinha/Cuba, Parque Estadual da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 19, p. 95–110, 2016.

QUEIROZ, M. L. Nascentes, Veredas e Áreas Úmidas - revisão conceitual e metodologia para caracterização e determinação: estudo de caso na Estação Ecológica de Águas Emendadas - Distrito Federal. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, 2015.

R CORE TEAM. 2021. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

RAHMSTORF, S. Timing of abrupt climate change: a precise look. *Geophysical Research Letters*, V.30, Issue 10. 2003.

RAMOS, M.V.V., HARIDASAN, M., DE ARAÚJO, G.M., 2014. Characterization of Soil and Phytosociological Structure of Chapada de Veredas Vegetation in Triângulo Mineiro. *Front., J. Soc., Technol. Environ. Sci.* 3 (2), 180–210. <https://doi.org/10.21664/2238-8869.2014v3i2.p180-210>.

RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do bioma do Cerrado. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. (Ed). *Cerrado: ambiente e flora*. Planaltina: EMBRAPA/CPAC, p.89-166. 1998.

RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In S.M. Sano, S.P. Almeida; J.F. Ribeiro, *Cerrado: ecologia e flora*. eds. Embrapa Cerrados, Planaltina, p.151 -212. 2008.

ROSOLEN, V., DE-CAMPOS, A.B., GOVONE, J.S., ROCHA, C., 2015. Contamination of wetland soils and floodplain sediments from agricultural activities in the Cerrado Biome (State of Minas Gerais, Brazil). *Catena*, Amsterdã 128, 203-210. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.007>.

SAIA, S.E.M.G. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 137p, 2006.

SALGADO-LABOURIAU M. L. Critérios e técnicas para o Quaternário. Edgard Blucher LTDA, 2007.

SANTOS, G.S.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; OLIVEIRA, J.B.; COELHO, M.R.; LUMBRELAS, J.F. & CUNHA, T.J.F. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Brasília, Embrapa Produção da Informação; Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 2006. 306p.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. Dos; OLIVEIRA, V. A. De; LUMBRELLAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. De; ARAÚJO FILHO, J. C. De; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, ed. Embrapa Solos, Brasília. 2018.

SANTOS, R.D., LEMOS, R.C., SANTOS, H.G., KER, J.C., ANJOS, L.H.C., SHIMIZU, S.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 7. ed. rev. e ampl. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2015.

SANTOS, E.V. dos; GUILHERME, F. A. G.; MARTINS, R. A.; PEREIRA, K. A. R. Análise da legislação ambiental brasileira para proteção das veredas. *Revista de Geografia (Recife)* V. 38, No . 1, 2021.



SHOTYK, W.; KRACHLER, M.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; CHEBURKIN, A. K.; EMONS, H. A peat bog record of natural, pre-anthropogenic enrichments of trace elements in atmospheric aerosols since 12 370 14 C yr BP, and their variation with Holocene climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, n. 1-2, p. 21–37, 2002.

SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; PÉREZ, M. G.; MARTIN NETO, L.; VASQUEZ F.M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em Topossequência de latossolos do sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 31, p.1059-1068, 2007.

SILVA, F.A.M, ASSAD, E.D., EVANGELISTA, B.A. Caracterização climática do bioma Cerrado. In *Cerrado: ecologia e flora* (S.M. Sano, S.P. Almeida & J.F. Ribeiro, eds.). Embrapa CPAC, Planaltina, p.71-88. 2008.

SILVA, A.C.; HORÁK, I.; TORRADO, P.C.; CORTIZAS, A.M.; RACEDO, J.R. & CAMPOS, J.R.R. Turfeiras da serra do espinhaço meridional - MG. II - Influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1399-1408, 2009.

SINGER, F., AVERY, D. *Unstoppable global warming*. Ed. Rowman & Littlefield. 2007.

SOROOSHIAN, S.; MARTINSON, D. G. Proxy indicators of climate. In: MARTINSON, D. G.; BRYAN K.; Ghil, M.; Hall, M. M.; Karl, T. R.; Sarachik, E. S.; Sorooshian S.; Talley, L. D. *Natural climate variability on decade-to-century time scales*. National Academies Press, 1995.

SOUZA, C.R.G., SUGUIO, OLIVEIRA, A.M.S., DE OLIVEIRA. P.E. Quaternário do Brasil. In *Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil*, Ribeirão Preto, Holos Editora, 380p, 2005.

