



UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI
Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal

CAMILA RODRIGUES COSTA

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E RELAÇÕES ENTRE A
GÊNESE DE TURFEIRAS E O ESTABELECIMENTO DE CAPÕES DE
MATA NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS,
BRASIL**

2023

CAMILA RODRIGUES COSTA

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E RELAÇÕES ENTRE A
GÊNESE DE TURFEIRAS E O ESTABELECIMENTO DE CAPÕES DE
MATA NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS,
BRASIL**

Tese apresentada à Universidade Federal dos Vales
do Jequitinhonha e Mucuri como parte das exigências
do Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal
para obtenção do título de “Doutor”.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Christófaros Silva
Coorientador: Prof^a. Dr^a. Cynthia F. Pinto da Luz

DIAMANTINA
MINAS GERAIS - BRASIL
2023

C838 Costa, Camila Rodrigues

2023 RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E RELAÇÕES ENTRE A GÊNESE
DETURFEIRAS E O ESTABELECIMENTO DE CAPÕES DE MATA NA SERRA
DO

ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL [manuscrito]/

Camila Rodrigues Costa. -- Diamantina, 2023.

157 p. : il.

Orientador: Prof. Alexandre Christofaro Silva.

Coorientador: Prof. Cynthia Fernandes Pinto da Luz.

Tese (Doutorado em Produção Vegetal) -- Universidade

Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Programa de Pós-Graduação em
Produção Vegetal, Diamantina, 2023.

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



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO

UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI

Reconstituição paleoambiental e relações entre a gênese de turfeiras e o estabelecimento de Capões de Mata na Serra do Espinhaço Meridional, MinasGerais, Brasil

CAMILA RODRIGUES COSTA

Tese apresentada ao programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Doutorado, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Produção Vegetal.

Orientador: Prof. Alexandre Christofaro Silva

Data de aprovação 27/01/2023

Prof. Alexandre Christofaro Silva - (UFVJM)

Documento assinado digitalmente
gov.br ALEXANDRE CHRISTOFARO SILVA
Data: 27/01/2023 17:25:49-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Heloisa Helena Gomes Coe - (UERJ)

Documento assinado digitalmente
gov.br HELOISA HELENA GOMES COE
Data: 27/01/2023 17:42:25-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Ingrid Horák-Terra - (UFVJM)

Documento assinado digitalmente
gov.br INGRID HORAK TERRA
Data: 27/01/2023 17:31:39-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Diego Tassinari - (UFVJM)

Documento assinado digitalmente
gov.br DIEGO TASSINARI
Data: 27/01/2023 17:52:08-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus.

Aos meus pais Maria Helena Costa Rodrigues e José Maria Lopes Rodrigues por todo apoio nesses muitos anos de vida acadêmica, pelo exemplo de retidão de caráter, pelo carinho e amor a mim ofertados que, mesmo estando longe, se fizeram presentes em minha vida.

À Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri por me acolher, por contribuir para minha formação profissional e pelos ótimos momentos vividos nesta instituição.

Ao Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal pela oportunidade de realizar o curso.

A presente tese foi realizada com apoio Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) – processos 303666/2018-8, 408162/2018-0, 441335/2020-9 e 302969/2021-7; Fundação de Amparo à Pesquisa do estado de Minas Gerais (FAPEMIG) – processos CRA/APQ 0100-18 e APQ-03364-21 e CAG/PPM 00568-16. Agradeço a CAPES, CNPq e FAPEMIG pela bolsa e recursos financeiros para a realização do projeto.

Ao Parque Estadual do Rio Preto por permitir a utilização da área para esse estudo.

Ao meu Orientador professor Dr. Alexandre Christóvão Silva, UFVJM, por ter me recebido de braços abertos e sempre de ótimo humor, pela paciência, confiança, incentivo e principalmente pelos conhecimentos transmitidos, fica aqui registrado minha imensa admiração.

À professora Dra. Ingrid Horák-Terra, UFVJM, pela constante atenção e durante todos esses anos de trabalho.

Ao Dr. Abrão Viana, não só pelo apoio durante a realização das análises, mas por todo aprendizado e amizade.

À Engenheira Florestal Isabella Braga que muito me ajudou nos trabalhos de campo e na tabulação dos dados.

Enfim, a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho fica aqui meu muito obrigada.

RESUMO

CAMILA RODRIGUES COSTA. **Reconstituição paleoambiental e relações entre a gênese de turfeiras e o estabelecimento de Capões de Mata na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.** 2023. 123p. (Tese - Doutorado em Produção Vegetal) – Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2023.

As turfeiras são ecossistemas transicionais entre ambientes terrestres e aquáticos. Esses ambientes se formam a partir do acúmulo sequencial da matéria orgânica, que permanece preservada ao longo do tempo. Devido a essa capacidade de preservação do material orgânico, uma das muitas funções das turfeiras é a de atuar como arquivos de mudanças paleoambientais. As turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) são ecossistemas complexos, atualmente colonizados por fitofisionomias de Campo Limpo Úmido e formações florestais chamadas de Capão de Mata. Apesar das áreas de campo serem estudadas há algum tempo, ainda são escassos os conhecimentos a respeito do estabelecimento dos Capões de Mata nos ecossistemas de turfeira da SdEM. Nesse sentido, os objetivos desse estudo foram: a) avançar nos estudos de reconstituição ambiental a partir de análise multiproxy de dados de amostras de turfa de testemunhos coletados nessas turfeiras e b) contribuir para o entendimento dos processos que levaram à gênese e formação das turfeiras e suas relações com o estabelecimento dos capões. Foram estudadas três turfeiras da SdEM situadas em diferentes posições altimétricas (Rio Preto e Rio Araçuaí – 1600 m; Pinheiro – 1250m), a partir da análise de amostras dos testemunhos coletados sob as fitofisionomias de Capão de Mata e Campo Limpo Úmido. Foi realizada a descrição morfológica e determinadas a composição elementar, geoquímica, isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), além de datações radiocarbônicas (^{14}C). Também foram realizadas análises de fitólitos em amostras de turfa do testemunho coletado sob Campo Limpo Úmido (turfeira Rio Araçuaí). A análise conjunta dos proxys ambientais obtidos a partir de amostras de turfa do testemunho da turfeira rio Araçuaí permitiu inferir cinco fases de mudanças paleoambientais durante os últimos 8,9 k anos cal. AP: Fase I (8,9 a 6,6 k anos cal. AP) - ambiente local frio, muito úmido e com instabilidade da bacia hidrográfica; Fase II (6,6 a 3,9 k anos cal. AP) - ambiente local muito frio, com umidade reduzida em relação à fase anterior e maior estabilidade na bacia hidrográfica; Fase III (3,9 a 2,1 k anos cal. AP) - ambiente local mais quente e seco e instabilidade na bacia hidrográfica, com episódio de queda de temperatura e aumento de umidade no meio da fase; Fase IV (2,1 k a 0,25 k anos cal. AP) - clima mais frio, aumento da umidade do ambiente local e maior estabilidade na bacia hidrográfica; Fase V (0,25 k anos cal. AP até o presente) - aumento da temperatura, diminuição da umidade e aumento da instabilidade na bacia hidrográfica, possivelmente influenciada pela atividade humana. A gênese dos ecossistemas de turfeiras da SdEM e o estabelecimento dos Capões de Mata foram influenciados pela altitude: nas menores altitudes (Turfeira Pinheiro) as turfeiras começaram a se formar no Pleistoceno Tardio (33,3 k anos cal. AP) e os Capões de Mata se estabeleceram a partir da segunda metade do Holoceno (Holoceno Megalaino - 2,8 k anos cal. AP); nas maiores altitudes (Rio Preto) as turfeiras começaram a se formar na primeira metade do Holoceno (transição Holoceno Gronelandês/ Nortegripiano) e os capões se estabeleceram a partir do final do Holoceno Megalaino (1,7 k anos cal. AP). As condições topográficas locais influenciaram o nível do lençol freático e, conseqüentemente o estabelecimento dos Capões de Mata. A análise multiproxy dos dados obtidos a partir do testemunho orgânico da turfeira Pinheiro, coletado sob Capão de Mata, indicou quatro fases de mudanças paleoambientais: Fase I (33,3 a 32 k anos cal. AP) - período de forte

instabilidade (local e regional), com maior ocorrência de plantas C4, provavelmente o capão de mata ainda não havia se estabelecido; Fase II (32 a 24,2 k anos cal. AP) - aumento do acúmulo de MO, principalmente no início da fase, diminuição da instabilidade da paisagem local e maior participação de material mineral regional; Fase III (24,2 a 5,4 k anos cal. AP) - aumento da instabilidade da paisagem local, com expansão de plantas C4 e aumento de participação de algas, apesar de ainda ocorrer um predomínio de plantas terrestres; Fase IV) (últimos 5,4 k anos cal. AP) - mudança no predomínio de espécies de plantas C4 para C3, indicando o estabelecimento do capão de mata e do aumento da participação de algas, o que pode estar relacionado a um ambiente mais úmido. Dado o valor dos ecossistemas de turfeiras da SdEM como arquivos de mudanças paleoambientais, é premente a proteção integral desses ecossistemas.

Palavras-chave: Composição elementar, composição isotópica, geoquímica, fitólitos, datações radiocarbônicas, análise de componentes principais.

ABSTRACT

CAMILA RODRIGUES COSTA. **Paleoenvironmental reconstruction and relationships between the genesis of peatland and the establishment of *Capões de Mata* in the Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil.** 2023. 157p. Thesis Dissertation (Doctorate in Vegetable Production) – Federal University of the Jequitinhonha and Mucuri Valley, Diamantina, 2023.

Peatlands are transitional ecosystems between terrestrial and aquatic environments. These environments arise from the sequential accumulation of organic matter, which remains preserved over time. Due to this ability to preserve organic material, one of the many functions of peat bogs is to act as archives of paleoenvironmental changes. The peatlands of Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) are complex ecosystems, currently colonized by *Campo Limpo Úmido* phytophysionomies and forest formations called *Capão de Mata*. Although the field areas have been studied for some time, knowledge about the *Capões de Mata* of the peat bogs of SdEM is still scarce. In this sense, the main objective of this study is to contribute to the understanding of the processes that led to the genesis and formation of SdEM peatland. And from this, make inferences about the *Capões de Mata* present in the peatlands of SdEM. To achieve this objective, three peatlands of SdEM were studied (Rio Preto; Rio Araçuaí and Pinheiro peatland) in different altimetric positions and different phytophysionomies (*Capão de Mata* and *Campo Limpo Úmido*). The stratigraphic, elemental, isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) and chronological (^{14}C) properties were analyzed. Phytolith analysis was also carried out in the *Campo Limpo Úmido* core (Araçuaí River peatland). The joint analysis of the environmental proxys allowed inferring five phases of paleoenvironmental changes during the last 8.9 k years cal. BP: Phase I – 8.9 to 6.6 k cal years BP - cold local environment, very humid and with instability in the hydrographic basin; Phase II – 6.6 to 3.9 k cal years BP very cold local environment, with reduced humidity compared to the previous phase and greater stability in the watershed; Phase III – 3.9 to 2.1 k cal years BP. hotter and drier local environment) and instability in the watershed, with an episode of temperature drop and humidity increase in the middle of the phase; Fase IV – 2,1 k to 0,25 cal year cal colder climate, increased humidity of the local environment and greater stability in the watershed; Phase V – 0.25 k cal years. BP to present Increased temperature, decreased humidity and increased instability in the watershed, possibly influenced by human activity. The cores from under *Capão de Mata* of SdEM were influenced by altitude: at lower altitudes (Pinheiro) the peatlant began to form in the Late Pleistocene and the capões were established from the Second Half of the Holocene; at higher altitudes (Rio Preto) peatland

began to form in the Holocene and capões were established from the Megalaino Holocene onwards. The local topographical conditions influenced the water table level and consequently the establishment of forest patches. The dataset of the Pleistocene core of the Pinheiro peatland indicated four phases of paleoenvironmental changes: I) between 33.3 and 32 k years cal. BP, period of strong instability (local and regional), with a higher occurrence of C4 plants, probably the forest patch had not yet been established itself; II) 32 and 24.2 k years cal. BP, increase in OM accumulation, mainly at the beginning of the phase, decrease in instability of the local landscape and greater participation of regional mineral material; IV) last 5.4 k years cal. BP, show a plant change from C4 to C3, indicating the establishment of the *Capão de Mata*; there are indications of increased participation of algae that may be related to a more humid environment. Given the value of peatland as archives of paleoenvironmental changes, and due to other environmental functions, full protection of these environments is justifiable.

Key words: *apão de Mata*, elemental composition, isotopic composition, radiocarbon dating, principal component analysis.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Local de coleta dos testemunhos nos ecossistemas das turfeiras Pinheiro, Rio Araçuaí e Rio Preto, na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil	3
ARTIGO CIENTÍFICO I. Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil	
Figura 1 Location of the Araçuaí River peatland: (A) Geographical distribution of Brazilian Biomes with the location of Serra do Espinhaço Meridional; (B) study site within the Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Other palaeoclimate records: 1 - Preto River peatland (Costa, 2018; Machado et al., 2021); 2 - Pinheiro peatland (Horák-Terra et al., 2020); Pau de Fruta peatland (Horák-Terra et al., 2015); (C) Elevation map of the drainage area of the Rio Araçuaí peatland with the location and boundary of the peatland recharge area and the sampling point; (D) Current image of the Rio Araçuaí peatland.	12
Figura 2 Description of the AR core	14
Figura 3 Age–depth model of the AR core fitted with the Bacon package (Blaauw and Christen, 2011) using the dating for the peat samples of the upper 1 m of the core and Southern Hemisphere calibration curve (SHCal20)	18
Figura 4 Phytoliths observed in the Araçuaí peatland: A) Bulliform flabellate; B and C) Elongate dentate; D) Bilobate; E) Spheroid ornate; F) Trapezoid; G and H) Blocky; I) Saddle	24
Figura 5 Paleoenvironmental phases inferred from the AR core	30
Figura 6 Simplified representation of climate change along the Holocene in peatland records from the Serra do Espinhaço Meridional.	34
ARTIGO CIENTÍFICO II. Relações entre a gênese das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional e o estabelecimento de cobertura vegetal florestal (capão de mata)	
Figura 1 Localização das áreas de estudo. (A) Parte da América do Sul com o Brasil; (B) Mapa de elevação da Serra do Espinhaço Meridional; (C) turfeira Pinheiro com pontos de coleta dos testemunhos; (D) turfeira Rio Preto com pontos de coleta dos testemunhos.	49
Figura 2 Capões de Floresta Estacional Semidecidual da turfeira Pinheiro. (A) na transição entre a turfeira e o solo mineral (PIB); (B) totalmente inserido na turfeira (PIA).	50
Figura 3 Capões de Floresta Estacional Semidecidual da turfeira Rio Preto. (A) na transição entre a turfeira e o solo mineral (RPA); (B) totalmente inserido na turfeira (RPB)	51
Figura 4 (A) Coleta dos testemunhos; (B) Descrição dos testemunhos.	52
Figura 5 (A) Analisador elementar LECO® CHNS/O; (B) Espectrômetro de Massa Shimadzu EDX-720; (C) Espectrômetro de Massa	53
Figura 6 Descrição morfológica dos testemunhos coletados sob vegetação de Capão de Mata nas turfeiras Pinheiro (PIA e PIB) e Rio Preto (RPA e RPB)	56
Figura 7 Valores de carbono; nitrogênio, razão C/N; hidrogênio e oxigênio dos testemunhos estudados	59
Figura 8 Valores de silício; alumínio; titânio; ferro e zircônio dos testemunhos estudados.	61
Figura 9 Resultados do teste de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição elementar na camada orgânica dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn)	61

	encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos	
Figura 10	Resultados dos testes de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição elementar nas camadas inorgânicas dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn) encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos	62
Figura 11	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) dos testemunhos coletados sob vegetação de Capão de Mata nas turfeiras Pinheiro (PIA e PIB) e Rio Preto (RPA e RPB) Resultados dos testes de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição isotópica na camada inorgânica dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn) encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos	63
Figura 12	Modelo idade-profundidade pelo pacote Bacon (BLAAUW e CHRISTENY, 2011) usando a datação dos testemunhos estudados usando a e curva de calibração SHCal20 (HOGG et al., 2020)	63
Figura 13	Correlação de Pearson (r) entre as composições elementares e isotópicas dos testemunhos das turfeiras Pinheiro e Rio Preto. As variáveis estão plotadas horizontal. O aumento da intensidade da cor azul indica aumento de correlação positiva entre as variáveis e o aumento da intensidade da cor vermelha indica aumento de correlação negativa entre as variáveis.	64
Figura 14	Fator de carga para as componentes principais e fracionamento das comunalidades do conjunto de dados obtidas pelas Análises por Componentes Principais dos testemunhos das turfeiras Pinheiro e Rio Preto	66
Figura 15	Distribuição dos escores fatoriais dos três componentes principais para os quatro testemunhos coletados sob área de Capão de Mata da Serra do Espinhaço Meridional.	67
ARTIGO CIENTÍFICO II. Gênese e Dinâmica Paleoambiental de Registro de Turfeira Tropical de Montanha Sob Cobertura Florestal (Capão De Mata)		
Figura 1	Localização da Turfeira Pinheiro: (A) Distribuição Geográfica do Biomas do Brasil; (B) Serra do Espinhaço Meridional com a marcação da área de estudo; (C) Imagem de satélite da turfeira Pinheiro com o capão estudado em destaque; (D) Foto do local de amostragem	85
Figura 2	Coleta do testemunho PIB	86
Figura 3	Descrição, amostragem e preparo das amostras do testemunho PIB	87

Figura 4	(A) Analisador elementar LECO® CHNS/O; (B) Espectrômetro de Massa Shimadzu EDX-720; (C) Espectrômetro de Massa	88
Figura 5	Morfologia da camada orgânica testemunho PI coletado sob vegetação de capão de mata na turfeira Pinheiro.	91
Figura 6	Modelo idade-profundidade pelo pacote Bacon (BLAAUW; CHRISTENY, 2011) do testemunho PIB utilizando a curva de calibração SHCal20. (HOGG et al., 2020).	91
Figura 7	Valores de C, N, H, O (%) e razão C/N no testemunho PIB	94
Figura 8	Valores de Si, Al, Fe, S, P, Ti (%) no testemunho PI.	95
Figura 9	Valores de K, Mn, Zr, Y, Nb e Ga (%) no testemunho PI	96
Figura 10	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ no testemunho PI.	93
Figura 11	Correlação entre a matriz de dados das amostras do testemunho PIB. As variáveis estão plotadas horizontal e na vertical à direita. A coluna vertical à esquerda apresenta os valores da correlação de Pearson (r). O aumento da intensidade da cor azul indica aumento de correlação positiva entre as variáveis e o aumento da intensidade da cor vermelha indica aumento de correlação negativa entre as variáveis. No corpo da figura esferas maiores representam correlação elevada e esferas menores representam correlação baixa.	98
Figura 12	Cargas fatoriais para a componente principais e fracionamento das comunalidades da matriz de dados obtidas pela análise de componentes principais do testemunho PIB	98
Figura 13	Distribuição dos escores fatoriais para os três componentes principais extraídos dos conjuntos de dados do testemunho PI.	100

LISTA DE TABELAS

ARTIGO CIENTÍFICO I. Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil		Pág.
Tabela 1	AMS radiocarbon ages and accumulation rates of the AR core	17
Tabela 2	Factor loadings for the three principal components (PC) extracted by the PCA using the geochemical composition of the AR core samples.	20
Tabela 3	Results of phytolith analysis of the AR core.	26
ARTIGO CIENTÍFICO II. Gênese e Dinâmica Paleoambiental de Registro de Turfeira Tropical de Montanha Sob Cobertura Florestal (Capão De Mata)		
Tabela 1	Idades radiocarbônicas determinadas pela técnica de Espectrometria de Aceleração de Massas (AMS), teor de C das camadas datadas, crescimento vertical e taxa de acúmulo de carbono dos ecossistemas de turfeira sob Capão de Mata.	64
ARTIGO CIENTÍFICO II. Relações entre a gênese das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional e o estabelecimento de cobertura vegetal florestal (capão de mata)		
Tabela 1	Idades radiocarbônicas e taxas de sedimentação do testemunho PIB.	91

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL	Erro! Indicador não definido.
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	4
Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil	
1. Introduction	9
2. Study area	12
3. Materials and methods	13
3.2 <i>Elemental and isotopic composition</i>	14
3.3 <i>Phytoliths</i>	15
3.4 <i>Radiocarbon dating</i>	16
3.5 <i>Statistical analysis</i>	16
4. Results and discussion	17
4.1 <i>¹⁴C dating</i>	17
4.2 <i>TOC, TN and C/N ratio</i>	17
4.3 <i>Isotopic Composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$)</i>	19
4.4 <i>Geochemical composition</i>	20
4.5 <i>Phytoliths</i>	22
4.6 <i>Chronology of paleoenvironmental changes</i>	27
4.6 <i>Holocene paleoenvironmental changes in the Serra do Espinhaço Meridional region</i>	32
5. Conclusion	33
References	36
Relações entre a gênese das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional e o estabelecimento de cobertura vegetal florestal (capão de mata)	
1 Introdução	47
2 Material e métodos	48
2.1 Áreas de Estudo	48
2.2 Amostragem e descrição dos testemunhos	51
2.3 Composição elementar e composição isotópica de carbono e nitrogênio	52
2.4 Datação por radiocarbono	53
2.5 Análise estatística	54
3 Resultados	55
3.1 Estratigrafia	54

3.2 Composição elementar orgânica e inorgânica.....	55
3.3 Composição Isotópica.....	57
3.4 Cronologia dos eventos.....	64
3.5 Análise de Componentes Principais (ACP).....	65
4 Discussão.....	68
4.1 Entrada de Material orgânico e inorgânico.....	68
4.2 Entrada de material mineral regional (poeira regional).....	69
4.3 Potencial Redox e fontes de matéria orgânica.....	70
4.4 Dinâmica paleoambiental.....	73
5 Conclusões.....	76
Referências.....	77
Gênese e Dinâmica Paleoambiental de Registro de Turfeira Tropical de Montanha Sob Cobertura Florestal (Capão De Mata)	
1. Introdução.....	83
2. Material e Métodos.....	87
2.1 Área de estudo.....	84
2.2 Coleta do testemunho.....	86
2.3 Descrição e amostragem.....	87
2.4 Composição elementar e isotópica de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$).....	87
2.5 Datação por radiocarbono.....	88
2.3 Análises estatísticas.....	89
3. Resultados.....	89
3.1 Morfologia do testemunho.....	89
3.2 Cronologia.....	90
3.3 Composição elementar.....	92
3.4 Composição isotópica.....	92
3.5 Análise de componentes principais.....	97
3.5.1 <i>Entrada de Materiais Minerai s e Orgânicos</i>	99
3.5.3 <i>Condição Hidrológica</i>	102
3.6 Dinâmica paleoambiental.....	103
4. Conclusões.....	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	104
Considerações Finais.....	110
Anexo.....	111

INTRODUÇÃO GERAL

As turfeiras são ecossistemas de transição entre os ambientes terrestres e aquáticos, originárias da lenta decomposição de resíduos vegetais (KRÜGER et al., 2015; REZANEZHAD et al., 2016). Devido às condições de saturação com água, pouca disponibilidade de nutrientes, baixo pH e escassez de oxigênio, ocorre o desbalanço entre os processos de deposição e decomposição, levando ao acúmulo de material orgânico (MOORE, 1997; COSTA et al., 2003; CAMPOS et al., 2012; SILVA et al., 2013).