STANEK, W., SILC, T., 1977. Comparisons of four methods for determination of degree of peat humification (decomposition) with emphasis on the von Post Method. *Can. J. Soil Sci.* 57 (2), 109–117.

STATSOFT INC. “Statistica,” Data Analysis Software System, version 10, 2017.

STRÍKIS, N.M., NOVELLO, V.F *Evolução hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno*. Paleontologia: Cenários da vida – Paleoclimas. 2014.

SUGUIO. K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. Oficina de Textos, 2010.

SWIFT, R. S. Organic matter characterization. In: SPARKS, D.L. *Methods of soil analysis Part 3. Chemical methods*. Madison, Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron., p.1011-1069, 1996.

TEIXEIRA, P.C., DONAGEMMA. G.K., FONTANA, A., TEIXEIRA, W.G. 2017. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 3 ed. Brasília, DF, Embrapa.

TRAVERSE, A. 2007. *Paleopalynology*. 2 ed. Hardbound: Springer Netherlands. 813p.

TRINDADE, R.N.R. Reconstituição paleoambiental do norte de Minas Gerais através da Vereda Pau Grande, Parque Nacional Grande Sertão Veredas (MG). Dissertação de mestrado, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 2020. 155p.

TRUMBORE, S. E. Age of soil organic matter and soil respiration: radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecological Applications*, v.10, n. 2, p. 399 – 411, 2000.

VALLADARES G. S. Caracterização de Organossolos, auxílio à sua classificação. Tese de Doutorado. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, p. 115, 2003.

VALLADARES, G.S.; PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C. & EBELING, A.G. Caracterização de solos brasileiros com elevados teores de material orgânico. *Magistra*, 20:95-104, 2008.

VAN DER HAMMEN, T., HOOGHIEMSTRA, H., CLEEF, A. M. Evolution of forests in the northern Andes and Amazonian lowlands during the Tertiary and Quaternary. In M. Guariguata (Ed.), *Ecology of neotropical rain forests*. 2000.

WANG, Y.J., CHENG, H., EDWARDS, R.L., AN, Z.S., WU, J.Y., SHEN, C.-C., DORALE, J.A. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science* 294 (5550), 2345–2348. 2001.

WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T.J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J.O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S. A., COLIN PRENTICE, I., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M., WIDMANN, M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview, *Quaternary Science Reviews*, V. 27, Issues 19–20, p.1797-1828, 2008.

WEI, T., SIMKO, V., 2021. R package “corrplot”: Visualization of a Correlation Matrix.

ZHANG, W.; YAN, H.; CHENG, P.; LU, F.; LI, M.; DODSON, J.; ZHOU, W.; AN, Z. Peatland development and climate changes in the Dajiuhe basin, central China, over the last 14,100 years. *Quaternary International*, v. 425, p. 273-281, 201

**ANEXO 1 – Concentração (g Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, K e V da vereda do Parque Nacional de Brasília** **(continua)**

Profundidade (cm)	Si	Al	Ca	Fe	S	Ti	K	V
	-----g kg <sup>-1</sup> -----							
0-2	133,15		343,74	66,88	18,28	7,17	6,28	
4-6	138,12		333,09	69,63	18,50	8,50	5,47	
6-8	127,92		349,56	64,55	17,35	7,75	4,87	
8-10	151,99		337,71	54,12	12,51	7,82	3,91	
10-12	109,83		342,41	42,27	20,37	8,01	5,57	
12-14	73,35		369,74	50,52	24,99	22,81	6,13	0,31
14-16	92,25		335,71	48,78	24,08	30,73	5,23	
16-18	113,48		330,40	39,99	30,27	23,84	4,3	0,28
18-20	72,72		350,75	43,59	33,66	20,67		0,34
20-22	77,62		369,87	43,07	26,92	20,41	5,11	
22-24	82,51		371,02	46,27	18,63	13,09	5,22	0,15
24-26	90,67		367,22	43,24	19,32	10,84	4,49	0,12
26-28	117,74		323,80	36,41	24,70	12,25		
28-30			400,38	54,25	34,28	14,01		
30-32	100,47		324,56	35,55	29,34	17,88		0,30
32-34	140,07		303,25	39,94	31,99	25,63	4,33	0,43
34-36	192,93		265,15	40,71	26,12	32,29	6,26	
36-38	196,99		270,65	28,87	26,88	22,23	4,68	
38-40	209,79		275,19	26,15	29,61	19,12		0,22
40-42	218,89		271,10	30,91	30,92	21,86		0,25
42-44	268,14		229,24	21,92	28,78	17,49		0,16
44-46	239,86		248,38	24,87	23,41	21,92		0,20
46-48	279,31		213,86	19,04	21,75	17,44	3,98	0,19
48-50	245,23		253,15	22,20	21,06	18,16		0,27
50-52	319,36		199,41	19,15	15,76	15,40		0,26
52-54	191,03		284,65	27,83	22,34	21,32	3,69	0,31
54-56	195,19		269,73	28,83	20,67	26,79		0,33
56-58	248,52		244,74	22,17	18,78	19,23		0,20
58-60	163,01		297,33	33,29	23,94	28,42		0,31
60-62	130,08	219,14	163,96	11,41	14,38	10,35		0,11
62-64	114,89		314,59	35,28	23,71	24,47		0,46
64-66	118,35		322,11	39,46	24,18	31,13	4,71	0,54
66-68	125,43		314,75	48,41	24,27	34,77	5,30	0,76
68-70	-		235,78	267,34		73,81		1,80
70-72	76,64	371,00	88,93	8,21	11,24	5,91	1,94	0,13
72-74	157,96		299,90	49,04	29,48	39,51	6,23	0,87

**ANEXO 1 – Concentração (g Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, K e V da vereda do Parque Nacional de Brasília** **(continua)**

Profundidade (cm)	Si	Al	Ca	Fe	S	Ti	K	V
-----g kg <sup>-1</sup> -----								
74-76	172,06		261,42	46,72	23,36	33,29	5,77	0,62
76-78	165,94		293,13	43,37	26,78	33,53		0,71
78-80	254,32		231,79	35,45	20,52	32,61	6,37	0,50
80-82	227,27		262,94	38,09	17,68	34,73	6,15	0,39
82-84	181,65		282,55	40,80	23,53	36,10	5,33	0,61
84-86	167,17		285,49	53,17	17,26	39,11	6,06	1,04
86-88	104,23		300,28	38,66	16,26	21,87		0,98
88-90	200,20		274,04	56,25	18,87	42,87	6,23	0,83
90-92	183,43	271,80	109,03	16,46	10,57	17,38	4,06	0,21
92-94	183,58		218,67	44,97	15,24	44,87	7,15	0,52
94-96	169,35	276,46	94,04	15,21	9,00	15,32	4,75	0,23
96-98	177,83	288,82	90,55	12,81	7,07	14,77	4,18	
98-100	380,26		182,75	28,67		32,73	6,20	0,18
100-102	268,44	234,01	80,93	9,61		12,15	3,29	0,07
102-104	261,21	268,10	97,18	12,36		14,50		0,11
104-106	251,60	259,08	83,07	7,94	5,46	11,34	3,33	0,06
106-108	418,71		187,89	22,48		27,85	7,00	0,13
108-110	292,75	245,26	82,13	8,39	5,04	10,49	3,54	0,08
110-112	379,96		205,93	23,95	13,60	27,89	7,32	0,11
112-114	340,41		252,12	46,55		48,02	4,90	0,39
114-116	355,44		223,25	45,09		44,43	14,97	0,43
116-118	241,47	314,23	59,71	13,01		13,24	5,85	0,11
118-120	237,04	354,20	80,23	18,08		17,07	3,31	0,14
120-122	227,91	294,15	99,43	14,22		15,22	5,20	0,15
122-124	262,21		301,28	80,90		74,42	12,74	0,83
124-126	287,07	259,54	85,77	11,22		12,82	5,70	0,12
126-128	246,57	223,15	71,18	7,25	4,32	8,85	4,06	0,05
128-130	334,84		227,23	37,32		40,31	12,49	0,27
130-132	266,33		282,49	48,29	18,28	46,58	11,55	0,52
132-134	259,53		240,90	52,67	15,76	49,60	11,40	0,48
134-136	245,95	322,28	102,94	20,19	10,68	17,87	7,00	0,27
136-138	183,11	348,55	51,71	14,87	5,71	13,01	6,51	0,11
138-140	250,41	346,81	42,82	15,22		13,09	7,66	0,15
140-142	205,04	372,71	47,08	18,80	6,33	14,73	8,12	0,16
142-144	186,28	336,20	61,02	18,77	7,60	14,76	7,14	0,34
144-146	191,25	322,80	57,23	19,38	10,54	14,52	6,50	0,31
146-148	313,62		148,75	61,74	19,62	47,78	14,91	0,83
148-150	208,14	358,54	49,32	16,68	6,99	13,63	7,52	0,18