Os ecossistemas de turfeiras ocupam 4.877.542 km², o que corresponde a 3,8% da área dos continentes e ilhas do Planeta Terra (UNEP, 2022). A maioria dos ecossistemas de turfeira ocorrem em regiões boreais e temperadas, e aproximadamente 27% localizam-se nas regiões tropicais. No Brasil, elas ocupam uma área de 260.195 km² (englobando também os ecossistemas de veredas), o que corresponde a 3% do território nacional (UNEP, 2022).

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), foi alçada à condição de Reserva da Biosfera Terrestre pela ONU (Organização das Nações Unidas) em 2004 (SILVA et al., 2005) e também ganhou, em 2019, o reconhecimento da Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura (FAO) passando a fazer parte do seletivo grupo dos “Sistemas Importantes do Patrimônio Agrícola Mundial - SIPAM”, devido à coleta de sempre-vivas pelas populações tradicionais, atividade que abrange os ecossistemas de turfeiras (SILVA et al., 2022).

Essa Serra é considerada arcabouço de turfeiras de montanha do Brasil (SILVA et al., 2020), uma vez que apresenta extensas áreas de turfeiras, formadas nas depressões de superfícies de aplainamento embasadas por quartzitos, e que anteriormente eram preenchidas por rochas mais susceptíveis ao intemperismo (filitos, rochas metabásicas), onde a anoxia provocada pela saturação com água favorece o acúmulo do material orgânico. Essas turfeiras são colonizadas por fitofisionomias de Campo Limpo Úmido e formações florestais agrupadas em manchas, conhecidas localmente como “Capões de Mata”, a última com grande contribuição de espécies de floresta semidecídua e montana (GONÇALVES et al., 2020; GONÇALVES, 2021).

Apesar dos ecossistemas de turfeiras não apresentarem grande potencial agrícola, entregam importantes serviços ambientais. As turfeiras estocam grandes quantidades de carbono, sendo fundamentais para mitigação do aquecimento global (GORHAM, 1991; CAMPOS et al., 2010). Elas também atuam como grandes reservatórios de água, sendo importantes para o controle hidrológico (LÉVESQUE; DÍNEL, 1982; BISPO et al., 2016;

REZANEZHAD et al., 2016). As turfeiras ainda são consideradas verdadeiros arquivos de mudanças paleoambientais pois, devido à sua capacidade de preservação de diversos proxies ambientais (palinomorfos; fitólitos; fragmentos de carvão; elementos orgânicos e inorgânicos; isótopos estáveis de carbono e nitrogênio, dentre outros), é possível reconstituir a vegetação, a hidrologia e a geoquímica no momento de sua deposição (HORÁK-TERRA et al., 2014).

O entendimento das dinâmicas ambientais pretéritas é crucial para a compreensão dos processos ambientais modernos, além de permitir um relacionamento mais harmonioso do homem com a natureza, e possibilitar a previsão de mudanças ambientais, induzidas ou não pelo homem (MAYEWSKI et al., 2004; WANNER et al., 2008). Nesse sentido, as turfeiras tropicais de montanha da SdEM são uma excelente ferramenta para auxiliar a compreensão da evolução do paleoambiente.

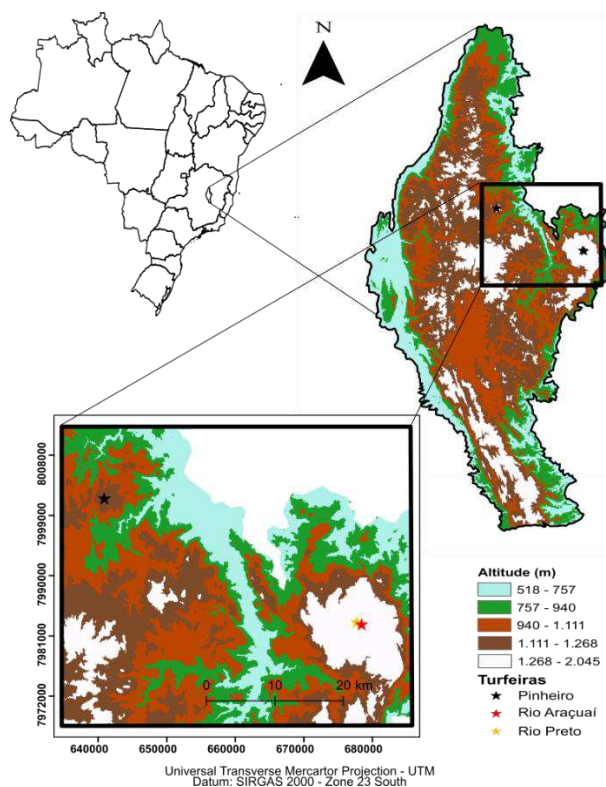
Apesar das turfeiras da SdEM serem utilizadas há algum tempo para compreender a dinâmica paleoambiental (SILVA et al., 2009a, 2009b, 2013, 2017, 2019, 2020; HORÁK et al., 2011; SILVA e SILVA, 2016; SCHELLEKENS et al., 2014; HORÁK-TERRA et al., 2014, 2015, 2020, COSTA, 2018; MACHADO et al., 2021; COSTA et al., 2022a, 2022b TASSINARI et al., 2022), ainda há muito a se aprender sobre esses valiosos sistemas. Um dos mais intrigantes enigmas a respeito desses ecossistemas é a presença dos Capões de Mata.

Nesse sentido, os objetivos desse estudo foram: a) avançar nos estudos de reconstituição ambiental a partir de análise multiproxy de dados de amostras de turfa de testemunhos coletados nessas turfeiras e b) contribuir para o entendimento dos processos que levaram à pedogênese das turfeiras e suas relações com o estabelecimento dos capões. Foram estudadas três turfeiras da SdEM situadas em diferentes posições altimétricas (Rio Preto e Rio Araçuaí – 1600 m; Pinheiro – 1250m), a partir da análise de amostras de turfa coletadas dos testemunhos obtidos sob as fitofisionomias de Capão de Mata e Campo Limpo Úmido (FIG. 1). Foi realizada a descrição morfológica dos testemunhos e, nas amostras de turfa, foram determinadas a composição elementar, geoquímica, isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), além de datações radiocarbônicas (^{14}C). Também foram realizadas análises de fitólitos em amostras de turfa do testemunho coletado sob Campo Limpo Úmido (turfeira Rio Araçuaí).

O presente estudo é constituído por três capítulos estruturados como artigos científicos. O primeiro artigo, já publicado, intitulado “*Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional,*

Brazil”, apresenta um registro Holocênico de Campo Limpo Úmido da turfeira do Rio Araçuaí, onde se utilizou a composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), geoquímica ambiental, análise de fitólitos e datações por ^{14}C para inferir fases de mudanças paleoambientais.

Figura 1. Local de coleta dos testemunhos nos ecossistemas das turfeiras Pinheiro, Rio Araçuaí e Rio Preto, na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.



No segundo artigo, intitulado “Relações entre a gênese das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional e o estabelecimento de cobertura vegetal florestal (Capão de Mata)”, foram estudados quatro testemunhos de duas turfeiras de diferentes posições altimétricas (turfeiras Pinheiro e Rio Preto), para aprofundar os conhecimentos a respeito dos processos que controlam a origem e evolução cronológica dos Capões de Mata associados aos ecossistemas de turfeiras.

O terceiro e último artigo, intitulado “Gênese e Dinâmica Paleoambiental de Ecossistema de Turfeira Tropical de Montanha sob Cobertura Florestal (Capão de Mata)”, traz um registro Pleistocênico da turfeira Pinheiro coletado sob Capão de Mata, onde as composições elementares e isotópicas e a descrição morfológica do testemunho foram empregadas em conjunto para inferir os processos que controlam a gênese e formação da turfeira e a origem dos Capões de Mata. Neste capítulo/artigo foi considerado apenas a

camada orgânica do mesmo testemunho de transição da turfeira Pinheiro, apresentado no segundo capítulo/artigo.

Além do conhecimento sobre os processos de formação de turfeiras da SdEM, estabelecimento dos Capões de Mata e sobre a dinâmica paleoambiental, os resultados desse estudo constituem fonte de informações para órgãos e programas nacionais e internacionais relacionados à conservação de turfeiras, contribuindo assim para a proteção desses importantes ecossistemas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BISPO, D.F.A. et al. Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. **Catena**, 143, 18–25. 2016.

CAMPOS, J.R. DA R. et al. Pedochronology and development of peat bog in the environmental protection area pau-defruta - Diamantine, Brazil. **Rev. Bras. Cienc. Do Solo** 34, 1965–1975. 2010.

CAMPOS, J.R.D.R. et al. Mapping, organic matter mass and water volume of a peatland in Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira De Ciência Do Solo**, 36, 723-7322012.

COSTA, C. R. et al. Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, 116, 103795. 2022a.

Costa, C. R. et al. Paleoenvironmental dynamics in central-eastern Brazil during the last 23 000 years: tropical peatland record in the Cerrado biome. **Journal Of Quaternary Science**, 2022.

COSTA, C. S. B. et al. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 17, n. 2, p. 203-212, 2003.

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

GONÇALVES, T. S. **Origem e Evolução Fitogeográfica dos Capões de Mata Associados aos Ecossistemas de Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – Mg. Diamantina**. 2021. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, Universidade Federal dos vales do Jequitinhonha e Mucuri. 2021.

GONÇALVES, T. S. et al. The Capões of Seasonal Semi-deciduous Forest in the Cerrados and Rupestrian Fields of the Espinhaço Chain. **International Journal Of Geoscience, Engineering And Technology**, 1(1), 43-48. (2020).

GORHAM E. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming on JSTOR. **Ecol. Appl.** 1, 182–195. 1991.

- HORÁK, I. et al. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Rev. Bras. Ciência do Solo** 35, 41–52. 2011.
- HORÁK-TERRA, I. et al. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a bp peat record in the Cerrado biome. **J. Quat. Sci.** 35, 664–676. 2020.
- HORÁK-TERRA, I. et al. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain peatlands from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. **Geoderma** 232 (234), 183–197. 2014.
- HORÁK-TERRA, I. et al. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 437, 117–131. 2015.
- KRÜGER, J. P. et al. Biogeochemical indicators of peatland degradation – a case study of a temperate bog in northern Germany. **Biogeosciences**, v. 12, n. 10, p. 2861–2871, 19 maio 2015.
- LÉVESQUE, M.; DÍNEL, H. Some morphological and chemical aspects of peats applied to the characterization of histosols. **Soil Science**, Madison, n.133, p.324-332, 1982.
- MACHADO, D.O.B.F., et al. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the Preto river, Minas Gerais state, Brazil, through siliceous bioindicators. **J. S. Am. Earth Sci.** 108, 103349. 2021.
- MAYEWSKI, P. A. et al. Holocene climate variability. **Quaternary research**, v. 62, n. 3, p. 243-255, 2004.
- MOORE, P.D., 1997. Bog standards in Minnesota. **Nature** 386, 655–657.
- REZANEZHAD, F. et al Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. **Chemical Geology**, v. 429, p. 75–84. 2016.
- SCHELLEKENS, J. et al. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: molecular records from the Pau de Fruta peatland. **Org. Geochem.** 77, 32–42. 2014.
- SILVA, A.C., PEDREIRA, L.C.V.S.F. Almeida Abreu, P.A. Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: **O Lutador**. 2005.
- SILVA, A. C. et al. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. II - influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5, 2009a.
- SILVA, A. C. et al. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional: I Caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1385-1398. 2009b.
- SILVA, A. C. et al. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 134-144. 2013.
- SILVA, M. L.; SILVA, A. C. Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Geociências**, v. 35, n. 3, p. 393-404. 2016

SILVA, A. C. et al. Chemical-mineralogical Characterization of Magnetic Materials from Magnetic Soils of the Southern Espinhaço Mountain Chain and of the Upper Jequitinhonha Valley, State of Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. vol. 41. 2017.

SILVA, A. C. et al. Organic matter composition and paleoclimatic changes in tropical mountain peatlands currently under grasslands and forest clusters. **Catena** 180, 69–82. 2019.

SILVA, A. C. et al. Altitude, vegetation, paleoclimate, and radiocarbon age of the basal layer of peatlands of the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** 103. 2020.

SILVA, A. C. et al. **Peatlands of Southern Espinhaço Mountain Range, Brazil: Ecosystem Services, Biotic Interactions and Paleoenvironments**. Appris Publisher, Curitiba-PR, Brazil. 2022.

TASSINARI, D. et al. Water retention and pore size distribution in organic soils from tropical mountain peatlands under forest and grassland. **Mires and Peat**, 28, 12, 18pp., 2022. Disponível em: <<http://www.mires-and-peat.net/pages/volumes/map28/map2812.php>>. Acessado em: 22 jan. 2023

United Nations Environment Program-UNEP. Global Peatlands Assessment – The State of the World’s Peatlands: Evidence for action toward the conservation, restoration, and sustainable management of peatlands. **Main Report. Global Peatlands Initiative**, Nairobi. 2022. Disponível em: <https://www.unep.org/resources/global-peatlands-assessment-2022>. Acessado em: 22 jan. 2023.

WANNER, H. et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 19–20, p. 1791–1828, 2008.

O primeiro capítulo/artigo foi publicado na revista Journal of South American Earth Sciences, em 29 de março de 2022.



Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil

Camila Rodrigues Costa ^{a,*}, Ingrid Horák-Terra ^{a,b}, Heloisa Helena Gomes Coe ^{c,d}, Karina Ferreira Chueng ^c, David Oldack Barcelos Ferreira Machado ^c, Plínio Barbosa de Camargo ^e, Uidemar Moraes Barral ^f, Diego Tassinari ^g, Alexandre Christóforo Silva ^{a,h}

^a Programa de Pós-Graduação Em Produção Vegetal, Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal Do Vale Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), 39100-000, Diamantina, MG, Brazil

^b Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal Dos Vales Do Jequitinhonha e Mucuri - ICA/UFVJM, BR 251 Av. Universitária, 1000, Universitária, 38510000, Uruaí, MG, Brazil

^c Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense (UFF), 24210-346, Niterói, RJ, Brazil

^d Departamento de Geografia, Faculdade de Formação de Professores, Universidade Estadual Do Rio de Janeiro (UERJ), 24435-005, São Gonçalo, RJ, Brazil

^e Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), 13083-855, Campinas, SP, Brazil

^f Laboratório de Ecologia Isotópica, Centro de Energia Nuclear Na Agricultura - CENA/USP, Piracicaba, SP, 13416-903, Brazil

^g Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Campus Darcy Ribeiro, POB 04465, 70919-970, Brasília, Distrito Federal, Brazil

^h Departamento de Engenharia Florestal, Universidade Federal Dos Vales Do Jequitinhonha e Mucuri - UFVJM, Diamantina, MG, 39100000, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Paleoenvironmental reconstruction
 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ isotopes
 Geochemistry
 Phytoliths
 Cerrado biome

ABSTRACT

Peatland ecosystems are valuable archives of paleoenvironmental changes, as they preserve organic and inorganic records that enable the reconstruction of the paleoenvironment. A Holocene record of the Araçuaí River peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, in the state of Minas Gerais, Brazil, was studied using isotopic composition, environmental geochemistry, and phytolith analysis. As a result, it was possible to determine and quantify the main constituent elements of the peatland and the chronology of paleoenvironmental changes. Five phases of paleoenvironmental changes were inferred: Phase I – 8.9 to 6.6 cal kyr BP – cold local environment (high phytolith index), which was very wet (higher tree cover density and high occurrence of C3 plants) and with watershed instability (higher incidence of erosion and sedimentation); Phase II – 6.6 to 3.9 kyr – very cold local environment, with reduced moisture in relation to the previous phase (decrease of the temperature and mixture of C3 and C4 plants), and increased stability in the watershed, with episodes of erosion at the end of the phase; Phase III – 3.9 to 2.1 cal kyr BP – warmer, drier local environment in relation to the previous phase (increase in the temperature and decrease of tree cover density) and instability in the watershed, with an episode of temperature decrease and moisture increase (respective increase in the climatic phytolith index and in $\delta^{15}\text{N}$) in the middle of the phase; Phase IV – 2.1 to 0.25 kyr – colder climate, increased humidity in the local environment in relation to the previous phase (increase in $\text{Ic}\%$ and D/P and a decrease in the palm cover density phytolith index), and greater stability in the watershed; Phase V – 0.25 kyr to present – increase in temperature, decrease in humidity (decrease in $\text{Ic}\%$ and expansion of C4 plants), and increased instability in the watershed, possibly influenced by human activity. The results evidence that the Araçuaí River peatland records demonstrate Holocene climate variations, capable of providing information about the paleoenvironment.

Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil

Camila Rodrigues Costa^a, Ingrid Horák-Terra^{a,b}, Heloisa Helena Gomes Coe^{c,d}, Karina Ferreira Chueng^c, David Oldack Barcelos Ferreira Machado^c, Plínio Barbosa de Camargo^f, Uidemar Morais Barral^g, Diego Tassinari^a, Alexandre Christófaros Silva^{a,h}

^aPrograma de Pós-Graduação em Produção Vegetal, Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), 39100-000, Diamantina, MG, Brazil

^bInstituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri – ICA/UFVJM, BR 251 Av. Universitária, 1000, Universitários, 38610000, Unaí, MG, Brazil

^cDepartamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense (UFF), 24210-346, Niterói, RJ, Brazil

^dDepartamento de Geografia, Faculdade de Formação de Professores, Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), 24435-005, São Gonçalo, RJ, Brazil

^eDepartamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), 13083-855, Campinas, SP, Brazil

^fLaboratório de Ecologia Isotópica, Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CENA/USP, Piracicaba, SP, 13416-903, Brazil

^gInstituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Campus Darcy Ribeiro, POB 04465, 70919-970, Brasília, Distrito Federal, Brasil

^hDepartamento de Engenharia Florestal, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri - UFVJM, Diamantina, MG, 39100000, Brazil

ABSTRACT: Peatland ecosystems are valuable archives of paleoenvironmental changes, as they preserve organic and inorganic records that enable the reconstruction of the paleoenvironment. A Holocene record of the Araçuaí River peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, in the state of Minas Gerais, Brazil, was studied using isotopic composition, environmental geochemistry, and phytolith analysis. As a result, it was possible to determine and quantify the main constituent elements of the peatland and the chronology of paleoenvironmental changes. Five phases of paleoenvironmental changes were inferred: Phase I – 8.9 to 6.6 cal kyr BP - cold local environment (high phytolith index), which was very wet (higher tree cover density and high occurrence of C3 plants) and with watershed instability (higher incidence of erosion and sedimentation); Phase II – 6.6 to 3.9 kyr - very cold local environment, with reduced moisture in relation to the previous phase (decrease of the temperature and mixture of C3 and C4 plants), and increased stability in the watershed, with episodes of erosion at the end of the phase; Phase III – 3.9 to 2.1 cal kyr BP – warmer, drier local environment in relation to the previous phase (increase in the temperature and decrease of tree cover density) and instability in the watershed, with an episode of temperature decrease and moisture increase (respective increase in the climatic phytolith index and in $\delta^{15}\text{N}$) in the middle of the phase; Phase IV – 2.1 to 0.25 kyr - colder climate, increased humidity in the local

environment in relation to the previous phase (increase in Ic% and D/P and a decrease in the palm cover density phytolith index), and greater stability in the watershed; Phase V – 0.25 kyr to present - increase in temperature, decrease in humidity (decrease in Ic% and expansion of C4 plants), and increased instability in the watershed, possibly influenced by human activity. The results evidence that the Araçuaí River peatland records demonstrate Holocene climate variations, capable of providing information about the paleoenvironment.

Keywords: Paleoenvironmental reconstruction, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ Isotopes, Geochemistry, Phytoliths, Cerrado Biome

1. Introduction

Climate change causes several environmental changes on the planet, covering different temporal and spatial scales, which affect ecosystems in different ways. Therefore, paleoenvironmental reconstruction studies that seek to relate environmental responses to past climate change can contribute to an understanding of the magnitude of these changes (Kury et al., 2021).

The need to understand the climate evolution dynamics during the late Quaternary has increased the number of paleoenvironmental studies in the Cerrado (De Oliveira, 1992; Ledru, 1993; Behling, 1995, 2002, 2003; Ledru et al., 1996; Pessenda et al., 1996; 2004; Behling and Litche, 1997; Parizzi et al., 1998; Rodrigues-Filho et al., 2002; Turcq et al., 2002; Silva et al., 2004, 2019, 2020; Araújo et al., 2005; Missura and Corrêa, 2007; Enters et al., 2010; Horák et al., 2011; Horák-Terra et al., 2014, 2015, 2020, 2022; Schellekens et al., 2014; Costa, 2018; Trindade, 2020; Machado et al., 2021; Sabino et al., 2021), the second largest biome in Brazil. The palynological records from the Cromínia wetland – Goiás (Ferraz-Vicentini and Salgado-Labouriau, 1996), the Águas Emendadas wetland - Federal District (Barberi et al., 2000), Lake Caçó – Maranhão (Ledru et al., 2006), Lake Confusão – Tocantins (Behling, 2002), and Lake Feia - Minas Gerais (Cassino et al., 2020) indicated a more humid climate for the second half of the Holocene. However, for this same period, the records from Salitre peatland (Ledru, 1993), Lake Pires (Behling, 1995), Lake Santa (Parizzi et al., 1998), Lake Nova (Behling, 2003), Pau de Fruta peatland (Horák-Terra et al., 2015), and the Pinheiro peatland (Horák-Terra et al., 2020), all in the state of Minas Gerais, indicated the predominance of relatively dry conditions in the second half of the Holocene up to at least 3,000 years ago, when

moisture increased. The different paleoenvironmental interpretations can be attributed to distinct geographic (mainly altitude), and geological characteristics (De Oliveira et al., 2005), highlighting the need for new studies on paleoenvironmental reconstruction.

Peatlands are transitional ecosystems between terrestrial and aquatic environments and can be defined as wet ecosystems (Rezanezhad et al., 2016) formed by the sequential accumulation of organic matter from plants with different photosynthetic cycles that grow and succeed each other in time and space (Silva et al., 2009a, 2009b, 2013a, 2013b; Horák-Terra et al., 2014). Tropical peatlands provide relevant environmental services such as water and carbon storage (Silva et al., 2009a, 2019, 2020), as well as being true archives of paleoenvironmental changes (Page et al., 2011; Chambers et al., 2012; Novenko et al., 2015; Horák-Terra et al., 2015, 2020).

The Serra do Espinhaço Meridional (SdEM – Minas Gerais, Brazil) is one of the main areas for the occurrence of tropical high-altitude peatlands in Brazil (Silva et al., 2020). It is part of the Cerrado biome, limited to the east by the Atlantic Forest and to the north by the Caatinga biome (Fig.1) (Giulietti et al. 1997; Silva et al., 2005; Morellato and Silveira, 2018). The SdEM peatlands have been extensively studied and provide valuable insight into climate changes during the Quaternary period (Silva et al., 2009a, 2009b, 2013a, 2017, 2019, 2020; Horák, 2011; Silva e Silva, 2016; Schellekens et al., 2014; Horák-Terra et al., 2014, 2015, 2020, 2022; Costa 2018; Machado et al., 2021), demonstrating their potential as archives of paleoenvironmental changes. However, none of the published studies present the paleoenvironmental history of the second half of the Holocene in detail.

Geochemical and biological properties preserved in peatland soils, such as total organic carbon (TOC), stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), phytoliths, and major and trace elements can be used in conjunction to understand paleoenvironmental dynamics.

Element geochemistry (major and trace elements) provides important information regarding the evolution of the sedimentary environment (Maher et al., 2010; Shao, 2014; Martínez-Cortizas et al., 2020). Changes in element geochemistry may be indicative of changes in long-distance sediment transport and dust emission (Maher et al., 2010; Shao, 2014). In turn, these changes are influenced by the global wind regime, changes in vegetation cover, and moisture conditions (Margalef et al., 2013, 2014; Zhang et al., 2016; Horák-Terra et al., 2015, 2020).

Stable isotopes $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$, and TOC provide information regarding the origin and quantity of organic matter. $\delta^{13}\text{C}$ indicates the photosynthetic cycle of the plants that originated the soil organic matter (SOM), whether C3, C4, or CAM (Boutton, 1991; Meyers, 1994, 2003; Lehmann et al., 2002; Rao et al., 2017), while $\delta^{15}\text{N}$ also enables distinguishing of the origin of the soil SOM (Lehmann et al., 2002). Enriched values of $\delta^{15}\text{N}$ are indicative of phytoplankton and aquatic plants, while impoverished values indicate terrestrial plants (Peterson e Howard, 1987).

Phytoliths are biogenic opal particles, generally between 60 and 100 μm in size, formed through the polymerization of amorphous silica from soluble silicic acid [$\text{Si}(\text{OH})_4$], between and within the cells of living plants (Piperno, 1985). The evapotranspiration process of these plants enables the solution to polymerize in different parts of the plant (Piperno, 2006), generating phytoliths. After death and/or loss of plant parts, these remains are incorporated into the soil, where the organic part decomposes and the mineral part is preserved, becoming part of the silica cycle and usable as a paleoenvironmental proxy (Coe and Osterrieth, 2014). Phytoliths constitute a group of important environmental proxys, since silica has good conservation and preservation over time, in addition to having less potential to migrate or decompose in soils and sediments (Piperno, 1988; Alexandre et al., 1997).

After being recovered from soils, these microfossils show configurations that can be associated with the original vegetation. After phytolith morphotypes have been identified, the calculation of phytolith indexes helps to track certain important environmental parameters, such as tree density (D/P: Dicotyledoneous/Poaceae) or palm tree density (Pa/P: Palm trees/Poaceae); adaptation to a minimum temperature, and/or strong partial pressure of carbon dioxide (pCO_2) in high-altitude areas (Ic%: Climatic index); adaptation to drought (Iph: Photosynthetic pathway Index); or water stress (Bi%: water stress) (Twiss, 1992; Fredlund and Tieszen, 1994; Bremond et al., 2005a, 2005b; Barboni et al, 2007; Coe and Osterrieth, 2014).

This study presents a Holocene record of the Araçuaí River peatland in the SdEM. A peatland core was analyzed, in high temporal resolution, for isotopic composition, element geochemistry, and phytolith distribution. The objective was to determine and quantify the main constituent elements of the peatland and the chronology of paleoenvironmental change events, employing these different proxys for an accurate assessment of the paleoenvironmental changes during the middle and late Holocene.

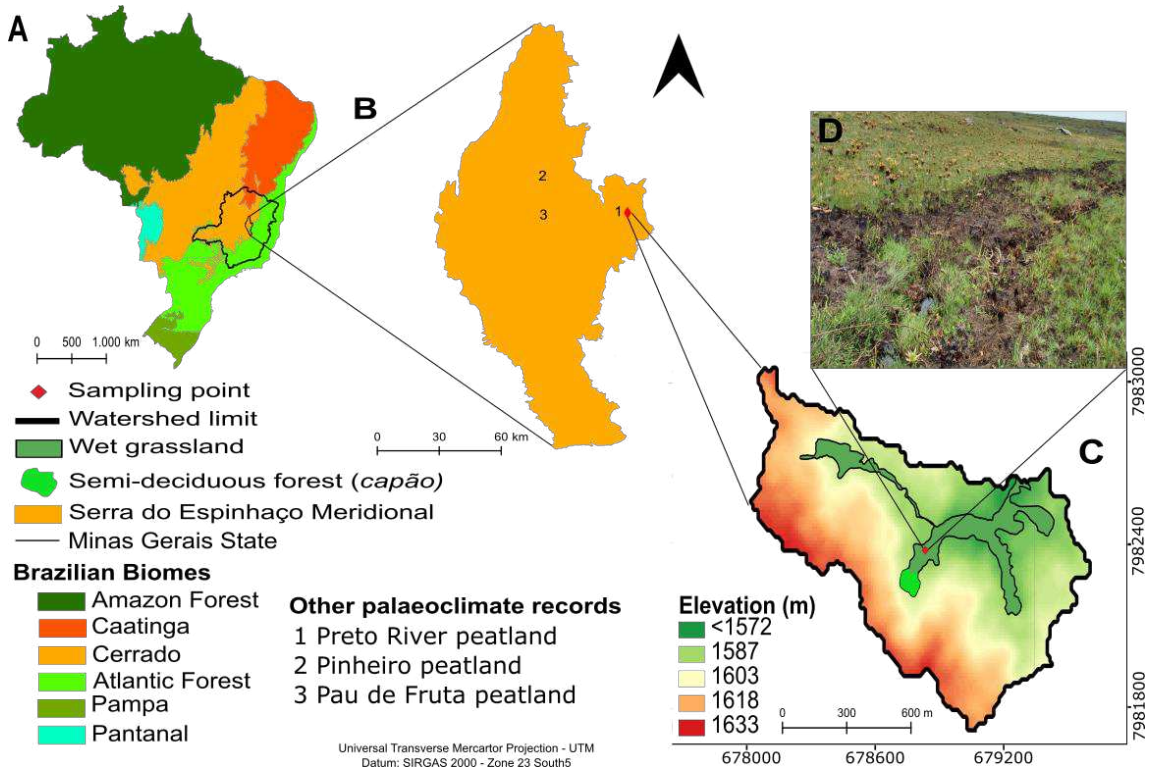
2. Study area

The Araçuaí River peatland (23 k 0677 469 S, 7983314 W) is located in the Araçuaí River basin (IGAM, 2021), in the municipality of Felício dos Santos, in the state of Minas Gerais, Brazil (Fig. 1). The peatland extends over an area of 11 ha in a watershed with 101 ha of recharge area (Fig. 1).

The regional climate is classified as Cwb – mesothermic, characterized by dry winters and mild summers (Köppen, 1948). According to data from the automatic weather station installed in 2016 next to the studied peatland, at 1,573 m a.s.l., the mean annual temperature is 16.7 °C and the average annual rainfall is 1,472 mm.

The lithology of the region is predominantly composed of quartzite, with a contribution from hematitic phyllites. The local relief is flat to undulating and is flat in the depressions where the peatlands are located. The Araçuaí River peatland is formed by Histosols and its recharge area by Entisols and Inceptisols (Silva et al., 2019; Abreu-Filho et al., 2021).

Figura 1. Location of the Araçuaí River peatland: (A) Geographical distribution of Brazilian Biomes with the location of Serra do Espinhaço Meridional; (B) study site within the Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Other palaeoclimate records: 1 - Preto River peatland (Costa, 2018; Machado et al., 2021); 2 - Pinheiro peatland (Horák-Terra et al., 2020); Pau de Fruta peatland (Horák-Terra et al., 2015); (C) Elevation map of the drainage area of the Rio Araçuaí peatland with the location and boundary of the peatland recharge area and the sampling point; (D) Current image of the Rio Araçuaí peatland.



The regional vegetation belongs to the Cerrado biome (Brazilian Savanna), and the peatland is colonized by wet grasslands (*campo úmido*) and forest formations

clustered in patches, locally known as “*capões*”, with a large contribution of semideciduous and montane forest species. In the peatland ecosystem, the occurrence of families characteristic of the “*Campo Rupestre*” (Rupestrian grasslands) phytophysionomy is common, such as Cyperaceae, Poaceae, Xyridaceae, and Eriocaulaceae, with the last two families occurring almost exclusively in this phytophysionomy (Giulietti and Pirani, 1987; Costa, 2005).

The occupation of the area by extensive cattle ranching dates back to the 18th century. Soil compaction caused by overgrazing, together with the frequent fires used to promote the regrowth of forage species, intensify erosion in the recharge area and sediment deposition in the peatland (Bispo et al., 2016; Barral, 2018).

3. Materials and methods

3.1 Sampling and core description

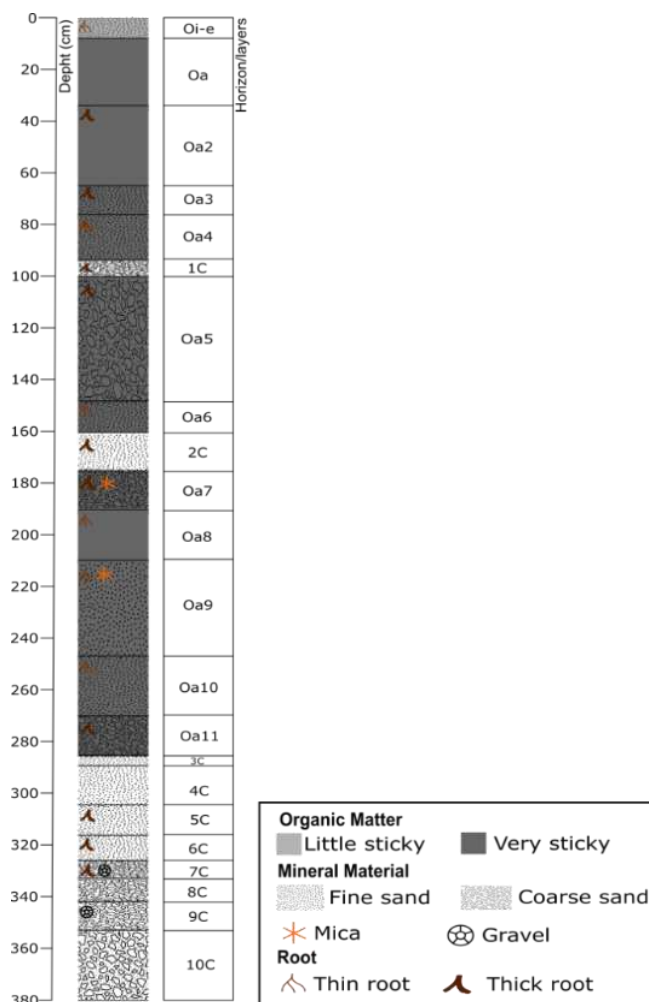
The 380 cm core was taken from the Araçuaí River (AR) peatland in a wet grassland, using a vibracore constructed according to Martin et al. (1995). The core was described according to the Field Book for Describing and Sampling Soils (Schoeneberger et al., 1998) and the Guidelines for Soil Description (Jahn et al., 2006), with the horizons being defined according to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010). The AR core presented 22 horizons, these being 12 histic horizons (H) and 10 mineral horizons (C) where sand predominated (Fig. 2).

Mineral horizons 10C (380-353 cm) and 8C (342-333 cm) presented low organic matter (OM) content and high coarse sand content. Horizons 9C (353-342 cm) and 7C (326-333 cm) also had low OM content and high sand and quartz gravel content, differing from each other according to sand granulometry (coarse in 9C and medium in 7C) and the diameter of the quartz gravel (less than 10 mm in 9C and from 5 to 30 mm in 7C). Horizons 6C (333-326 cm), 5C (316-304 cm), 4C (304-289 cm), and 3C (289-285 cm) also presented low OM content and high fine sand content, differing only in the content of roots. Two mineral horizons were found between the organic horizons, both with many roots. Horizon 2C (180 -155 cm) presented a high level of very fine sand and mica and 1C (100-95 cm) presented a predominance of fine sand, associated with sticky OM (Fig. 2).

The organic horizons Oa11 (285-269 cm), Oa10 (269-246 cm), Oa9 (246-209 cm), Oa7 (190-175 cm), Oa6 (160-148 cm), Oa5 (148-100 cm), Oa4 (95-76 cm) and Oa3 (76-65 cm) presented sticky OM and low fine sand content, differing from each other by root

content (Fig. 2). Horizons Oa8 (209-190 cm), Oa2 (65-35 cm) and Oa (34-8 cm) also presented sticky OM, but with no sand (Fig. 2). Horizon Oi-e (8-0 cm) presented OM with low stickiness and a low content of fine sand (Fig. 2).

Figura 2. Description of the AR core.



3.2 Elemental and isotopic composition

To determine the isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) and the contents of total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), oxygen (O), hydrogen (H), and the major and trace elements (Si, Br, Cu, Y, Ti, Nb, Zr, Fe and Sr), samples were collected from the core every 5 cm and then dried, ground and homogenized. For isotopic composition analysis, the samples were physically and chemically pretreated according to Pessenda et al. (1996). The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ isotopes were determined in an elemental analyzer coupled to a Mass Spectrometer at the Laboratory of Isotopic Ecology of the Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (Center for Nuclear Energy in Agriculture) – CENA/USP.

The total TOC, TN, O, and H contents were obtained through dry combustion in a LECO® CHNS/O elemental analyzer, TruSpec Micro model, and the generated gases were quantified in an infrared detector at the Laboratório Integrado de Pesquisas Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (Integrated Laboratory of Multiuser Research of the Jequitinhonha and Mucuri Valleys) – LIPEMVALE (Minas Gerais, Brazil). For equipment calibration, two standards of known composition were used: soil (C% = 2.35; N% = 0.183; and S% = 0.028), and orchid leaf (C% = 50.40; H% = 6.22; N% = 2.28; and S% = 0.156).

The major and trace elements were determined using X-ray fluorescence by dispersive energy, Shimadzu EDX-720 model, at LIPEMVALE. The standard A-720 of known composition was used for equipment calibration. Results were expressed as dry weight percentages.

3.3 Phytoliths

For phytolith analysis, 20 samples were collected at 20 cm intervals. Phytolith extraction was carried out in the geography laboratories of the Faculdade de Formação de Professores da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (Teacher Training Faculty of the Rio de Janeiro State University) and the Sedimentology laboratory of Universidade Federal Fluminense (Fluminense Federal University). A total of 5 g of dry soil sieved at 2 mm was separated, followed by elimination of carbonates using hydrochloric acid (HCl), and oxidation of organic matter using a 30% solution of sulfuric acid (H₂SO₄), nitric acid (HNO₃), and hydrogen peroxide (H₂O₂). The material was subsequently clarified using sodium hypochlorite (NaClO) 6%; the clay fraction removed by decantation, using sodium hexametaphosphate [(NaPO₃)₆] and EDTA (C₁₀H₁₆N₂O₈); iron oxides removed using sodium citrate (Na₃C₆H₅O₇) and sodium dithionite (Na₂S₂O₄); and fractions greater than 250 μm were removed through sieving, according to the methodology of Coe et al. (2021).

After carrying out the phytolith extraction process, an aliquot of the material was taken through pipetting with a fixed volume of 25 μL to make temporary slides with immersion oil and permanent slides using Entellan® resin. The identification and quantification of phytolith morphotypes was performed on each collected sample using an optical microscope with 500x to 630x magnification. Phytoliths were quantified considering a minimum of 200 classified morphotypes, although unclassified morphotypes were also counted (phytoliths so weathered or broken that they did not allow

morphotype identification). Morphotype classification followed the nomenclature established by ICPN 2.0 (Neumann et al., 2019).

Certain changes in phytolith assemblages were calculated from indexes: a) the tree cover density – D/P (diagnostic morphotypes of phytoliths from Dicotyledoneous / diagnostic morphotypes of phytoliths from Poaceae) = $[\text{SPHEROID ORNATE} / (\text{BILOBATE} + \text{CROSS} + \text{SADDLE} + \text{ACUTE BULBOSUS} + \text{BULLIFORM FLABELLATE} + \text{BLOCKY})]$; b) the water stress – Bi% (phytolith morphotypes from bulliform cells/ diagnostic morphotypes of phytoliths from Poaceae) = $[(\text{BULLIFORM FLABELLATE} + \text{BLOCKY}) / (\text{BILOBATE} + \text{POLYLOBATE} + \text{RONDEL} + \text{CROSS} + \text{TRAPEZOID} + \text{ACUTE BULBOSUS} + \text{BLOCKY} + \text{BULLIFORM FLABELLATE})] * 100$; c) the Palm cover density - Pa/P (diagnostic morphotypes of phytoliths from Areaceae / diagnostic morphotypes of phytoliths from Poaceae) = $[\text{SPHEROID ECHINATE} / (\text{BILOBATE} + \text{CROSS} + \text{SADDLE} + \text{ACUTE BULBOSUS} + \text{BULLIFORM FLABELLATE} + \text{BLOCKY})]$; and d) the climate index - Ic% (diagnostic morphotypes of phytoliths from Pooideae / all the short cells phytoliths from Poaceae) = $[(\text{RONDEL} + \text{POLYLOBATE} + \text{TRAPEZOID}) / (\text{RONDEL} + \text{POLYLOBATE} + \text{TRAPEZOID} + \text{SADDLE} + \text{CROSS} + \text{BILOBATE})] * 100$.

3.4 Radiocarbon dating

Four samples, at depths of 23 cm (peat), 128 cm (peat), 230 cm (peat), and 320 cm (sediment), were subjected to physical and chemical treatments for radiocarbon analysis (Pessenda et al., 2009). The samples were transferred into capsules containing purified CO₂, obtained from the ¹⁴C Laboratory of CENA/USP, and sent to the UGAMS Laboratory at the University of Georgia to determine their ages using Acceleration Mass Spectrometry. The age-depth model was constructed with Bayesian statistics using the Bacon R package (v.2.3.5) (Blaauw and Christen, 2011). The calibration curve used was SHCal20. All ¹⁴C ages are expressed according to model calibration in calibrated years before present (cal yr BP) (Table 1). From the radiocarbon ages and the thickness of the layers, the peatland accumulation rate was calculated.

3.5 Statistical analysis

For element composition (TOC; TN; O; H; and major and trace elements) principal component analysis (ACP) was performed. ACP reduces dimensionality by exploring the linear association between variables, which makes it possible to identify the

main factors that control the elemental distribution (Muller et al., 2008; Sjöström et al., 2020). First, the data were log-transformed and standardized for the correlation mode. Subsequently, the Varimax orthogonal rotation method was applied in order to maximize the variable loads on the components (Eriksson et al., 1999; Reimann et al., 2008). Analysis was performed using SPSS 20.0 software.

4. Results and discussion

4.1 ^{14}C dating

The age–depth model for the AR core presented a chronology for the last 8.9 kyr of paleoenvironmental changes that have occurred in the study region (Fig. 3).

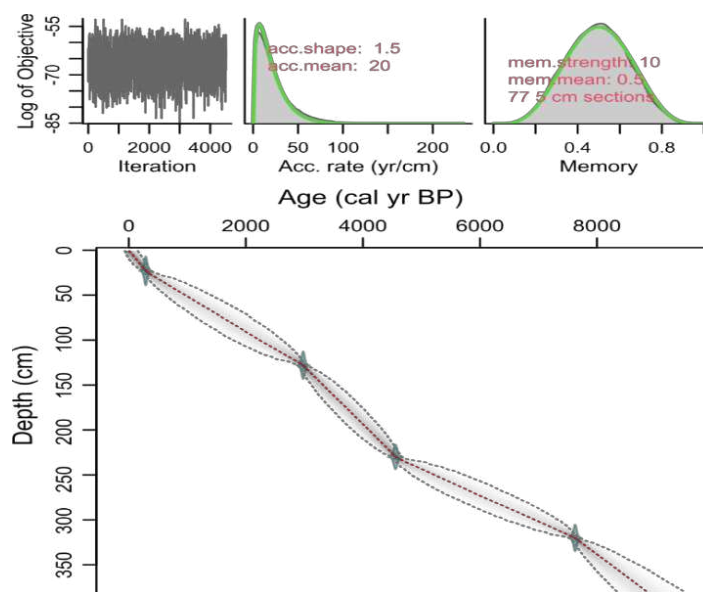
The accumulation rate was very low in the Middle Holocene (Northgrippian) (320 to 230 cm – sediment and peat); increased dramatically in the Middle/Late Holocene (Northgrippian/Meghalaiian) transition (230 to 128 cm - broad predominance of peat); and decreased again in the Late Holocene (Meghalaiian) (128 to 23 cm – peat) (Table 1). These oscillations may be related to paleoclimatic changes, which control the dynamics of vegetation cover in the watershed. The vegetation cover, in turn, influences the accumulation of organic matter, erosion in the recharge area, and the deposition of mineral sediments in the peatland.

Table 1. AMS radiocarbon ages and accumulation rates of the AR core.

Laboratory Number	Depth (cm)	Age conventional (^{14}C kyr. BP)	Age (cal kyr BP, 2σ)	Mean calibrated age (cal kyr BP)	Accumulation rate (mm yr ⁻¹)
UGAMS#28641 *	23	179 ± 23	182-404	298	0.39
UGAMS#28642	128	2,854 ± 24	2,900-3,074	2,968	0.64
UGAMS#28643	230	4,009 ± 25	4,457-4,794	4,569	0.29
UGAMS#28644	320	6,848 ± 27	7,547-7,702	7,614	

*UGAMS, University of Georgia, USA.

Figura 3. Age–depth model of the AR core fitted with the Bacon package (Blaauw and Christen, 2011) using the dating for the peat samples of the upper 1 m of the core and Southern Hemisphere calibration curve (SHCal20).



4.2 TOC, TN and C/N ratio

The TOC, TN, and C/N ratio values are shown in the Supplementary Material Table S1. TOC values were lower in C10 to C3 (380 to 282 cm – 8.9 to 6.3 cal kyr BP), ranging from 0.3 to 7.8%. The low TOC contents in these layers may be related to higher sedimentation rates of mineral material and lower OM input.

Organic horizons were found between 282 and 180 cm (6.3 to 3.8 cal kyr BP), 160 and 100 cm (3.5 to 2.2 cal kyr BP), and from 95 cm (\leq 2.1 cal kyr BP) to the surface, albeit with variations in TOC contents from 8 to 50%. Between 180 and 160 cm (Horizon C2 - 3.8 to 3.5 cal kyr BP) and between 100 and 95 cm (Horizon C1 - 2.2 to 2.1 cal kyr BP) there is a drop in the TOC content, reaching between 1.8 % and 7.2%. These variations in TOC levels are indicative of changes in climate and vegetation.

In general, the variations in the TN values follow the variations in TOC throughout the core. The mineral horizons, mainly at the base of the core, present the lowest TN values. In the organic horizons, TN content is higher, with a tendency to decrease with depth, albeit with fluctuations. However, in the 180 to 160 cm layer (Horizon Oa8, C2, Oa6 - 3.8 to 3.5 cal kyr BP), there is a slight increase in TN content.

The C/N ratio varies from 2.6 to 52 throughout the core. Between 380 and 275 cm (8.9 to 6.1 cal kyr BP), the values are quite irregular, ranging between 11.6 and 51.1. In the layer from 275 to 185 cm (6.1 to 3.9 cal kyr BP), the C/N ratio tends to increase, with a maximum value of 52. C/N ratio values greater than 20 are indicative of vascular plants

that have a low amount of protein and are rich in cellulose (Meyers, 2003) or an accelerated OM mineralization process.

Between 185 and 160 cm (3.9 to 3.5 cal kyr BP) there is a decrease in the C/N ratio, with values between 2.6 and 7. Values less than 20 are indicative of a greater occurrence of phytoplankton and bacteria, organisms associated with standing water (Meyers, 1994, 2003; Kaushal and Binford, 1999; Wilson et al., 2005). Between 160 and 40 cm (3.5 to 0.7 cal kyr BP) there is a further increase, with values between 15.9 and 44.4, indicating a greater contribution of vascular plants in the formation of OM (Meyers, 2003). The uppermost 40 cm (0.7 to 0.01 cal kyr BP) of the core shows a slight decrease in the C/N ratio, ranging between 18.7 and 21.2. The decrease in C/N values in the surface layers may be related to a higher occurrence of phytoplankton and bacteria, and/or a lower mineralization rate of N-rich organic compounds (Swift, 1996; Silva et al., 2007).

4.3 Isotopic Composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$)

The values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ are shown in the Supplementary Material Table S1. Between 380 and 275 cm (8.9 to 6.1 cal kyr BP) $\delta^{13}\text{C}$ ranged from -25.2‰ to -23‰ and $\delta^{15}\text{N}$ from 1.6‰ to 3.7‰. These results indicate a greater participation of C3 plants and a smaller contribution of phytoplankton and aquatic plants to OM formation in the peatland (Meyers et al., 2003; Sifeddine et al., 2011).

In the layer between 275 and 210 cm (6.1 to 4.3 cal kyr BP), the isotopic signal is enriched, with $\delta^{13}\text{C}$ varying between -22‰ and -20.4‰ and $\delta^{15}\text{N}$ between 2.9‰ and 5.1‰, suggesting greater participation of C4 plants and a greater contribution from phytoplankton and aquatic plants. However, these values still point to a predominance of terrestrial plants (Peterson and Howarth 1987; Sifeddine et al., 2011). Between 210 and 185 cm (4.3 to 3.9 cal kyr BP) there is a slight impoverishment of $\delta^{13}\text{C}$, which oscillated between -23.5‰ and -22.8‰, with $\delta^{15}\text{N}$ between 3‰ and 4‰. These values are indicative of a greater occurrence of C3 plants.

The 185 to 155 cm (3.9 to 3.4 cal kyr BP) layer presents $\delta^{13}\text{C}$ values between -21.9‰ and -21.3‰ and $\delta^{15}\text{N}$ from 1.3‰ to 4.4‰. These values indicate a mixture of C3 and C4 plants. The lowest values of $\delta^{15}\text{N}$ in the 170 to 175 cm layer (~1.26‰) suggest absence of phytoplankton and aquatic plants, that is, a dry condition in the peatland environment. However, between 160 and 140 cm (3.5 to 3.2 cal kyr BP), above the 2C horizon, the values of $\delta^{15}\text{N}$ are greater than 4‰, indicating an increase in the occurrence of phytoplankton and aquatic plants when compared to the previous period.

Between 140 and 35 cm (3.2 k to 0.6 cal kyr BP) there is a decrease in $\delta^{13}\text{C}$, with values between -24.6‰ and -22.2‰, suggesting a greater occurrence of C3 plants. $\delta^{15}\text{N}$ presented a value of \sim 3.5‰, suggesting a decrease in the contribution of phytoplankton and aquatic plants in the formation of OM, compared to the previous layer.

The uppermost 35 cm (< 0.6 cal kyr BP) shows a more enriched isotopic signal, with a maximum $\delta^{13}\text{C}$ value of -19.5‰ and $\delta^{15}\text{N}$ of 5.5‰, indicating a greater participation of C4, phytoplankton, and aquatic plants. However, the enrichment of $\delta^{15}\text{N}$ in the surface layer may be due to the constant addition of OM.

4.4 Geochemical composition

The Si, Br, Cu, Y, Ti, Nb, Zr, Fe, and Sr contents are given in the Supplementary Material Table S2. The Si, Br, Cu, Y, Ti, Nb, Zr, Fe, Sr, C, H, N and O contents were used in the Principal Component Analysis (ACP), which resulted in three components that explained 74.3% of the geochemical composition variation of the AR peatland (Table 2).

Table 2. Factor loadings for the three principal components (PC) extracted by the ACP using the geochemical composition of the AR core samples.

	PC1	PC2	PC3
Si	-0.94	-0.09	0.05
H	0.92	-0.03	0.20
C	0.91	0.02	0.25
N	0.87	0.00	0.24
O	0.77	-0.06	-0.44
Br	0.75	-0.02	0.15
Cu	0.63	-0.14	0.11
Y	-0.03	0.85	0.06
Ti	-0.08	0.83	0.28
Nb	0.17	0.82	0.10
Zr	-0.41	0.63	0.17
Fe	0.20	0.21	0.84
Sr	0.25	0.42	0.72
¹ Eig.	5.18	2.73	1.75
² Var. (%)	39.9	21.0	13.5

¹Eigenvalues; ²percentage of explained variance.

The first component (PC1 - Table 2), explained 39.9% of the geochemical variation of the AR peatland, showing high positive loadings (> 0.75) for H, C, N, O, and Br, a moderate positive loading for Cu (0.63), and a high negative loading for Si (-0.94). Elements with positive loadings are constituents of the organic matter structure (H, C, N,

O) or organically bound (Br and Cu) (Zaccone et al., 2008; Wei et al., 2012; Horák-Terra et al., 2014, 2015). Therefore, the elements of PC1 with positive loadings vary depending on the OM content. Si is indicative of the mineral material of the peatland. Considering that quartzite is the main geological material of the peatland watershed, the Si contents are probably related to sand particles eroded from mineral soils and deposited in the bottom valleys where peatlands form (Horák-Terra et al., 2015). Therefore, it can be inferred that PC1 is an indicator of local material. Periods of stability in the watershed provide a greater accumulation of organic matter (positive scores), while during unstable periods (episodes of erosion) larger amounts of mineral material (quartz sand particles) are transported into the peatland (negative scores).

The second component, PC2 (Table 2), explained 21.0% of the variance and showed high positive loadings for Y, Ti, and Nb and moderate loadings for Zr. These elements are usually associated with very fine mineral particles and may be related to the deposition of dust carried by the wind (Taboada et al., 2006; Margalef et al., 2014; Horák-Terra et al., 2014, 2015). The elements that make up PC2 are easily mobilized by wind erosion (Liu et al., 2013; Margalef et al., 2014), thus it can be inferred that this component represents a signal of regional dust deposition.

The third component, PC3 (Table 2), explained 13.5% of the variance, showing strong positive loadings for Fe and Sr. Fe presents redox behavior, occurring in reduced and mobile form in anaerobic environments. Sr occurs most commonly in warmer weather and under anoxic conditions (Gurumurthy et al., 2015). Therefore, it can be said that higher concentrations of these elements are usually associated with periods of higher humidity (Chesworth et al., 2006; Muller et al., 2008).

The changes in the scores are in accordance with the stratigraphy of the AR core (Fig. 2). PC1 (Fig. 5) presents lower scores in the mineral horizons, confirming the greater contribution of mineral material. Towards the end of the mineral layers, around 295 cm (6.6 cal kyr BP), PC1 values start increasing, indicating a reduction in mineral sedimentation and an increase in OM accumulation in the peatland. Between 275 and 255 cm (6.1 to 5.4 cal kyr BP), PC1 scores decrease and turn negative according to the decrease in TOC (Fig.5 - Supplementary Material Table S1) and increase in Si values (Supplementary Material Table S2), but they are not as low as in the mineral layers at the base of the core. From 255 to 205 cm (5.4 to 4.2 cal kyr BP), the values become positive, reflecting the strong increase in TOC and decrease in Si content, indicating greater OM accumulation and lower mineral input. Between 205 and 95 cm (4.2 to 2.1 cal kyr BP),

PC1 scores behave irregularly, with a succession of closely spaced peaks indicating rapid environmental changes and successive short duration cycles of increased OM accumulation and increased sediment deposition. This variation also reflects the changes in TOC values and the occurrence of mineral horizons (C2 and C1). In the upper 95 cm (< 2.1 cal kyr BP), PC1 values remain positive, indicating greater OM accumulation.

PC2 scores (Fig. 5) are quite irregular at the base of the core, up to 170 cm (8.9 to 3.6 cal kyr BP). PC2 presents negative scores from 380 to 370 cm, 340 to 325 cm, 310 to 300 cm, 265 to 260 cm, 250 to 240 cm, 220 to 200 cm, and 180 to 160 cm, which suggests moments of low regional dust flow. Between 170 and 40 cm (3.6 to 0.7 cal kyr BP), the values of PC2 remain between 0 and 1.5, with exceptions for the intervals from 100 to 95 cm and from 55 to 45 cm. This period indicates greater participation of regional mineral material in the formation of the peatland. In the upper 40 cm (< 0.7 cal kyr BP), the PC2 scores turn negative again, suggesting zero regional dust flow.

PC3 (Fig. 5) scores are negative from the base of the core to 345 cm and positive and close to zero in the 345 to 315 cm layer. Between 315 and 300 cm and from 260 to 235 cm, the scores become negative. From 235 cm to 60 cm, the scores are positive, except for the intervals from 210 to 205 cm, 175 to 170 cm, 145 to 140 cm, 130 to 125 cm, 115 to 110 cm, and 85 to 60 cm. From 60 to 30 cm, there is a further decrease in PC3 scores. In the upper 30 cm, the scores become positive and reach the highest values.

4.5 Phytoliths

The phytolith assemblage (Table 3) follows the pattern normally observed in cores and soil profiles, where there is a gradual decrease in the total amount with increasing depth. The assemblage ranges from a minimum of 277 (375 to 380 cm) to a maximum of 486 phytoliths (40 to 45 cm). There is a small reduction in the 2 most superficial samples (20 cm) where organic matter is more recent (Table 1) and less decomposed, probably explained by anthropic reasons, since the area is used as pasture nowadays. Results with similar trends were found in studies that used the same methodology, such as those by Coe Coe et al. (2015), Augustin et al. (2014), Barros et al. (2016), Parolin et al. (2017), Chueng et al. (2018, 2019) and Machado et al. (2021).

The phytoliths were well preserved, enabling classification of 74% to 89.3% of the extracted material. A total of 12 phytolith types were observed (Fig. 4), most of which are related to Poaceae: BULLIFORM FLABELLATE; BLOCKY; ELONGATE; COLLAPSED SADDLE (characteristic of the Bambusoideae sub-family);

POLYLOBATE; ACUTE BULBOSUS; RONDEL; BILOBATE; TRAPEZOID; and CROSS; in addition to one type related to woody dicotyledonous (SPHEROID ORNATE), and one characteristic of the Arecaceae (palm trees) family (SPHEROID ECHINATE). The predominant morphotypes are, respectively, BULLIFORM FLABELLATE, BLOCKY; short-cells; ELONGATE (DENTATE and PSILATE); SPHEIROID (PSILATE and ORNATE), and SPHEROID ECHINATE.

The phytolith indexes of tree cover density (D/P), palm tree cover density (Pa/P), water stress (Bi%), and climate index (Ic%) can be seen in Table 3. The D/P index is always low (between 0.05 to 0.20), indicating open vegetation, similar to the current grassland vegetation. Similar tree density data were found in Minas Gerais by Machado et al. (2021) in another peatland in the Parque do Rio Preto (Preto River Park) (PRP), by Chueng et al. (2018, 2019), in the Chapadinha, Guinda, and Morrinhos areas, and by Augustin et al. (2014), Rocha (2014), and Seixas (2015) in the central-eastern region of Minas Gerais. No remarkable changes in the type of vegetation cover were inferred, since the D/P index is very constant throughout the profile, with only a few episodes when the tree cover density was relatively higher (from 305 to 200 cm – 7.1 to 4.1 cal kyr BP) or lower (from 45 cm to the surface – 0.8 cal kyr BP).

The Pa/P index is low in all analyzed samples, varying between 0.04 and 0.19, corroborating the D/P index and reinforcing the hypothesis of a predominance of grassland vegetation throughout the analyzed period. These values are similar to those found by Machado et al. (2021) in the PRP and Lucena (2014) at the headwaters of the Peruaçu River, in the state of Minas Gerais.

The Bi% is quite constant, being moderate (from 36% to 49%). Similar trends in water stress were found in other areas of the SdEM by Machado et al. (2021) in the PRP, Chueng et al. (2018, 2019), in the areas of Chapadinha, Guinda, and Morrinhos, and by Rocha (2014) in the Pereiras stream, Minas Gerais.

The Ic% ranges from 37 to 31% in the deepest samples (375 to 300 cm – 8.9 to 6.7 cal kyr BP – relatively milder temperatures), increasing from 48 to 57% in the layer from 285 to 160 cm (6.7 to 3.5 cal kyr BP - temperatures relatively colder), before decreasing again towards a warmer climate in the present (3.5 cal kyr BP). A similar trend was observed by Machado et al. (2021) in the PRP.