**ANEXO 1 – Concentração (g Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, K e V da vereda do Parque Nacional de Brasília (continua)**

Profundidade (cm)	Si	Al	Ca	Fe	S	Ti	K	V
	-----g kg <sup>-1</sup> -----							
150-152	207,89	361,20	45,33	18,00	7,59	14,54	7,38	0,31
152-154	198,90	400,09	57,27	30,55	11,01	17,22	8,26	0,49
154-156	240,73	440,30	35,51	25,67	6,77	16,25	7,99	0,20
156-158	227,31	467,55	40,68	23,02		14,30	8,30	0,22
158-160	207,28	349,82	59,93	22,18	9,39	15,40	8,66	0,21
160-162	171,14	362,52	76,19	24,60	15,34	16,39	7,35	0,25
162-164	264,97		183,34	89,67	33,52	52,44	16,44	0,59
164-166	241,44		198,50	91,03	38,46	49,79	15,42	0,78
166-168	173,23	327,23	70,10	22,41	14,19	14,42	8,48	0,14
168-170	248,01		169,15	107,81	32,30	55,13	16,81	0,74
170-172	288,30		145,43	80,78	41,69	37,82	17,88	0,74
172-174	296,26		168,94	149,56	45,73	64,15	22,75	1,02
174-176	147,05	365,30	48,63	23,53	15,53	12,46	8,07	0,23
176-178	170,82	354,14	68,76	26,78	13,02	16,58	7,38	0,20
178-180	216,37	354,04	62,30	43,53	13,11	24,68	11,72	0,16
180-182	236,18	414,02	34,93	27,74	6,22	16,54	11,42	0,08
182-184	281,89	436,17	27,28	30,71		18,95	12,45	0,10
184-186	303,99	465,91	19,56	32,51		19,46	13,54	0,09
186-188	293,23	472,25	19,54	29,92	5,11	18,35	12,49	0,19
188-190	320,09	472,00	15,13	28,15		18,28	12,39	0,17
190-192	347,08	462,27	12,34	24,07	2,93	15,59	9,85	0,16
192-194	-							
194-196	354,30	474,12	10,97	18,18		13,02	7,54	0,09
196-198	362,92	436,82	15,40	33,78		22,67	12,82	0,18
198-200	335,56	478,30	12,03	30,35		18,03	10,65	0,18
200-202	335,59	448,59	13,09	37,23		22,92	13,04	0,15
202-204	398,52	432,21	10,48	31,02		20,37	12,14	0,08
204-206	362,65	494,90	10,94	31,39		22,72	14,45	0,14
206-208	416,30	442,76	9,98	36,61		25,87	15,74	0,07
208-210	387,67	495,33	7,79	29,26		22,16	13,44	
210-212	440,22	421,57	9,43	42,01		33,16	16,34	
212-214	419,01	485,44	6,23	27,20		19,45	11,73	
214-216	424,03	460,55	12,10	30,96		24,49	15,64	
216-218	410,70	500,23	6,36	25,52		21,31	13,82	
218-220	435,09	486,61	4,46	25,53		20,90	13,62	
220-222	484,44	444,60	4,21	21,67		19,68	13,23	
222-224	444,56	472,30	4,08	33,31		21,82	13,78	0,08
224-226	437,12	492,07	3,56	27,11		18,96	12,93	0,06

**ANEXO 1 – Concentração (g Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, K e V da vereda do Parque Nacional de Brasília**