Although the phytolith analysis did not record major variations throughout the core, the D/P and Pa/P indexes point to a more open vegetation in the 2 most superficial

layers (20 cm), suggesting a reduction in moisture (25 to 0 cm – < 0.3 cal kyr BP). The Ic% is also reduced in these layers, indicating an increase in temperature in this period.

Figura 4. Phytoliths observed in the Araçuaí peatland: A) BULLIFORM FLABELLATE; B and C) ELONGATE DENTATE; D) BILOBATE; E) SPHEROID ORNATE; F) TRAPEZOID; G and H) BLOCKY; I) SADDLE

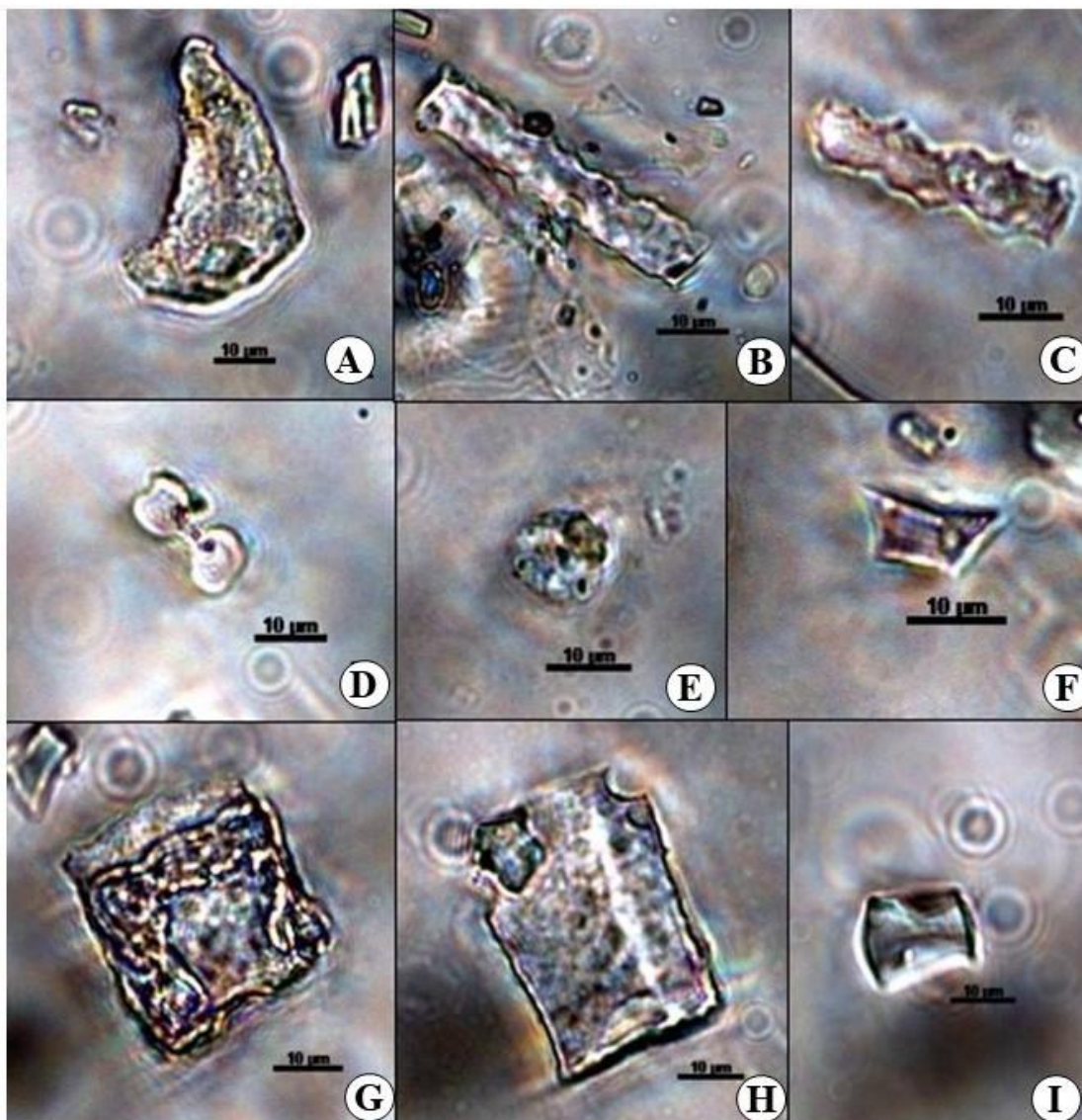


Tabela 3. Results of phytolith analysis of the AR core.

Sample	Depth ^a	Types of phytoliths ^b												Classification ^c		Total ^d	Indices			
		BULLIFORM FLABELLATE	BLOCKY	ELONGATE	SPHEROID ORNATE	SPHEROID ECHINATE	ACUTE BULBOSUS	BILOBATE	POLYLOBATE	RONDEL	CROSS	TRAPEZOID	COLLAPSED SADDLE	Classified	Unclassified		D/P ^e	Ic% ^f	Pa/P ^g	Bi% ^h
TA 1	5	17.3	16.6	22.8	3.1	5.5	6.2	9.7	3.8	6.6	3.1	2.4	2.8	85.3	14.7	339	0.05	32	0.08	49.5
TA 2	20	14.4	11.2	21.1	3.5	3.8	6.1	10.5	5.8	7.7	6.7	7.0	2.2	80.3	19.7	390	0.05	37	0.05	35.8
TA 3	40	11.5	15.7	20.1	8.8	4.4	4.6	7.4	1.2	11.1	5.5	6.7	3.2	89.3	10.7	486	0.13	51	0.07	40.7
TA 4	60	13.3	13.1	22.6	8.5	3.8	7.3	8.8	4.5	6.8	3.5	5.8	2.0	87.1	12.9	457	0.13	40	0.06	40.6
TA 5	80	13.3	13.9	20.0	4.1	2.6	6.7	11.9	4.1	8.7	3.8	8.1	2.9	84.6	15.4	408	0.06	43	0.04	37.1
TA 6	100	12.8	11.4	17.3	6.9	7.4	2.9	10.1	5.1	10.4	7.2	5.1	3.5	88.1	11.9	427	0.10	37	0.11	35.3
TA 7	120	12.4	11.8	19.4	6.7	9.1	2.4	10.9	3.3	12.1	4.8	5.2	1.8	86.8	13.2	380	0.10	45	0.14	37.4
TA 8	140	13.3	9.5	17.5	6.2	10.7	3.0	12.7	2.7	11.2	7.1	4.7	1.5	84.1	15.9	402	0.09	40	0.16	34.7
TA 9	160	12.1	13.0	11.8	11.4	8.3	4.1	10.5	2.2	13.3	6.0	5.7	1.6	83.8	16.2	376	0.17	48	0.12	36.6
TA 10	180	10.7	16.4	13.5	11.6	8.2	3.8	7.9	1.6	11.3	6.6	7.5	0.9	82.0	18.0	388	0.17	53	0.12	40.6
TA 11	200	10.9	15.2	14.6	9.4	11.5	3.0	7.3	2.7	9.1	4.8	8.2	3.3	83.1	16.9	397	0.15	49	0.18	40.5
TA 12	220	11.8	12.9	12.9	11.5	10.1	1.7	8.7	2.5	12.9	4.5	8.7	2.0	87.3	12.7	409	0.18	55	0.15	37.6
TA 13	240	12.4	11.8	13.9	11.5	12.1	0.6	6.6	3.0	11.2	5.7	8.5	2.7	83.4	16.6	397	0.18	52	0.19	38.7
TA 14	260	19.6	13.3	14.0	12.6	11.1	1.9	7.0	1.9	7.0	1.9	9.6	1.9	80.8	19.2	334	0.20	57	0.17	51.3
TA 15	280	14.2	15.7	12.2	12.4	9.4	3.0	7.5	1.5	6.7	4.1	9.0	3.4	81.4	18.6	328	0.19	49	0.14	45.9
TA 16	300	11.6	14.5	13.1	9.1	11.2	3.6	10.5	7.2	5.1	7.2	6.2	0.7	83.1	16.9	332	0.14	31	0.17	39.2
TA 17	320	13.9	17.6	14.8	12.0	8.3	4.2	6.0	6.5	6.0	2.9	4.6	2.3	81.5	18.5	265	0.19	37	0.13	49.2
TA 18	340	15.6	13.3	20.9	11.1	8.9	5.3	6.2	4.0	3.1	4.0	4.9	2.7	78.7	21.3	286	0.19	32	0.15	48.9
TA 19	360	17.5	14.7	20.3	10.1	8.3	3.7	5.5	4.1	3.7	3.7	5.1	3.2	74.3	25.7	292	0.17	35	0.14	52.6
TA 20	375	16.6	14.6	21.5	9.8	7.3	3.4	5.4	4.9	4.4	3.9	4.9	3.4	74.0	26.0	277	0.16	35	0.12	50.7

a) cm; b) % of classified phytoliths; c) % of total; d) units in 3 transects; e) D/P=SPHEROID ORNATE/ (BILOBATE + CROSS + SADDLE + ACUTE BULBOSUS + BULLIFORM FLABELLATE + BLOCKY); f) Ic%= (RONDEL +POLYLOBATE + TRAPEZOID)/ (RONDEL +POLYLOBATE + TRAPEZOID + SADDLE + CROSS + BILOBATE); g) Pa/P= SPHEROID ECHINATE/ (BILOBATE + CROSS + SADDLE + ACUTE BULBOSUS + BULLIFORM FLABELLATE + BLOCKY); h) Bi%= BULLIFORM FLABELLATE + BLOCKY/(BILOBATE + POLYLOBATE + RONDEL + TRAPEZOID + ACUTE BULBOSUS + BLOCKY + BULLIFORM FLABELLATE)*100.

4.6 Chronology of paleoenvironmental changes

Variations in elemental composition, isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$, and in ACP scores (Supplementary Material S1 and S2 and Table 2), complemented by the quantification of phytolith indexes and morphotypes (Table 3), enabled the identification of possible paleoenvironmental changes for the Araçuaí River peatland region. Thus, five paleoenvironmental phases were delimited from the AR core (Fig. 5).

Phase I – 8.9 to 6.6 cal kyr BP (380 to 290 cm)

This phase corresponds to the mineral layer (10C to 3C horizons) at the base of the core. The impoverished $\delta^{13}\text{C}$ and the higher D/P indicate a higher relative occurrence of woody plants (C3), which can be associated with a more humid environment. The higher Si values, together with the lower PC1 (local mineral material) scores and the lower TOC and TN values, suggest a period of strong instability in the watershed.

The higher PC2 scores indicate that a greater regional dust contribution occurred from 8.3 to 8.1 cal kyr BP (Fig. 5). This increase may be related to changes in atmospheric transport conditions (stronger winds and/or a change in wind frequency and direction) during the “8.2 kyr event” (Sallun et al., 2012; Horák-Terra et al., 2015; Bernal et al., 2016). The “8.2 kyr event” may have been responsible for changes in the average position of the northernmost Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2005), which may have caused a temperature reduction in southern and southeastern Brazil (Araújo et al., 2005; Cruz et al., 2006; Ledru et al., 2009; Sallun et al., 2012). The possible cooling of the climate caused by the “8.2 kyr event”, followed by a slight increase in the Ic% may represent a moment of decreased temperature for the Araçuaí River peatland.

The Pau de Fruta (Horák-Terra et al., 2015) and Preto River (Costa, 2018) peatlands, both located in the SdEM, also registered local instability and predominance of C3 plants in this period, consistent with the results found in the AR core.

Phase II – 6.6 to 3.9 cal kyr BP (290 to 190 cm)

This phase represents the beginning of OM accumulation (horizons Oa11, Oa10, Oa9 and Oa8). The TOC and TN values show a tendency to increase at the beginning of the phase, reaching a maximum TOC value of 51% in the 240 to 245 cm (Fig. 5 – ~5.0 cal kyr BP). At the end of phase II, the TOC and TN values fall again, but they remain

much higher than those of the previous phase. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ also show a trend of enrichment at the beginning of the phase, suggesting a greater participation of C4 plants, before depleting again at the end of the phase. PC1 follows the same trend as TOC, NT, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{15}\text{N}$, increasing at the beginning of the phase to suggest greater stability on the landscape. At the end of the phase, the scores return to negative, indicating erosive episodes. The Ic% increases in relation to the previous phase, which may indicate a cooler climate. The analysis of the proxys suggests that there was a cooler climate and a reduction in moisture, when compared to the previous phase; however, the conditions remained sufficiently moist for the formation of forests at around 4.9 cal kyr BP (Gonçalves, 2021).

Phase III – 3.9 to 2.1 cal kyr BP (190 to 95 cm)

The beginning of phase III coincides with the formation of horizon 2C (180 to 160 cm - 3.8 to 3.5 cal ka BP) (Fig. 5). The trends observed at the end of phase II are consolidated in this phase, with TOC and TN decreasing considerably, corroborating the decrease in PC1, which indicates a strong period of instability on the local landscape. Negative PC2 scores indicate a predominance of local mineral material. $\delta^{13}\text{C}$ shows a slight enrichment at the beginning of the phase, suggesting a mixture of C3 and C4 plants, while $\delta^{15}\text{N}$ is very impoverished, which suggests a low occurrence of phytoplankton and aquatic plants and, consequently, a less moist conditions, corroborated by the subsequent reduction in the D/P. The Ic% shows a slight reduction, which may indicate an increase in temperature. Probably, the reduction in humidity and the increase in temperature (accompanied by the decrease in vegetation cover density) favored the mineralization of OM, which is corroborated by the low C/N ratio (Fig. 5), and the higher occurrence of erosive episodes, which enabled the formation of horizon 2C.

After 3.5 cal kyr BP, TOC, TN, and PC1 and PC2 gradually increase up to the 140 cm (3.2 cal kyr BP), evidencing a greater accumulation of OM, reduced input of local mineral material and increased regional dust inflow. $\delta^{13}\text{C}$ presents a slight impoverishment, suggesting increased participation of C3 plants. The D/P declines further, suggesting that the peatland was colonized by herbaceous plants (C3), associated with the humid environment (Cyperaceae). $\delta^{15}\text{N}$ is enriched, indicating an increase in the participation of phytoplankton and aquatic plants, which corroborates the hypothesis of an episode of greater local stability, with increased moisture.

Figure 5. Paleoenvironmental phases inferred from the AR core.

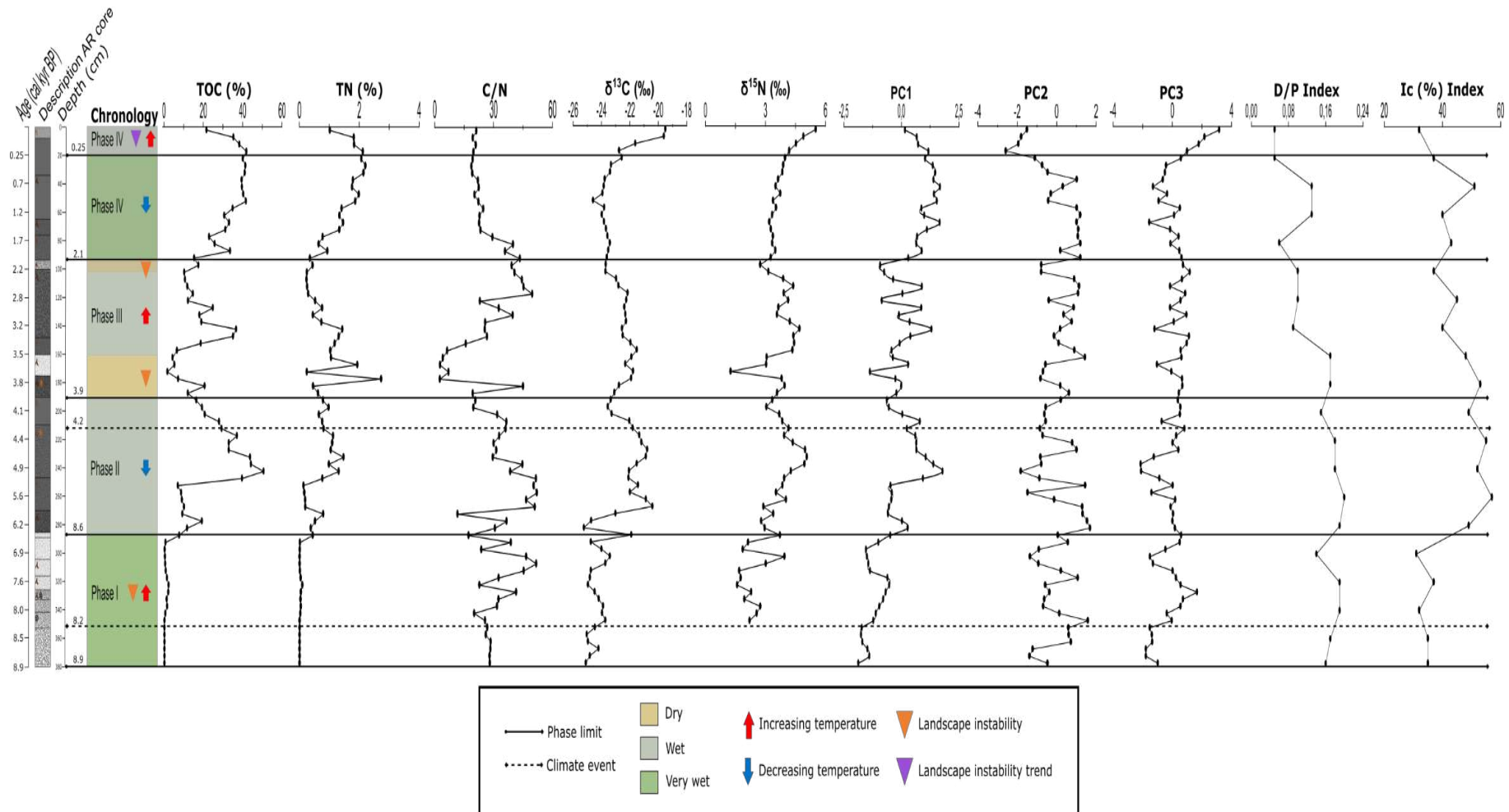


Figure 5. Paleoenvironmental phases inferred from the AR core.

At the end of the phase, in the 105 to 100 cm (2.3 to 2.2 cal kyr BP), which precedes the C1 mineral horizon, there was a significant presence of micro fragments of charcoal and a decrease in the D/P and Pa/P (Table 3 and Fig. 5), suggesting the occurrence of fires and the predominance of herbaceous vegetation (C3). The values of PC1, TOC, and TN gradually decrease and the Si increases, leading to the formation of horizon 1C (100 to 95 cm – 2.2 to 2.1 cal kyr BP), suggesting a return to instability on the landscape.

Phase IV – 2.1 to 0.25 cal kyr BP (95 to 20 cm)

The TOC, TN, and $\delta^{15}\text{N}$ values increase, which indicates a greater accumulation of OM and a possible gradual increase in moisture. $\delta^{13}\text{C}$ is slightly impoverished, which, together with the increase in the D/P, suggests the expansion of woody plants (C3). The PC1 and PC2 scores increase, pointing to a decrease in local erosion and increased regional dust deposition. The Ic% also increases, indicating a possible drop in temperature (Fig. 5). The presence of micro coal fragments in the 40 to 45 cm, dated 0.8 cal kyr BP shows the occurrence of fires in this period.

The palynological records of the Pau de Fruta, Pinheiro, and Preto River peatlands (Horák-Terra et al., 2015; 2020; Costa, 2018) suggest expansion of forest areas and sub-humid climate in this period. These results are in line with those found in the AR peatland.

Phase V – 0.25 cal kyr BP to the present (20 cm to the surface)

In the last 0.25 cal kyr BP, TOC, TN, and regional dust accumulation decrease, while Si increases. Although the PC1 scores remain positive, there is a downward trend, consistent with the stratigraphy of the AR core. The isotopic signals of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ are enriched, characterizing, respectively, the expansion of C4 plants and a greater contribution of phytoplankton and aquatic plants to OM. The lowest values of the D/P and Ic% suggest, respectively, a decrease in tree cover and an increase in temperature, in relation to the previous phase (Fig. 5).

Horák-Terra et al. (2015) also found $\delta^{13}\text{C}$ values typical of C4 plants and palynological indicators of hydrological disturbances and soil erosion in the Pau de Fruta peatland in this period. The palynological assemblage of the Pinheiro peatland (Horák-Terra et al., 2020) indicated the presence of dry grassland in the last 0.74 cal kyr BP, consistent with a warmer and less humid environment.