Profundidade (cm)	Si	Al	Ca	Fe	S	Ti	K	V
	-----g kg <sup>-1</sup> -----							
226-228	497,34	426,43	3,86	29,99		19,00	13,33	0,06
228-230	539,99	381,45	3,02	34,28		19,53	14,66	
230-232	430,35	501,77	2,90	27,41		19,74	11,65	
232-234	458,92	450,35	3,92	44,05		20,62	13,80	0,08
234-236	462,91	452,01	4,32	37,47		21,41	15,46	
236-238	500,33	397,67	4,35	46,18		27,71	15,80	0,05
238-240	479,05	440,27	3,36	36,07		20,22	13,46	0,08
240-242	481,35	442,19	2,97	33,55		19,25	13,99	
242-244	507,66	414,60	3,13	36,29		19,67	12,63	
244-246	515,39	389,50	3,40	49,16		20,82	15,28	0,07
246-248	475,09	438,86	3,42	42,59		20,31	14,36	
248-250	519,24	421,87	2,19	25,89		15,43	9,68	
250-252	608,65	335,99	1,42	25,57		9,71	9,71	0,02
252-254	514,89	413,57	1,81	37,19		18,15	10,73	
254-256	581,07	361,52	2,14	27,26		15,33	8,74	0,02
256-258	510,54	412,48	2,10	38,38		20,25	11,80	
258-260	517,88	400,75	1,52	37,23		22,07	13,62	
260-262	489,81	426,55	2,44	41,05		20,51	13,81	
262-264	535,40	401,08	1,79	30,06		18,27	10,30	
264-266	444,32	443,58	2,16	73,52		20,62	11,59	
266-268	479,40	450,51	1,69	34,07		18,77	11,38	
268-270	509,55	410,63	1,93	42,21		19,38	11,63	
270-272	504,09	422,63	1,52	36,44		16,27	12,07	
272-274	493,30	418,09	4,16	43,79		22,11	13,13	0,08
274-276	457,26	462,04	2,77	42,48		18,12	11,88	
276-278	418,13	489,98	2,87	47,37		21,03	13,80	
278-280	431,39	449,67	3,29	76,50		19,56	12,85	0,07
280-282	425,26	486,29	2,53	45,31		19,09	13,60	
282-284	431,25	491,50	2,07	41,69		17,08	10,83	
284-286	451,44	428,50	2,91	79,41		19,20	12,92	
286-288	427,61	470,62	3,42	60,90		18,21	12,25	0,06

**ANEXO 2 – Concentração (mg Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Zr, Cu, Br, Y, Zn, Cr, Ni e Ag da vereda do Parque Nacional de Brasília (continua)**

Profundidade (cm)	Zr	Cu	Br	Y	Zn	Cr	Ni	Ag
	-----mg Kg <sup>-1</sup> -----							
0-2		700						
4-6								
6-8								
8-10	290	660			600			
10-12	600	810	56					
12-14		1190						
14-16		1710						
16-18								
18-20		1670						
20-22		1420						
22-24								
24-26								
26-28								
28-30		1990						
30-32		1580						
32-34								
34-36	480		49		610			
36-38	380							
38-40	340	580			500			990
40-42	530		59				1100	
42-44	350				500		930	
44-46	510				620			
46-48								
48-50	540	820						
50-52	310	460			410			370
52-54								
54-56	430	640						
56-58	440							
58-60	870		49				1150	1090
60-62	180						380	
62-64	500						1440	
64-66	530						1430	530
66-68		1430				2050	1840	
68-70								
70-72	80	210					300	150
72-74		1510					1830	
74-76	980	1220	83		940	1180	1510	
76-78	540	1200					1590	1770

**ANEXO 2 – Concentração (mg Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Zr, Cu, Br, Y, Zn, Cr, Ni e Ag da  
vereda do Parque Nacional de Brasília (continua)**

Profundidade (cm)	Zr	Cu	Br	Y	Zn	Cr	Ni	Ag
	-----mg Kg <sup>-1</sup> -----							
78-80	610	760	54					
80-82	740	790	46				1030	
82-84	770	930				760	1160	
84-86	780	1180				1110		
86-88	530					580		500
88-90	1080	1330						
90-92	350	280						
92-94	490							
94-96	190	280				350		
96-98	230	220						
98-100	730							
100-102		210						
102-104	250	360						
104-106	200	270						
106-108	580	970						
108-110	200	340						
110-112	500	1350						
112-114	930	2780				3300		1590
114-116	780	2210						880
116-118	250	480				350		
118-120	360	800		150				330
120-122	270	610						320
122-124	2080	4460						
124-126		380	11	150				
126-128		270		100				
128-130	970	1310		490				
130-132		2750	69					
132-134	850	2440						
134-136	360	670	19	140		610		
136-138		270	8	70	140	350		
138-140	280	300	10	80	130	550		
140-142	330	300	14	90	170	710		
142-144	210	320			190	640		
144-146	290	320	12	90	210	550		
146-148	1420	1260	58	420	770	1420		930
148-150		270	10	100	170	550		
150-152		240	9	70	190	590		
152-154	320	450			380	1630		