The changes that occurred in phase V may have been influenced by human activity, given the intense occupation of the landscape by Europeans for over 300 years (Pimenta e Sodr , 2018). Currently, the Araçuaí River peatland watershed is used for cattle ranching, which causes soil compaction, and it also suffers from a high incidence of fires, favoring erosion and the deposition of mineral sediments.

4.6 Holocene paleoenvironmental changes in the Serra do Espinhaço Meridional region

Figure 6 summarizes the Holocene records of local signs of the paleoenvironmental changes detected in all cores collected in the Araçuaí River, Preto River, Pau de Fruta, and Pinheiro peatlands from the SdEM (Fig. 1).

In the Pinheiro peatland, 42 km from the site of this study, colder conditions from 16.5 to 6.1 cal kyr BP were identified (Fig. 6 - Hor k-Terra et al., 2020). In the Pau-de Fruta peatland, 38 km from the study site, colder and wetter conditions from 10.0 to 7.4 cal kyr BP were identified (Schellekens et al., 2014; Hor k-Terra et al., 2015), with increased regional dust deposition and a warmer and drier climate from 4.2 to 2.2 cal kyr BP (Hor k-Terra et al., 2015), with evidence of large seasonal fires from 4.2 to 1.0 cal kyr BP (Schellekens et al., 2014). Working off the coast of southeastern Brazil, Laut et al. (2020) identified warmer periods between 2.9 to 2.5 cal kyr BP, 1.9 to 1.7 cal kyr BP, and 1.5 to 0.8 cal kyr BP. Stable phases were identified in the Araçuaí River basin, with wetter environmental conditions and milder temperatures between 6.6 and 3.9 cal kyr BP and between 2.1 and 0.25 cal kyr BP, in addition to an episode around 3.3 cal kyr BP Fig. 5 and 6).

In the Pinheiro peatland, an increase in moisture and a decrease in temperature were identified from 3.1 cal kyr BP to the present (Hor k-Terra et al., 2020). In the Pau-de-Fruta peatland an increase in moisture was demonstrated between 7.4 to 4.2 cal kyr BP and between 1.2 to 0.4 cal kyr BP (Schellekens et al., 2014; Hor k-Terra et al., 2015). From 2.2 to 1.2 cal kyr BP there are signs of cooling in the climate climate (Fig. 6 - Hor k-Terra et al., 2015). Working off the coast of southeastern Brazil, Laut et al. (2020) identified colder periods around 3.0 cal kyr BP and between 2.9 to 2.5 cal kyr BP; 1.7 to 1.4 cal kyr BP, and 0.8 to 0.25 cal kyr BP.

A core sampled in the Preto River peatland, 1 km from the site of this study, showed evidence of a hot, dry climate from 11.0 to 7.0 cal kyr BP, but with large regional dust deposition and increased humidity from 7.0 cal kyr BP to the present (Costa, 2018)

and a decrease in temperature and humidity between 11.7 to 10.0 cal kyr BP, in relation to the previous period, with a tendency of increasing temperatures in the last 10.0 cal kyr BP (Fig. 6 - Machado et al., 2021).

In the last 0.25 cal kyr BP, there are indications that anthropic activities have caused instability (erosion and sedimentation) in the Araçuaí River peatland basin. Horák-Terra et al. (2015) also identified the influence of human activity on the Pau de Fruta peatland over the last 400 years (Fig. 6).

5. Conclusion

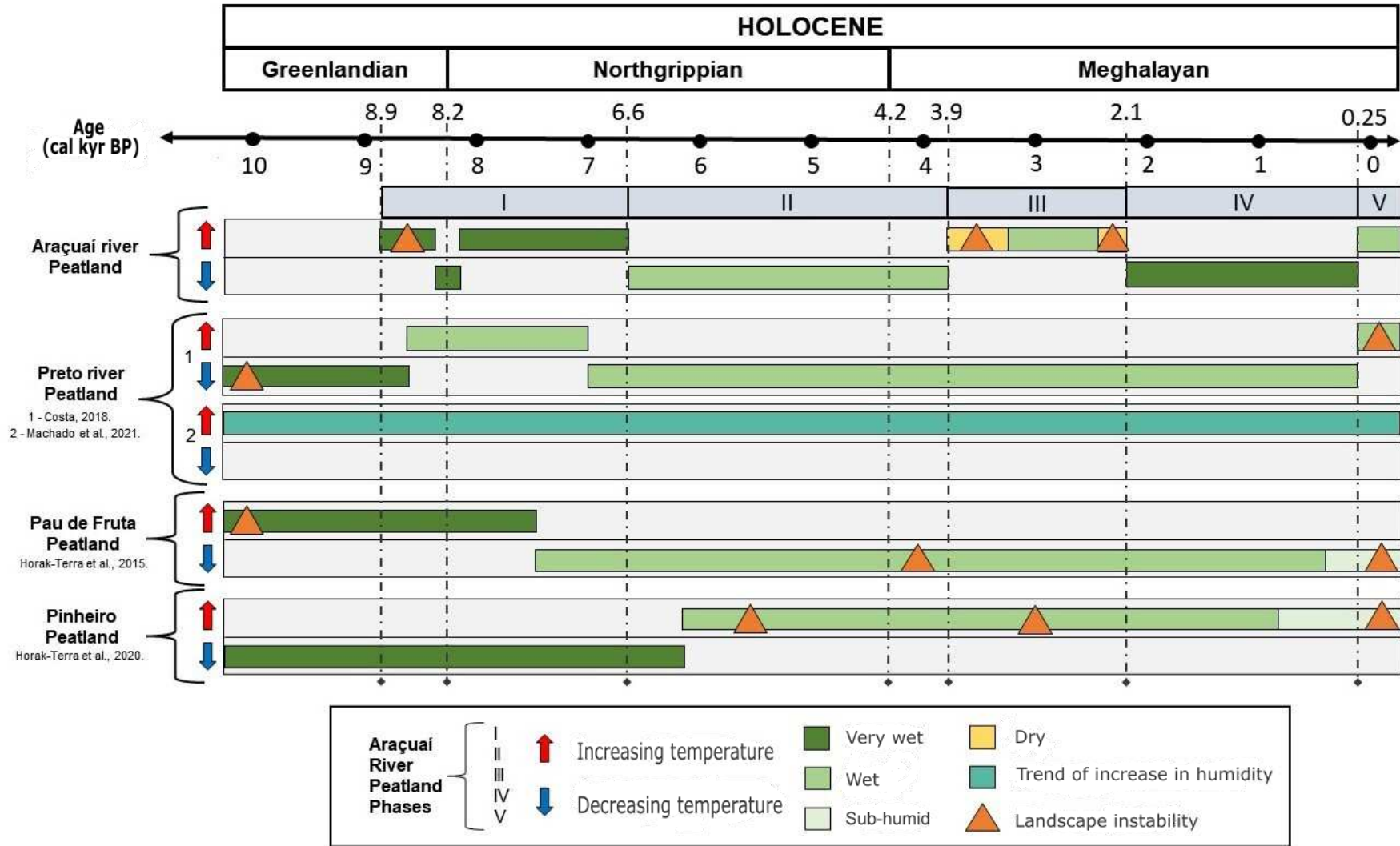
Investigations in the Araçuaí River peatland core enabled identification of five phases of paleoenvironmental changes, Holocene for the last 8.9 cal kyr BP, interpreted from variations in stratigraphy and isotopic, elemental, and phytolith compositions.

Phases of instability (erosion and sedimentation) and large regional dust deposition were identified in the Araçuaí River peatland watershed, with cooler environmental conditions at the end of the Lower Holocene/beginning of the Middle Holocene (8.9 to 6.6 cal kyr BP). An unstable phase (erosion and sedimentation) was also identified from the beginning to the middle of the Late Holocene (3.9 to 2.1 cal kyr BP), albeit under warmer, drier environmental conditions.

Instability on the landscape, fires, and extreme weather events, among others, can interfere with the results and cause discrepancies in relation to records from other locations. However, there is great convergence between the results obtained from the Araçuaí River peatland core and those obtained from other peatland records also in the SdEM.

The Araçuaí River peatland is in an area sensitive to variations in climatic systems, being a valuable archive of environmental changes. Our multi-proxy investigation increases knowledge about the dynamics of paleoenvironmental evolution in the Cerrado, serving as a basis for diagnostic models of climate change. However, it is urgent to expand, detail, and incessantly deepen the studies of paleoenvironmental reconstruction in tropical regions to produce more and more pieces of the great “puzzle” of paleoclimatic changes, in order to contribute to understanding the magnitude of the current climatic variations caused by global warming.

Figura 6. Simplified representation of climate change along the Holocene in peatland records from the Serra do Espinhaço Meridional.



Acknowledgements

This study was financed by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Brasil, CAPES, Finance Code 001, by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, process 408162/2018-0 and PELD 441335/2020-9, and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Fapemig, processes PPM 00568-16 and APQ 01000-18.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

References

- Abreu-Filho, A.P., Costa, C.R., Gomes, I.R., Barral, U.M., Viana, A.J.S., Tassinari, D., Vidal-Torrado, P., Silva, A.C., 2021. Os solos e a evolução de paisagens na Serra do Espinhaço Meridional, Brasil. *Revista Espinhaço*, 2-24. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5083372>.
- Alexandre, A., Meunier, J.D., Lézine, A.M., Vincens, A., Schwartz, D., 1997. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136, 213 - 229. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00089-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00089-8).
- Araújo, A.G.M., Neves, W.A., Piló, J.P.V., 2005. Holocene Dryness and Human Occupation in Brazil During the “Archaic Gap”. *Quat. Res.* 64, 298-307. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.08.002>.
- Augustin, C. H. R.R., Coe, H. H. G., Chueng, K.F., Gomes, J.G., 2014. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. *Géomorphologie* 4, 355–376. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10794>.
- Barberi, M., Salgado-Labouriau, M.L., Suguio, K., 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 241–254. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00022-5).
- Barboni, D., Bremond, L., Bonnefille, R., 2007. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 454-470. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.012>.
- Barral, U.M., 2018. Hidrologia e fluxo de carbono em turfeiras tropicais de montanha. Thesis. Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Brazil.
- Barros, L.F.P., Coe, H. H. G., Seixas, A.P., Magalhães Júnior, A.P., Macario, K.C.B., 2016. Paleobiogeoclimatic scenarios of the late quaternary inferred from fluvial deposits of the quadrilátero ferrífero (southeastern Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 67, 71–88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.004>.

Behling, H., 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, 14(3), 253-268. <https://doi.org/10.1007/BF00682427>.

Behling, H., 2002. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia inferred from Lagoa da Confusao in Tocantins State, northern Brazil. *Amazoniana: Limnologia et Oecologia Regionalis Systematis Fluminis Amazonas*, 17(1/2), 27-39. <http://hdl.handle.net/21.11116/0000-0004-9749-0>.

Behling, H., 2003. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Veg. Hist. Archaeobot.* 12, 263–270. <https://doi.org/10.1007/s00334-003-0020-9>.

Behling, H., Lichte, M., 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quat. Res.* 48, 348-358. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1932>.

Bernal, J.P., Cruz, F.W., Stríkis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Auler, A.S., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>.

Bispo, D.F.A., Silva, A.C., Christofaro, C., Silva, M.L.N., Barbosa, M.S., Silva, B.P.C., Barral, U.M., Fabris, J. D. (2016). Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. *Catena*, 143, 18-25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.040>.

Blaauw, M., Christeny, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 6, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>.

Boutton, T.W., 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: Coleman, D.C.; Fry, B. (Ed.). *Carbon isotope techniques*, New York: Academic Press, p.73-185.

Bremond, L., Alexandre, A., Hély, C., Guiot, J., 2005a. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change* 45, 277-293. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.09.002>.

Bremond, L., Alexandre, A., Peyron, O., Guiot, J., 2005b. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *J. Biogeogr.* 32, 311–327. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.09.002>.

Cassino, R.F., Ledru, M.P., Almeida, S.R., Favier, C., 2020. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. *Quaternary Science Reviews*, 232, 106209. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106209>.

Chambers, F.M., Booth, R.K., De Vleeschouwer, F., Lamentowicz, M., Le Roux, G., Mauquoy, D., Nichols, J.E., van Geel, B., 2012. Development and refinement of proxy-climate indicators from peats. *Quat. Int.* 268, 21–33.

<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.039>.

Chesworth, W., Cortizas, A.M., García-Rodeja, E., 2006. The redox–pH approach to the geochemistry of the Earth's land surface, with application to peatlands. *Developments in Earth surface processes*, 9, 175-195. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(06\)09008-0](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09008-0).

Chueng, K.F., Coe, H. H. G., Fagundes, M., Vasconcelos, A.M.C., Ricardo, S.D.F., 2018. Reconstituição Paleoambiental da Área Arqueológica de Serra Negra, Face Leste do Espinhaço Meridional (Minas Gerais), através da Análise de Fitólitos. *Revista Brasileira de Geografia Física* 11, 2260–2275. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v11.07.p2260-227>.

Chueng, K.F., Coe, H. H. G., Augustin, C. H. R.R., Macario, K.D., Ricardo, S.D.F., Vasconcelos, A.M.C., 2019. Landscape paleodynamics in siliciclastic domains with the use of phytoliths, sponge spicules and carbon isotopes: the case of southern Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 95, 102–232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102232>.

Coe, H.H.G., Osterrieth, M., 2014. *Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*. Nova Science Publishers, New York, 1, 280.

Coe, H.H.G., Seixas, A.P., Gomes, J.G., Barros, L.F.P., 2015. Reconstituição Paleobiogeoclimática através de Fitólitos e Isótopos de Carbono no Quadrilátero Ferrífero, MG. *Rev. Equador* 4, 1439–1447.

Coe, H. H. G., Machado, D.O. B.F., Chueng, K.F., Ricardo, S.D.F., 2021. Fitólitos de Sedimentos e Plantas – Métodos De Extração E Suas Aplicações. In: Sales, F.O. (Ed.), *Ciências Exatas e da Terra: Exploração e Qualificação de Diferentes Tecnologias 3*. Atena, Ponta Grossa, Paraná, Brazil, pp. 134–149. <https://doi.org/10.22533/at.ed.12321130111>.

Costa, F.N. 2005. Campos rupestres. In: Silva, A.C.; Pedreira, L.C.V.S.F.; Abreu, P.A.A. *Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e ambientes*. Belo Horizonte: O Lutador, p.137-147.

Costa, C.R., 2018. Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem multi-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha, Minas Gerais, Brasil (Thesis Master's degree). Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Brazil.

Cruz, F., Burns, S., Karmann, I., Sharp, W., Vuille, M., Cardoso, O., Ferrari, J., Dias, P., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>.

Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 495-507. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.019>.

De Oliveira, P. E., 1992. A palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil (Doctoral dissertation). The Ohio State University.

De Oliveira, P.E., Behling, H., Ledru, M.P., Barberi, M., Bush, M., Salgado-Labouriau,

M.L., Garcia, M.J., Medeanic, S., Barth, O.M., Barros, A.M., Scheel-Yber, R., 2005. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: Souza, C.R.G, Suguio, K., Oliveira, A.M.S, De Oliveira, P.E. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos Editora, 52-74.

Enters, D., Behling, H., Mayr, C., Dupont, L., Zolitschka, B., 2010. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. *Journal of Paleolimnology*, 44, 265-277. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9402-z>.

Eriksson, L., Johansson, E., Kettaneh; Wold, N., Wold, S., 1999. Introduction to Multi- and Megavariate Data Analysis Using Projection Methods (ACP & PLS). Umetrics: Umea.

Ferraz-Vicentini, K.R., Salgado, L.M.L., 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 207–209. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00007-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00007-7).

Fredlund, G.G.; Tieszen, L.L., 1997. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: Application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.136, n.1-4, p.199-211.

Giulietti, A.M., Pirani, J.R., 1987. Patterns of geographic distribution of some plant species from the espinhaço range, Minas Gerais and Bahia. In *Proceedings*. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências.

Giulietti, A.M., Pirani, J.R., Harley, R.M., 1997. Espinhaço range region, eastern Brazil. Centres of plant diversity: a guide and strategy for their conservation, 3, 397-404.

Gonçalves, T.S., 2021. Origem e evolução fitogeográfica dos Capões de Mata associados aos ecossistemas de turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG (Thesis Master's degree). Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Brazil.

Gurumurthy, G.P., Balakrishna, K., Tripti, M., Riotte, J., Audry, S., Braun, J.J., Shankar, H.U., 2015. Use of Sr isotopes as a tool to decipher the soil weathering processes in a tropical river catchment, southwestern India. *Applied Geochemistry*, 63, 498-506. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.03.005>.

Hogg, A.G., Heaton, T.J., Hua, Q., Palmer, J.G., Turney, C.S.M., Southon, J., Bayliss, A., Palmer, J.G., Boswijk, G., Ramsey, C.B., Pearson, C., Petchey, F., 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., Vidal-Torrado, P., Silva, A.C., Pessenda, L.C.R., 2011. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 35, 41–52. <https://doi.org/10.1590/s0100-06832011000100004>.

Horák-Terra, I., Martínez Cortizas, A., De 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 peatlands from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. *Geoderma* 232–234, 183–197.

<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.008>.

Horák-Terra, I., Martínez Cortizas, A., Luz, C.F.P., Rivas López, P., Silva, A.C., Vidal-Torrado, P., 2015. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 437, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.027>.

Horák-Terra, I., Cortizas, A.M., Luz, C.F.P., Silva, A.C., Mighall, T., De Camargo, P.B., Mendonça-Filho, C.V., De Oliveira, P.E., Cruz, F.W., Vidal-Torrado, P., 2020. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a bp peat record in the Cerrado biome. *J. Quat. Sci.* 35, 664–676. <https://doi.org/10.1002/jqs.3209>.

Horák-Terra, I., Nazareth Rosa Trindade, R., da Silva Terra, F., Christófaros Silva, A., Barbosa de Camargo, P., Batista de Oliveira Viana, C., Vidal-Torrado, P., 2022. Soil processes and properties related to the genesis and evolution of a Pleistocene savanna palm swamp (vereda) in central Brazil. *Geoderma* 410. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115671>

IGAM, Instituto Mineiro de Gestão das Águas. 2021. Bacia Hidrográfica do Rio Araçuaí (JQ2). Available in: <<http://comites.igam.mg.gov.br/conheca-a-bacia-jq2>>. Accessed in Set. 2021.

Jahn, R., Blume, H.P., Asio, V.B., Spaargaren, O., Schad, P., 2006. Guidelines for Soil Description of Food and Agriculture Organization of the United Nations, 190p.

Kaushal, S., Binford, M.W., 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation of Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology* 22, 439–442. <https://doi.org/10.1023/A:1008027028029>.

Köppen, W., 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica. México. 479p.

Kury, M.S., Moreira, L.S., Cordeiro, R.C., Sifeddine, A., Turcq, B., Stríkis, N.M., Santos, M.S., 2021. Late-Holocene palaeoenvironmental reconstruction from a lake in the Amazon Rainforest-Tropical Savanna (Cerrado) boundary in Brazil using a multi-proxy approach. *The Holocene*. 31(9):1417-1429. <https://doi.org/10.1177/09596836211019091>

Laut, L., Clemente, I., Pereira, E., Nascimento, K.A., Vasconcelos, S.C., Belart, P., Bastos, A. C., 2020. Registro das Oscilações Climáticas do Holoceno Tardio no Estuário do Rio Piraquê-Açu (ES - Brasil). *Anuário do Instituto de Geociências*, 43 (2), 298-315. http://doi.org/10.11137/2020_2_298_315.

Ledru, M.P., 1993. Late quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary research*, 39(1), 90-98. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>.

Ledru, M.P., Braga, P.I.S., Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123(1-4), 239-257. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8).