**ANEXO 2 – Concentração (mg Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Zr, Cu, Br, Y, Zn, Cr, Ni e Ag da vereda do Parque Nacional de Brasília (continua)**

Profundidade (cm)	Zr	Cu	Br	Y	Zn	Cr	Ni	Ag
-----mg Kg <sup>-1</sup> -----								
154-156		270		110	340	520		
156-158		260		110	270	630	190	
158-160	310	280	15	100	260	490		
160-162	170	480						300
162-164	1170	2120			1520			
164-166	960	2240						2740
166-168	340	430	21		310			
168-170	1140	2820			1970			
170-172	1400	1840	103		1380			
172-174	1710	3250			2020			
174-176	890	440	21		230			
176-178	350	440	21		300			380
178-180		710	28		560			
180-182	470	320	15	130	230	440	210	
182-184	470	270	15	110	200	690		
184-186	520	300	14	120	230	900		250
186-188	680	250	16	140	150	710		180
188-190	610	200	10	120	110	650		
190-192	850	180						220
192-194								
194-196	460	130		70		270		
196-198	950	250		130	150	470		
198-200	690	180		100		370		
200-202	930	200		110		370		
202-204	1300	170		130				
204-206	840			90		240		
206-208	1330			100		410		
208-210	780			50		280		
210-212	930			90				
212-214	690			70				
214-216	3110			100		480		
216-218	890	130		80	100	290		
218-220	860	260		70				
220-222	1010	110		80				
222-224	680	90		80	130			
224-226	660			40	90		70	
226-228	1020	140		80	140			420
228-230	910			80				160
230-232	800	100		60	100			150

**ANEXO 2 – Concentração (mg Kg<sup>-1</sup>) dos elementos Zr, Cu, Br, Y, Zn, Cr, Ni e Ag da vereda do Parque Nacional de Brasília**

Profundidade (cm)	Zr	Cu	Br	Y	Zn	Cr	Ni	Ag
-----mg Kg <sup>-1</sup> -----								
232-234	960			80				270
234-236	960			80	120			340
236-238	1800	160		140				
238-240	1330	150		70	100			250
240-242	970			50	110			
242-244	840			60	100			290
244-246	970	140		90	150			
246-248	830	110			120			
248-250	820			40	130			190
250-252	850			50				
252-254	670	160			90			
254-256	590							
256-258	1200							180
258-260	1340			70	170			130
260-262	770	100			170			290
262-264	440				130			
264-266	810	100		70	200			
266-268	730			70	150			
268-270	940			60	140			
270-272	930			60	180			
272-274	960			70	130			
274-276	950	110		60	170			140
276-278	830	110		70	150			140
278-280	780	100			180	330		
280-282	840			40	250			270
282-284	690			40	150			
284-286	920			70	240			
286-288	640	80		80	510			

**ANEXO 3 – Valores de COT, N, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  da vereda do Parque Nacional de Brasília** (continua)

<b>Profundidade</b>	<b>COT</b>	<b>N</b>	<b>C/N</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math></b>	<b><math>\delta^{15}\text{N}</math></b>
<b>(cm)</b>	<b>-----%-----</b>		<b>-</b>	<b>-----‰-----</b>	
0-2	40,41	1,97	20,53	-28,13	3,63
4-6	40,66	2,01	20,21	-28,12	3,64
6-8	40,75	2,05	19,93	-27,76	3,85
8-10	41,02	2,02	20,29	-27,33	4,27
10-12	42,79	1,90	22,57	-27,10	4,15
12-14	42,88	1,94	22,07	-26,96	3,95
14-16	43,72	1,83	23,94	-26,79	3,57
16-18	43,51	1,82	23,95	-26,80	3,71
18-20	45,84	1,51	30,32	-26,50	3,09
20-22	43,59	1,78	24,51	-26,79	3,86
22-24	44,64	1,54	29,05	-26,78	3,40
24-26	44,98	1,32	34,09	-26,69	2,93
26-28	47,31	1,20	39,37	-26,50	2,29
28-30	48,46	1,05	46,36	-26,45	1,61
30-32	47,62	1,14	41,85	-26,50	1,83
32-34	43,41	1,64	26,46	-26,44	3,43
34-36	40,95	1,80	22,77	-26,44	4,49
36-38	42,48	2,04	20,86	-26,60	5,41
38-40	41,46	2,09	19,85	-26,49	5,69
40-42	40,02	2,14	18,73	-26,52	5,81
42-44	41,04	2,06	19,93	-26,37	5,85
44-46	41,70	2,01	20,77	-26,56	6,02
46-48	42,30	1,76	24,02	-25,74	5,83
48-50	42,02	1,59	26,36	-25,52	5,68
50-52	41,19	1,49	27,57	-24,69	5,28
52-54	43,19	1,42	30,35	-24,49	4,85
54-56	43,97	1,47	29,95	-24,34	4,87
56-58	42,90	1,51	28,40	-25,29	5,26
58-60	43,14	1,59	27,17	-25,66	5,20
60-62	43,36	1,54	28,12	-26,21	4,95
62-64	45,16	1,61	28,11	-26,43	5,00
64-66	42,91	1,49	28,72	-26,61	4,69
66-68	41,98	1,44	29,18	-26,61	4,41
68-70	39,28	1,23	31,87	-26,48	4,45
70-72	42,04	1,37	30,72	-26,68	4,66
72-74	39,22	1,37	28,55	-26,64	4,75
74-76	42,71	1,43	29,80	-26,75	4,70
76-78	40,95	1,33	30,89	-26,79	4,87