- Ledru, M. P., Ceccantini, G., Gouveia, S. E., López-Sáez, J. A., Pessenda, L. C., Ribeiro, A. S., 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 25(9-10), 1110-1126. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.10.005>.
- Ledru, M.P, Mourguiart P, Riccomini C., 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 271: 140–152. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.008>
- Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., McKenzie, J.A., 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(20), 3573-3584. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00968-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00968-7).
- Liu, B., Wang, Y., Su, X., Zheng, H., 2013. Elemental geochemistry of northern slope sediments from the South China Sea: Implications for provenance and source area weathering since Early Miocene. *Chemie der Erde* 73, 61–74. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.11.005>.
- Lucena, U.P., 2014. Reconstrução da paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu, MG, através de indicadores fitolíticos. Master thesis, Universidade do Estado de Minas Gerais, Minas Gerais, Brazil.
- Machado, D.O.B.F., Chueng, K.F., Coe, H.H.G., Silva, A.C., Costa, C.R. 2021. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the preto river, Minas Gerais state, Brazil, through siliceous bioindicators. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103349. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103349>.
- Maher, B.A., Prospero, J.M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P.P., Balkanski, Y., 2010. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1-2), 61-97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>.
- Margalef, O., Cañellas-Boltà, N., Pla-Rabes, S., Giralt, S., Pueyo, J.J., Joosten, H., Rull, V., Buchaca, T., Hernández, A., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Sáez, A., 2013. A 70,000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island). *Global and Planetary Change*, 108, 72-84. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.016>.
- Margalef, O., Martínez Cortizas, A., Kylander, M., Pla-Rabes, S., Cañellas-Boltà, N., Pueyo, J.J., Sáez, A., Valero-Garcés, B.L., Giralt, S., 2014. Environmental processes in Rano Aroi (Easter Island) peat geochemistry forced by climate variability during the last 70kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 414, 438–450. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.025>.
- Martin, L., Bertaux, J., Ledru, M.P., Mourguiart, P., Siffedine, A., Soubies, F., Turcq, B., 1995. Perturbaciones del regimen de las lluvias y condiciones de tipo El Niño en América del Sur tropical desde hace 7000 años. *Bulletin Institut Français d'Etudes Andines* 24, 595–605.
- Martínez-Cortizas, A., López-Costas, O., Orme, L., Mighall, T., Kylander, M. E.,

- Bindler, R., Gallego Sala, Á., 2020. Holocene atmospheric dust deposition in NW Spain. *The Holocene*, 30(4), 507-518. <https://doi.org/10.1177/0959683619875193>.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.* 114, 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0).
- Meyers, P.A., 2003. Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstruction: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.* 34, 261–289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7).
- Missura, R., Corrêa, A.C.B., 2007. Evidências geomorfológicas como ferramenta para a reconstrução paleogeográfica na Mantiqueira Ocidental-MG. *Rev. Geogr.* 24, 268-287. <https://doi.org/10.51359/2238-6211.2007.228720>.
- Morellato, L.P.C., Silveira, F.A., 2018. Plant life in campo rupestre: new lessons from an ancient biodiversity hotspot. *Flora*, 238, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.flora.2017.12.001>.
- Muller, J., Kylander, M., Wüst, R.A.J., Weiss, D., Martinez-Cortizas, A., LeGrande, A.N., Jennerjahn, T., Behling, H., Anderson, W.T., Jacobson, G., 2008. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch's Crater deposit. *Quat. Sci. Rev.* 27, 468–475. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.006>.
- Neumann, K., Strömberg, C. A.E., Ball, T., Alnbert, R.M., Vydaghs, L., Cummings, L.S., 2019. International code for phytolith nomenclature 2.0. *Ann. Bot.* 124, 189–199. <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>.
- Novenko, E.Y., Tsyganov, A.N., Volkova, E.M., Babeshko, K. V., Lavrentiev, N. V., Payne, R.J., Mazei, Y.A., 2015. The Holocene paleoenvironmental history of central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil, and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region. *Quat. Res. (United States)* 83, 459–468. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.03.006>.
- Page, S.E., Rieley, J.O., Banks, C.J., 2011. Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Glob. Chang. Biol.* 17, 798–818. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02279.x>.
- Parizzi, M.G., Salgado-Labouriau, M.L., Kohler, H.C., 1998. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *Holocene* 8, 311–321. <https://doi.org/10.1191/095968398670195708>.
- Parolin, M., Monteiro, M.R., Coe, H. H. G., Colavite, A.P., 2017. Considerações Paleoambientais do Holoceno Médio por Meio de Fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. *Revista do Departamento de Geografia (USP)* 1, 96–103. <https://doi.org/10.11606/rdg.v0ispe.132609>.
- Pessenda, L.C., Aravena, R., Melfi, A.J., Telles, E.C., Boulet, R., Valencia, E.P., Tomazello, M., 1996. The use of carbon isotopes (¹³C, ¹⁴C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, 38(2), 191-201. <https://doi.org/10.1017/S0033822200017562>.
- Pessenda, L.C.R., Ribeiro, A.S., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Bendassolli, J.A., 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barrerinhas region,

- Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quat. Res.* 62, 183-193. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.06.003>.
- Pessenda, L.C., De Oliveira, P.E., Mofatto, M., de Medeiros, V.B., Francischetti Garcia, R.J., Aravena, R., Bendassoli, J.A., Zuniga Leite, A., Saad, A.R., Lincoln Etchebehere, M., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quat. Res.* 71, 437–452. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.008>.
- Peterson, B.J., Howarth, R.W., 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia 1. *Limnology and oceanography*, 32(6), 1195-1213. <https://doi.org/10.4319/lo.1987.32.6.1195>.
- Pimenta, A.C.C., Sodr , V.E.L., 2018. A escravid o no Arraial do Tejuco (1731-1733): ensaio acerca da dinâmica social e hierarquiza o, sob a  tica dos registros batismais. *História em Revista*, 24(2). <https://doi.org/10.15210/hr.v24i2.15867>.
- Piperno, D.R., 1985. Phytolith analysis and tropical paleoecology: production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. *Review of Palynology* 45, 3–4. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90002-8).
- Piperno, D.R., 1988. Phytolith analysis and tropical paleoecology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. *Review of Palynology*, 45, 3 – 4. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90002-8).
- Piperno, D.R., 2006. *Phytoliths: a Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists*. Altamira press, New York, E.U.A. <https://doi.org/10.1017/S0016756807003159>.
- Rao, Z., Guo, W., Cao, J., Shi, F., Jiang, H., Li, C., 2017. Relationship between the stable carbon isotopic composition of modern plants and surface soils and climate: A global review. *Earth-Science Reviews*, 165, 110-119. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.007>.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G., Dutter, R., 2008. *Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics with R*. John Wiley & Sons Ltd: Chichester.
- Rezanezhad, F., Price, J. S., Quinton, W. L., Lennartz, B., Milojevic, T., Van Cappellen, P., 2016. Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. *Chemical Geology*, 429, 75-84. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.010>.
- Rocha, A.P., 2014. *Reconstitu o Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia, Minas Gerais, durante o Pleistoceno Superior/Holoceno, através da análise de fitólitos extraídos de Sedimentos de uma Voçoroca*. Graduation monography, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, Brazil.
- Rodrigues-Filho, S., Behling, H., Irion, G., Müller, G., 2002. Evidence for lake formation as a response to na infered Holocene climatic transition in Brazil. *Quat. Res.* 57, 131-137. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2281>.
- Sabino, S. M. L., Cassino, R. F., Gomes, M. O. S., Sant'Anna, E. M. E., Rocha

Augustin, C. H. R., de Oliveira, D. A., 2021. Late Holocene in central Brazil: vegetation changes and humidity variability in a tropical wetland. *Journal of Quaternary Science*, 36(6), 1028-1039. <https://doi.org/10.1002/jqs.3351>.

Sallun, A., Sallun Filho, W., Suguio, K., Babinski, M., Gioia, S., Harlow, B., Duleba, W., De Oliveira, P.E., Garcia, M.J., Weber, C.Z., Christofolletti, S.R., Santos, C.S., Medeiros, V.B., Silva, J.B., Santiago-Hussein, M.C., Fernandes, R., 2012. Geochemical evidence of the 8.2 ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil. *Quaternary Research*, 77(1), 31-43. [doi: 10.1016/j.yqres.2011.09.007](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.007).

Schellekens, J., Horák-Terra, I., Buurman, P., Silva, A.C., Vidal-Torrado, P., 2014. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: Molecular records from the Pau de Fruta peatland. *Organic geochemistry*, 77, 32-42. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.08.011>.

Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., Broderson, W.D., 1998. Field book for describing and sampling soils. Lincoln, NE: national soil Survey center. Nat. Resour. Conserv. Serv. United States Depart. Agric.

Seixas, A.P., 2015. Reconstituição Paleobiogeoclimática de Registros Sedimentares Fluviais no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais, através de análises fitolíticas e de isótopos de carbono. Graduation monography. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, Brazil.

Shao, Y., 2014. Including dust dynamics in paleoclimate modeling. *Past Global Changes Magazine* 22: 66–67. <https://doi.org/10.22498/pages.22.2.66>.

Sifeddine, A., Meyers, P.A., Cordeiro, R.C., Albuquerque, A.L.S., Bernardes, M., Turcq, B., Abrao, J.J., 2011. Delivery and deposition of organic matter in surface sediments of Lagoa do Caçó (Brazil). *Journal of Paleolimnology*, 45(3), 385-396. <https://doi.org/10.1007/s10933-011-9506-0>.

Silva, A.C., Vidal-Torrado, P., Martinez Cortizas, A., Garcia Rodeja, E., 2004. Solos do topo da Serra São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciências do Solo* 28, 455-466. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832004000300007>.

Silva, A.C., Pedreira, L.C.V.S.F., Almeida Abreu, P.A., 2005. Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador.

Silva, A.C., Torrado, P.V., Pérez, M.G., Martin Neto, L., Vasquez, F.M., 2007. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em toposequência de Latossolos do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31, 1059-1068. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832007000500022>.

Silva, A.C., Horák, I., Vidal-Torrado, P., Martinez Cortizas, A., Rodrigues Racedo, J., Campos, J.R.R., 2009a. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. II - Influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 33, 1399–1408. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000500031>.

Silva, A.C., Horák, I., Martínez Cortizas, A., Vidal-Torrado, P., Rodriguez Racedo, J., Graziotti, P.H., Silva, E.B., Ferreira, C.A., 2009b. Turfeiras da Serra do Espinhaço

Meridional: I Caracterização e classificação. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 33, 1385–1398. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000500030>.

Silva, A.C., Silva, E.V., Silva, B.P.C., Camargo, P.B., Pereira, R.C., Barral, U.M., Botelho, A.M.M., Vidal-Torrado, P., 2013a. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 37, 134–144. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000100014>.

Silva, E.V., Silva, A.C., Pereira, R.C., Camargo, P.B., Silva, B.P.C., Barral, U.M., Mendonça Filho, C. V., 2013b. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: I - composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. *Rev. Bras. Ciência do Solo* 37, 121–133. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000100013>.

Silva, M.L., Silva, A.C., 2016. Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na Serra do Espinhaço Meridional–MG. *Geociências (São Paulo)*, 35(3), 393-404.

Silva, A.C., Souza, S.D., Fabris, J.D., Barbosa, M.S., Barral, U.M., Costa, R.V., 2017. Chemical-mineralogical characterization of magnetic materials from magnetic soils of the southern Espinhaço mountain chain and of the upper Jequitinhonha valley, state of Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 41. <https://doi.org/10.1590/18069657rbcS20160274>.

Silva, A.C., Barbosa, M.S., Barral, U.M., Silva, B.P.C., Fernandes, J.S.C., Viana, A.J.S., Filho, C.V.M., Bispo, D.F.A., Christófar, C., Ragonezi, C., Guilherme, L.R.G., 2019. Organic matter composition and paleoclimatic changes in tropical mountain peatlands currently under grasslands and forest clusters. *Catena* 180, 69–82. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.017>.

Silva, A.C., Horák-Terra, I., Barral, U.M., Costa, C.R., Gonçalves, S.T., Pinto, T., Christófar, B.P., Cunha Fernandes, J.S., Mendonça Filho, C.V., Vidal-Torrado, P., 2020. Altitude, vegetation, paleoclimate, and radiocarbon age of the basal layer of peatlands of the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 103. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102728>.

Sjöström, J.K., Martínez Cortizas, A., Hansson, S.V., Silva Sánchez, N., Bindler, R., Rydberg, J., Mörth, C.M., Ryberg, E.E., Kylander, M.E., 2020. Paleodust deposition and peat accumulation rates – Bog size matters. *Chem. Geol.* 554, 119795. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119795>.

Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy. Natural Resources Conservation Service. USDA, Washington.

Swift, R.S., 1996. Organic matter characterization. *Methods of soil analysis: Part 3 chemical methods*, 5, 1011-1069. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.3.c35>.

Taboada, T., Cortizas, A.M., García, C., García-Rodeja, E., 2006. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. *Geoderma* 131, 218–236. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.03.025>.

Trindade, R.N.R. 2020. Reconstituição paleoambiental do norte de minas gerais Através

da vereda Pau Grande, Parque Nacional Grande Sertão Veredas (mg). (Thesis Master's degree). Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Brazil.

Turcq, B., Albuquerque, A.L.S., Cordeiro, R.C., Sifeddine, A., Simões Filho, F.F.L., Souza, A.G., Abrão, J.J., Oliveira, F.B.L., Silva, A.O., Capitâneo, J., 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene Sediment. *Geol.* 148, 319-342. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00224-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00224-X).

Twiss, C., 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. Rapp, J.; Mulholland, S. C. (Ed.). *Phytolith Systematics*. New York: Plenum Press. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1155-1_6.

Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Solheid, M., 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3391–3403. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.009>.

Wei, G., Xie, L., Sun, Y., Lu, Y., Liu, Y., 2012. Major and trace elements of a peat core from Yunnan, Southwest China: implications for paleoclimatic proxys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58, 64-77. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.06.021>.

Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S., Huddart, D., 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 64, 685–698. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.04.003>.

Zaccone, C., Cocozza, C., Cheburkin, A.K., Shotyk, W., Miano, T.M., 2008. Distribution of As, Cr, Ni, Rb, Ti and Zr between peat and its humic fraction along an undisturbed ombrotrophic bog profile (NW Switzerland). *Appl. Geochemistry* 23, 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2007.09.002>.

Zhang, W., Yan, H., Cheng, P., Lu, F., Li, M., Dodson, J., Zhou, W., An, Z., 2016. Peatland development and climate changes in the Dajiuhu basin, central China, over the last 14,100 years. *Quaternary International*, 425, 273-281. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.039>.

Relações entre a gênese das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional e o estabelecimento de cobertura vegetal florestal (Capão de Mata)

RESUMO

As turfeiras são ambientes de transição entre os ecossistemas terrestres e aquáticos, formados pela acumulação sequencial de matéria orgânica. Extremamente sensíveis às mudanças nos padrões de precipitação e temperatura, são consideradas excelentes arquivos da evolução do paleoambiente local/regional. Este estudo teve por objetivo aprofundar o conhecimento a respeito da gênese das turfeiras e de processos que controlam o estabelecimento e a evolução cronológica dos Capões de Mata associados a esses ecossistemas, na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), com base em propriedades morfológicas, composição elementar e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) de quatro testemunhos coletados em Capões de Mata associados aos ecossistemas de turfeira em diferentes condições de drenagem e altitude. A cronologia dos eventos foi determinada por datações radiocarbônicas. A análise componentes principais agrupou as propriedades e processos atuantes na gênese das turfeiras. As mudanças paleoclimáticas provavelmente influenciaram a dinâmica da cobertura vegetal nos ecossistemas tropicais de montanha da SdEM. A altitude influenciou a formação das turfeiras e sua colonização pelos Capões de Mata atuais: nas menores altitudes as turfeiras começaram a se formar no Pleistoceno Tardio e os Capões de Mata se estabeleceram a partir da segunda metade do Holoceno (Holoceno Megalaino); nas maiores altitudes as turfeiras começaram a se formar na primeira metade do Holoceno (transição Holoceno Gronelandês/Nortegripiano) e os Capões de Mata se estabeleceram a partir do final da segunda metade do Holoceno. As condições topográficas locais influenciaram o nível lençol freático e, conseqüentemente, o estabelecimento dos Capões de Mata.

Palavras-chave: Organossolo, turfa, composição elementar, composição isotópica, datações radiocarbônicas, análise de componentes principais.

ABSTRACT

Peatlands are transition environments between terrestrial and aquatic ecosystems, formed by the sequential accumulation of organic matter. Extremely sensitive to changes in precipitation and temperature patterns, they are considered excellent archives of the evolution of the local/regional paleoenvironment. This study aimed to deepen knowledge about the genesis of peatland and processes that control the establishment and

chronological evolution of forest patches associated with these ecosystems, in the Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), based on morphological properties, composition elemental and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) values of four cores collected in *Capões de Mata* associated with peatland ecosystems under different drainage conditions and altitude. The chronology of events was determined by radiocarbon dating. Principal component analysis grouped the main properties and processes involved in the genesis of peatland. Paleoclimate changes influenced the dynamics of vegetation cover in tropical mountain ecosystems of SdEM. Altitude influenced the formation of peatlands and their colonization by current *Capões de Mata*: at lower altitudes, peatlands began to form in the Late Pleistocene and *Capões de Mata* were established from the second half of the Holocene (Meghaline Holocene); at higher altitudes, peatland began to form in the first half of the Holocene (Greenlandic/Northgripian Holocene transition) and *Capões de Mata* were established from the end of the second half of the Holocene. The local topographical conditions influenced the water table level and consequently the establishment of forest patches.

Keywords: Organosol, peat, elemental composition, isotopic composition, radiocarbon dating, principal component analysis.

1 Introdução

Turfeiras são ecossistemas transicionais entre os ecossistemas terrestres e aquáticos (KRÜGER et al., 2015; REZANEZHAD et al., 2016). São formados a partir do acúmulo sucessivo de matéria orgânica vegetal parcialmente decomposta, em locais saturados com água, de baixa atividade de organismos decompositores aeróbicos, devido às condições inóspitas do meio (COSTA et al., 2003; SILVA e SILVA, 2016; SILVA et al., 2013).

Os ecossistemas de turfeiras ocupam 4.877.542 km², o que corresponde a 3,8% da área dos continentes e ilhas do Planeta Terra. A maioria dos ecossistemas de turfeira ocorrem em regiões boreais e temperadas e aproximadamente 27% localizam-se nas regiões tropicais. No Brasil, elas ocupam uma área de 260.195 km² (englobando também os ecossistemas de veredas), o que corresponde a 3% do território nacional (UNEP, 2022).

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é considerada uma das principais áreas de ocorrência de turfeiras tropicais de montanha do Brasil (SILVA et al., 2020), abrigando fauna e flora com espécies endêmicas. Esses ecossistemas constituem grandes

reservatórios de carbono orgânico e estão relacionados com o volume e com a qualidade das águas das bacias dos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, sendo este último o principal curso d'água perene na região semiárida do nordeste de Minas Gerais (SILVA et al., 2009a, 2009b; BISPO et al., 2016). As turfeiras também guardam valiosas informações sobre as mudanças climáticas e ambientais ocorridas durante o Quaternário (SILVA et al., 2013a, 2017, 2019, 2020; HORÁK et al., 2011; 2014; 2015; 2020; SILVA e SILVA, 2016; SCHELLEKENS et al., 2014; COSTA, 2018; MACHADO et al., 2021, COSTA et al. 2022a,2022b).

As turfeiras da SdEM são colonizadas por fitofisionomias de Campo Limpo Úmido e formações florestais agrupadas em manchas, conhecidas localmente como “Capões de Mata”. Os Capões de Mata possuem fitogeografia bastante diversificada, apresentando espécies comuns aos Biomas da Mata Atlântica, Cerrado, Floresta Amazônica e Caatinga (GONÇALVES, 2021). A maioria dos estudos concernentes a turfeiras da SdEM se concentram em áreas campestres, e ainda pouco se conhece a respeito da origem e evolução das áreas de Capão de Mata relacionadas às turfeiras (GONÇALVES et al., 2020; GONÇALVES, 2021).