**ANEXO 3 – Valores de COT, N, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  da vereda do Parque Nacional de Brasília** (continua)

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>COT -----%-----</b>	<b>N</b>	<b>C/N -</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math> -----‰-----</b>	<b><math>\delta^{15}\text{N}</math></b>
78-80	39,90	1,30	30,58	-26,32	5,17
80-82	38,89	1,23	31,62	-25,98	5,13
82-84	40,74	1,27	31,97	-26,19	4,89
84-86	40,92	0,91	45,02	-26,25	4,27
86-88	49,92	0,81	61,92	-26,20	3,45
88-90	37,76	1,03	36,70	-26,95	4,98
90-92	37,41	1,04	36,02	-26,97	5,01
92-94	47,24	0,74	64,25	-26,26	4,42
94-96	40,30	0,98	41,19	-26,61	4,59
96-98	39,15	0,91	43,03	-26,11	4,80
98-100	35,09	0,83	42,45	-24,90	5,14
100-102	38,20	0,87	43,69	-24,18	5,55
102-104	33,72	0,77	43,63	-23,87	4,92
104-106	36,82	0,89	41,58	-22,88	4,82
106-108	32,51	0,81	40,02	-19,65	4,79
108-110	34,25	0,86	40,04	-19,05	4,69
110-112	33,01	0,83	39,64	-17,81	4,47
112-114	28,72	0,74	38,96	-17,46	4,57
114-116	30,11	0,76	39,71	-17,48	4,32
116-118	34,18	0,85	40,28	-17,67	4,66
118-120	28,00	0,70	40,25	-17,68	4,60
120-122	33,28	0,84	39,48	-16,72	4,49
122-124	24,73	0,63	39,45	-16,64	4,52
124-126	32,84	0,77	42,66	-16,51	4,62
126-128	42,40	0,98	43,29	-16,54	4,58
128-130	33,45	0,79	42,16	-16,82	4,46
130-132	30,96	0,75	41,30	-17,66	4,62
132-134	35,35	0,86	40,97	-17,93	4,64
134-136	26,20	0,64	40,80	-18,77	4,50
136-138	36,57	0,88	41,45	-19,80	4,64
138-140	31,24	0,82	38,07	-20,52	4,99
140-142	31,51	0,85	37,23	-21,83	5,11
142-144	35,46	0,89	39,85	-23,71	4,84
144-146	36,35	0,96	37,83	-24,18	4,88
146-148	36,79	1,06	34,83	-22,29	4,99
148-150	32,69	0,93	35,00	-21,50	5,07
150-152	32,48	0,90	35,95	-20,93	4,91
152-154	26,13	0,72	36,16	-20,53	4,62

**ANEXO 3 – Valores de COT, N, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  da vereda do Parque Nacional de Brasília**

**(continua)**

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>COT -----%-----</b>	<b>N</b>	<b>C/N -</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math> -----‰-----</b>	<b><math>\delta^{15}\text{N}</math></b>
154-156	21,64	0,67	32,32	-21,18	4,57
156-158	20,87	0,65	31,90	-22,03	4,55
158-160	31,31	1,06	29,51	-22,04	5,00
160-162	31,24	1,06	29,45	-22,23	4,58
162-164	33,80	1,10	30,84	-21,66	4,49
164-166	34,03	1,13	30,12	-22,16	4,16
166-168	35,56	1,17	30,46	-22,53	3,76
168-170	34,58	1,16	29,91	-23,08	3,42
170-172	36,29	1,21	29,89	-23,18	3,05
172-174	22,78	0,77	29,76	-23,54	2,73
174-176	36,29	1,22	29,81	-24,18	2,45
176-178	32,81	1,07	30,53	-24,04	3,18
178-180	26,17	0,93	28,06	-23,94	2,96
180-182	24,10	0,88	27,37	-24,35	3,07
182-184	18,27	0,68	26,74	-23,20	3,16
184-186	13,61	0,51	26,44	-22,27	4,29
186-188	13,98	0,50	27,96	-21,68	3,91
188-190	12,60	0,44	28,75	-21,74	4,02
190-192	11,82	0,41	28,67	-22,52	3,03
192-194	11,83	0,40	29,61	-22,88	3,13
194-196	11,62	0,38	30,64	-21,26	3,17
196-198	10,79	0,36	30,13	-22,46	3,07
198-200	12,35	0,40	30,58	-22,73	2,63
200-202	8,99	0,30	30,29	-21,59	2,68
202-204	5,84	0,19	30,83	-20,97	3,40
204-206	4,86	0,16	30,44	-20,06	3,20
206-208	4,06	0,14	29,69	-19,25	3,28
208-210	3,40	0,12	28,87	-18,45	5,15
210-212	2,91	0,10	27,94	-17,38	5,42
212-214	2,75	0,10	28,75	-16,84	5,45
214-216	1,79	0,06	29,43	-17,17	4,17
216-218	1,21	0,04	28,90	-16,93	5,40
218-220	1,03	0,04	27,97	-15,77	7,52
220-222	0,67	0,03	26,64	-16,11	6,57
222-224	0,65	0,02	26,10	-15,96	6,36
224-226	0,70	0,03	25,75	-15,78	7,14
226-228	0,57	0,02	25,54	-16,04	6,83
228-230	0,48	0,02	25,83	-15,30	7,31

**ANEXO 3 – Valores de COT, N, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  da vereda do Parque Nacional de Brasília**

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>COT -----‰-----</b>	<b>N</b>	<b>C/N -</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math> -----‰-----</b>	<b><math>\delta^{15}\text{N}</math></b>
230-232	0,54	0,02	26,38	-15,77	6,40
232-234	0,40	0,02	26,17	-16,11	5,86
234-236	0,48	0,02	25,98	-15,79	7,49
236-238	0,47	0,02	26,85	-15,64	6,55
238-240	0,53	0,02	26,28	-15,22	7,70
240-242	0,45	0,02	25,94	-16,27	6,36
242-244	0,42	0,02	24,96	-16,12	5,50
244-246	0,42	0,02	26,85	-16,11	7,32
246-248	0,43	0,02	27,19	-16,24	8,71
248-250	0,40	0,02	26,51	-16,43	6,26
250-252	0,24	0,01	27,06	-17,27	7,33
252-254	0,30	0,01	28,16	-17,17	6,98
254-256	0,30	0,01	28,10	-16,79	8,59
256-258	0,30	0,01	27,14	-17,07	6,92
258-260	0,34	0,01	26,68	-16,28	6,76
260-262	0,33	0,01	27,64	-16,84	9,29
262-264	0,24	0,01	26,87	-15,87	8,60
264-266	0,29	0,01	27,45	-16,48	5,77
266-268	0,28	0,01	27,51	-14,96	7,47
268-270	0,30	0,01	28,82	-17,15	6,40
270-272	0,31	0,01	27,94	-16,41	7,41
272-274	0,32	0,01	27,07	-15,26	6,51
274-276	0,39	0,01	27,03	-15,85	5,17
276-278	0,53	0,02	27,65	-15,09	9,24
278-280	0,45	0,02	27,85	-15,87	7,42
280-282	0,51	0,02	27,31	-15,75	7,96
282-284	0,45	0,02	27,99	-15,42	7,84
284-286	0,42	0,01	28,71	-16,49	8,40
286-288	0,42	0,01	29,23	-15,95	5,16