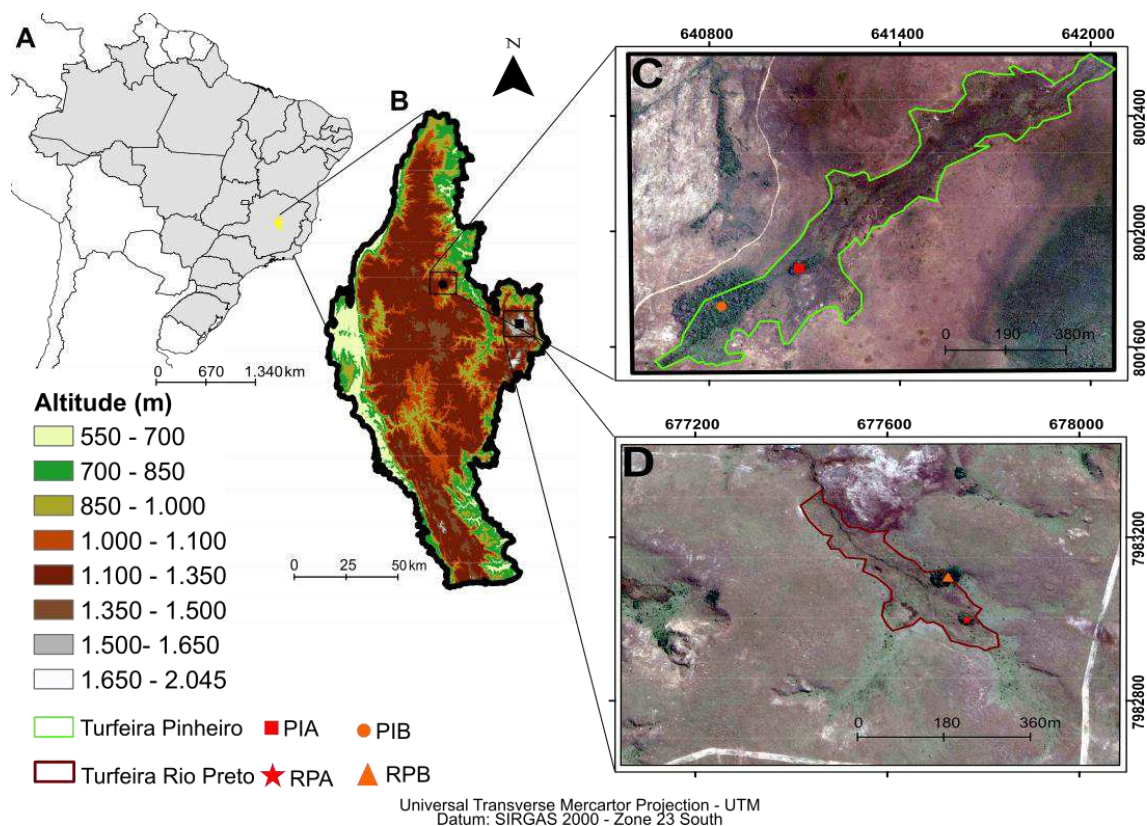
Nesse sentido, este estudo teve por objetivo aprofundar o conhecimento a respeito dos processos que controlam a origem e a evolução cronológica dos Capões de Mata associados aos ecossistemas de turfeiras da SdEM. Para isso foram investigados aspectos morfológicos, propriedades elementares (elementos principais e traços) e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) de quatro testemunhos coletados em Capões de Mata associados aos ecossistemas de turfeira em diferentes condições de drenagem e altitude. Também foi determinada a cronologia de deposição da matéria orgânica nessas turfeiras, o que possibilitou a identificação de possíveis mudanças paleoambientais.

2 Material e métodos

2.1 Áreas de Estudo

Foram estudadas duas turfeiras situadas em diferentes posições altimétricas na SdEM: turfeira Pinheiro e turfeira Rio Preto (FIG. 1). Em cada turfeira foram coletados dois testemunhos sob vegetação de Capões de Mata em diferentes condições de drenagem, totalizando assim 4 testemunhos.

Figura 1. Localização das áreas de estudo. (A) Parte da América do Sul com o Brasil; (B) Mapa de elevação da Serra do Espinhaço Meridional; (C) turfeira Pinheiro com pontos de coleta dos testemunhos; (D) turfeira Rio Preto com pontos de coleta dos testemunhos.



A primeira área de estudo é a turfeira Pinheiro, situada no distrito de Pinheiro, município de Diamantina – MG, na zona de amortecimento do Parque Estadual do Biribiri, na cabeceira do Córrego da Dona (FIG. 1). A segunda área de estudo, a turfeira Rio Preto, está situada na cabeceira do Rio Preto, no Parque Estadual do Rio Preto, no município de São Gonçalo do Rio Preto (FIG. 1).

Os testemunhos coletados na turfeira Pinheiro foram: PIA (23k 641141S 8001688W 1258 m.s.m), coletado em capão totalmente inserido na turfeira; e PIB (23k 640912S 800148W 1260 m.s.m), coletado em capão de transição entre o solo mineral e a turfeira. Os testemunhos coletados na turfeira Rio Preto foram: RPA (23k 677756S 7982963W 1611 m.s.m), em capão totalmente inserido na turfeira; RPB (23k 677721S 7983068W 1612 m.s.m), coletado em capão na transição entre o solo mineral e a turfeira.

No Capão de Mata totalmente inserido na turfeira Pinheiro (PIA – 600 m² - FIG. 2A) há um pequeno riacho que corta o fragmento formando uma calha, estando a comunidade florestal submetida ao alagamento o ano todo. A vegetação é composta de árvores com raízes submersas e um dossel fechado com dominância das espécies *Xylopia emarginata* e *Calophyllum brasiliense* (GONÇALVES, 2021). No Capão de transição entre a turfeira e o solo mineral (PIB – 7000 m² FIG. 2A), tem-se um gradiente topográfico que controla a drenagem e a vegetação é mais aberta, com árvores mais espaçadas entre si (GONÇALVES, 2021).

Figura 2. Capões de Floresta Estacional Semidecidual da turfeira Pinheiro. (A) Capão totalmente inserido na turfeira (PIA); Capão na transição entre a turfeira e o solo mineral (PIB) (B).

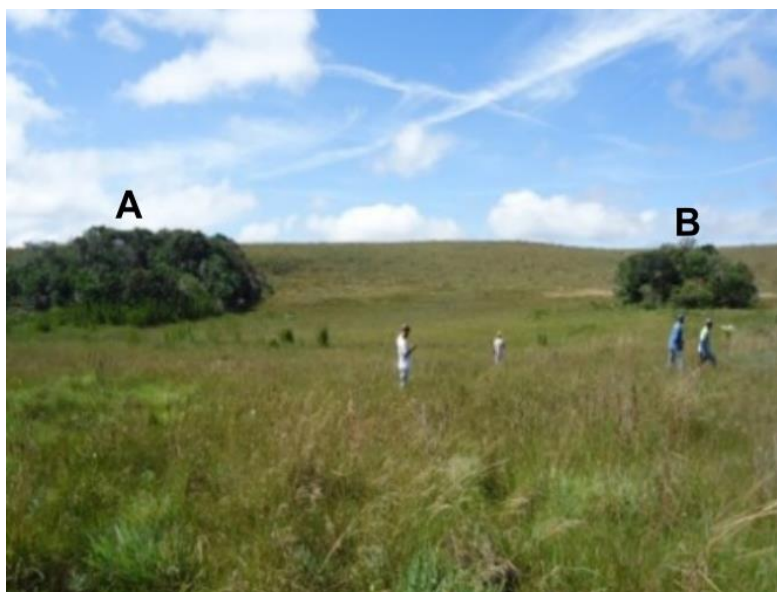


O Capão de Mata inserido totalmente dentro da turfeira Rio Preto (RPA – 500 m²- FIG. 3A) apresenta lençol freático a 20 cm da superfície na maior parte do ano. A vegetação é constituída por um dossel contínuo. O Capão de Mata de transição (RPB – 2400 m² - FIG. 3B) apresenta gradiente de declividade, possuindo o substrato perceptivelmente menos úmido e um dossel descontínuo, com algumas clareiras em seu estrato interior. No RPB foi observado que somente durante os períodos chuvosos o lençol fica próximo à superfície (GONÇALVES, 2021).

A litologia da SdEM é formada basicamente por quartzito, mas filitos hematíticos e filitos são encontrados intercalados aos quartzitos e rochas básicas ocorrem nas zonas de falha (COSTA, 2018). Esta litologia suporta superfícies aplainadas, escalonadas por altitude e separadas por áreas dissecadas, onde o relevo é montanhoso e escarpado. Afloramentos de rochas quartzíticas são muito comuns em toda a região e estão associados a Neossolos (SILVA et al., 2005). Cambissolos e Latossolos, derivados respectivamente de filitos, filitos hematíticos e gabros, que também ocorrem na região de estudo (HORÁK-TERRA et al., 2014; SILVA et al., 2019; ABREU-FILHO et al., 2021). As turfeiras são formadas por Organossolos (SILVA et al., 2022).

A turfeira Pinheiro é embasada por litologias da Formação litológica Galho do Miguel, constituída por quartzitos puros e finos (90%), quartzitos micáceos finos e metargilitos cinzentos ou esverdeados (5–10%) (KNAUER, 2007; HORÁK-TERRA et al., 2014). A turfeira do Rio Preto é embasada por litologias da Formação Sopa-Brumadinho, composta majoritariamente por quartzitos, mas com ocorrência de xistos verdes e filitos hematíticos (ABREU-FILHO et al., 2021).

Figura 3 - Capões de Floresta Estacional Semidecidual da turfeira Rio Preto. (A) na transição entre a turfeira e o solo mineral (RPA); (B) totalmente inserido na turfeira (RPB).



Conforme a classificação de Köppen (KÖPPEN, 1948), o clima é Cw'b (mesotérmico), ocorrendo estações chuvosas e secas bem definidas. De acordo com os dados da série histórica coletados na estação meteorológica localizada no município de Diamantina - MG, situada a 1.360 m de altitude, os valores médios anuais de precipitação pluviométrica e de temperatura são, respectivamente, de 1.322 mm e de 18,7°C (SILVA et al., 2005; 2019). De acordo com os dados da estação meteorológica automática instalada em 2016 próxima à turfeira Rio Preto, a 1573 m de altitude, os valores médios anuais de precipitação pluviométrica e de temperatura são, respectivamente, de 1.472 mm e de 16,7°C (SILVA et al., 2022).

2.2 Amostragem e descrição dos testemunhos

Os testemunhos foram coletados em áreas de Capões de Floresta Estacional Semidecidual (FIG. 4A), utilizando um vibrotestemunhador construído de acordo com Martin et al. (1995). Um tubo de alumínio de cinco metros de comprimento, três polegadas de diâmetro e 1/8" de espessura, acoplado ao vibrotestemunhador, foi posicionado verticalmente na superfície da turfeira e, por meio das vibrações, penetrou no solo sem causar perturbações significativas. Ao atingir o substrato basal, as vibrações foram interrompidas e vedou-se a extremidade superior com uma tampa de PVC, de mesmo diâmetro do tubo, a fim de criar vácuo. Em seguida, o tubo foi retirado com ajuda de uma talha (roldana), vedando-se a extremidade inferior. Para o transporte, o tubo foi

colocado em posição semi-vertical para evitar contaminação das camadas superiores por translocação da camada inferior. O tubo foi levado para o Laboratório Integrado de Pesquisa Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (LIPEMVALE), para abertura, descrição e seccionamento das amostras do testemunho da turfeira.

Figura 4 - (A) Coleta dos testemunhos; (B) Descrição dos testemunhos.



Os testemunhos foram descritos (FIG. 4B) de acordo com o Field Book for Descriptor and Sampling Soils (SCHOENEGER et al., 1998) e as Guidelines for Soil Description (JAHN et al., 2006), sendo os horizontes definidos de acordo com a Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010).

2.3 Composição elementar e composição isotópica de carbono e nitrogênio

As concentrações elementares foram determinadas em amostras secas, moídas e homogeneizadas a cada 2 cm de profundidade. Os teores totais de C, N, O e H foram obtidos a partir da combustão seca em um analisador elementar LECO® CHNS/O modelo TruSpec Micro (FIG. 5A) e os gases gerados foram quantificados em um detector infravermelho. Para calibração do equipamento foram utilizados dois padrões de composição conhecida: solo (C% = 2,35; N% = 0,183; e S% = 0,028) e folha de orquídea (C% = 50,40; H% = 6,22; N% = 2,28; e S% = 0,156). As análises foram feitas no LIPEMVALE.

Figura 5 - (A) Analisador elementar LECO® CHNS/O; (B) Espectrômetro de Massa Shimadzu EDX-720; (C) Espectrômetro de Massa



Os elementos maiores e traços (composição elementar inorgânica) foram determinados por fluorescência de raios X por energia dispersiva, modelo Shimadzu EDX-720 (FIG. 5B), no LIPEMVALE. O padrão A-720 de composição conhecida foi utilizado para calibração do equipamento. Os resultados foram expressos como percentagens de peso seco.

Para análise da composição isotópica, as amostras foram pré-tratadas física e quimicamente conforme Pessenda et al. (1996). Os isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ foram determinados em um analisador elementar acoplado a um Espectrômetro de Massa (FIG. 5C) no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo – CENA/USP.

2.4 Datação por radiocarbono

Treze amostras de turfa, escolhidas pela posição e morfologia da camada e pelo teor de C orgânico, tiveram suas idades determinadas pela técnica de radiocarbono. Foram datadas as seguintes amostras: PIA (14 e 60 cm de profundidade); PIB (28, 42, 56, 88, 114 e 132 cm de profundidade); RPA (16, 120 e 202 cm de profundidade) e RPB (18 e 44 cm de profundidade). As amostras foram submetidas a tratamentos físicos e químicos para análise de radiocarbono (PESENDA et al., 2009). Em seguida, elas foram transferidas para cápsulas contendo CO_2 purificado, obtidas no Laboratório ^{14}C do CENA/USP e enviadas aos laboratórios: UGAMS - Universidade da Geórgia e LAC -

Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense, para determinação de suas idades radiocarbônicas por Espectrometria de Aceleração de Massas (AMS).

O modelo idade-profundidade foi construído com estatísticas Bayesianas usando o pacote Bacon R (v.2.3.5) (BLAAUW e CHRISTENY, 2011). A curva de calibração utilizada foi SHCal20. Todas as idades ^{14}C são expressas de acordo com a calibração do modelo em anos calibrados antes do presente (anos cal AP). A partir das idades de radiocarbono e da espessura das camadas, calculou-se a taxa de acumulação de turfeiras.

2.5 Análise estatística

As diferenças na composição dos elementos (C, N, O, H, Si, Al, Ti, Fe e Zr), razão C/N e composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) entre todos os testemunhos foram avaliadas estatisticamente usando o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis (KRUSKAL; WALLIS, 1952). Antes da aplicação do teste, verificou-se a não normalidade dos dados por meio do teste de Shapiro e Wilk (SHAPIRO; WILK, 1965). Além disso, no teste de Kruskal-Wallis a hipótese nula foi avaliada com o nível de confiança ($\alpha = 0,05$). Assim, um valor de $p < 0,05$ pode ser considerado diferença significativa entre os testemunhos. Após o teste de Kruskal-Wallis foi realizada uma análise post-hoc com teste de Dunn (DUNN, 1964) a fim de descobrir diferenças significativas entre pares.

Foi feita ainda análise de tendência para verificar se há ou não uma tendência de alteração estatística significativa da composição elementar e isotópica ao longo de cada testemunho. Para tal, o teste Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) foi utilizado. Esse teste serve para comprovar ou rejeitar a hipótese de que há tendência de aumento, diminuição ou ausência de tendência ao longo dos testemunhos (SALVIANO et al., 2016).

As análises componentes principais (ACP) foi realizada a partir dos dados de composições elementar e isotópica nos quatro testemunhos. A ACP possibilita a interpretação intuitiva do ponto de vista pedológico, pois cada componente apresenta um significado em termos dos principais fatores e processos que caracterizam essas turfeiras (HORÁK-TERRA et al., 2014). Primeiramente, os dados foram transformados em log para obter uma distribuição normal verificada pelo teste de Shapiro-Wilk ($\alpha = 0,05$) conforme sugerido para dados de composição (ou seja, conjuntos de dados próximos) (REIMANN et al., 2008). A ACP foi realizada usando o software SPSS 20.0 no modo correlação e uma rotação varimax foi aplicada para maximizar a cargas das variáveis nos

componentes (ERIKSSON et al., 1999). A correlação de Pearson (r) foi aplicada à mesma matriz de dados utilizada no ACP pelo software R (R CORE TEAM, 2020).

3 Resultados

3.1 Estratigrafia

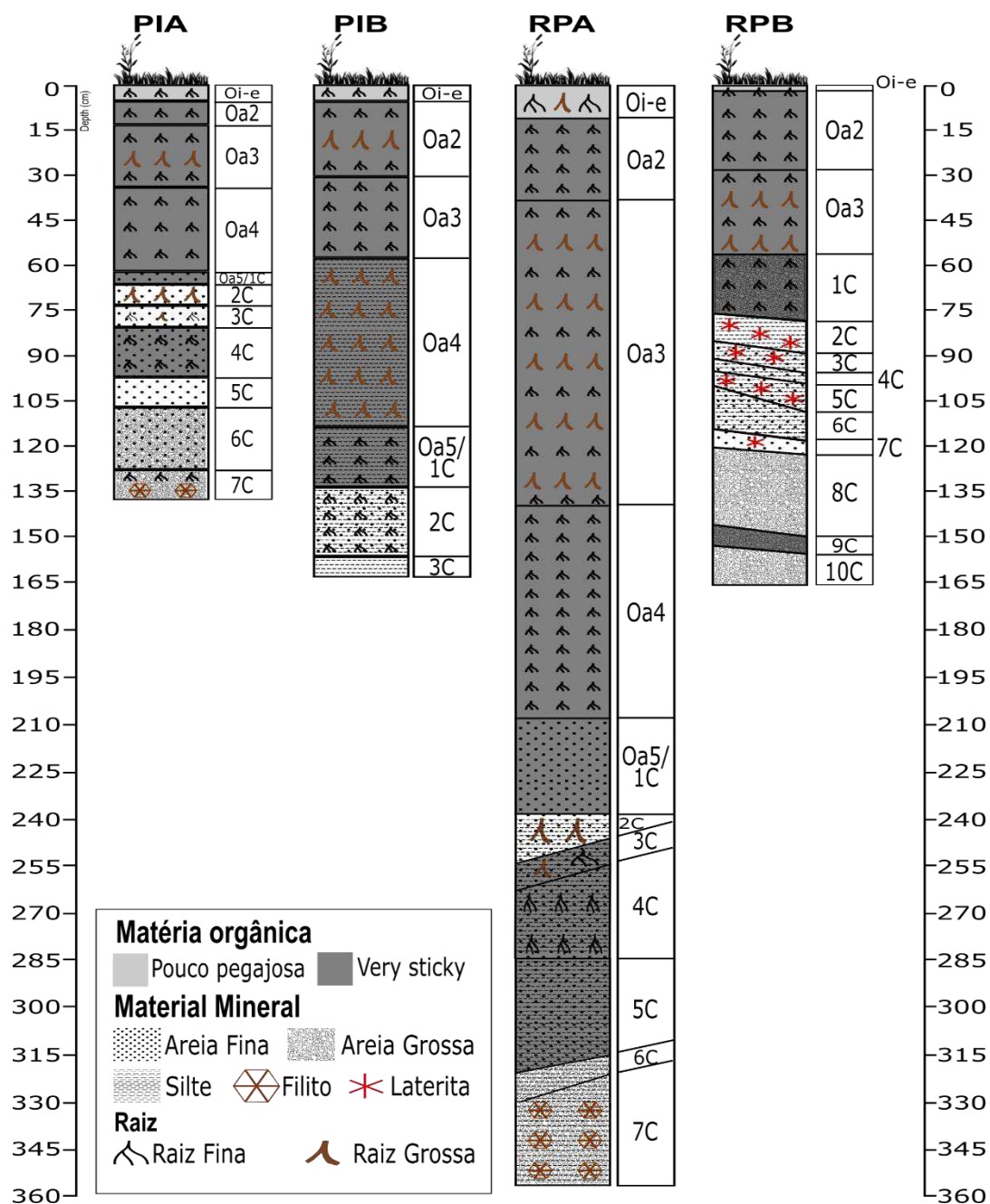
As descrições morfológicas dos testemunhos PIA, PIB, RPA e RPB (FIG. 6) mostram que as bases dos testemunhos são formadas por sedimentos minerais, principalmente areias (areia grossa e areia fina) e silte. Os testemunhos coletados na turfeira do Rio Preto apresentaram alguns horizontes minerais (horizonte C) inclinados em relação ao prumo do perfil do solo. PIA e RPA apresentaram quantidades significativas de filito no horizonte basal (7C). Os horizontes 2C, 3C, 5C e 7C do RPB indicaram a presença de laterita.

A camada orgânica é dominada por horizontes orgânicos sápricos (Oa) em todos os testemunhos, apresentado matéria orgânica fortemente decomposta. Alguns horizontes orgânicos situados na transição material orgânico/material mineral apresentaram elevado teor de areia fina em PIA (Oa5/1C) e RPA (Oa5/1C). No testemunho PIB os horizontes orgânicos Oa4 e Oa5/1C apresentaram elevado teor de silte. Todos os testemunhos apresentaram horizonte orgânico hêmico-fibrício (Oe-i) na camada superior.

3.2 Composição elementar orgânica e inorgânica

Nas figuras 7 e 8 são apresentados os resultados da composição elementar orgânica e inorgânica dos quatro testemunhos estudados (Anexo S3). De modo geral, em todos os testemunhos, os elementos constituintes da matéria orgânica ou ligados a ela (C, N, H e O - FIG. 7), apresentam valores mais altos nas camadas orgânicas (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm), com tendência significativa de aumento da base para o topo do testemunho, como indicado pelo teste Mann-Kendall (Anexo F1, F2, F3, F4). A razão C/N (FIG. 7) também apresentou tendência significativa de aumento da base para a superfície nos testemunhos PIA e RPA. Já em PIB e RPB, não foi verificada tendência significativa de mudança nos valores da razão C/N ao longo dos testemunhos.

Figura 6 – Descrição morfológica dos testemunhos coletados sob vegetação de Capão de Mata nas turfeiras Pinheiro (PIA e PIB) e Rio Preto (RPA e RPB).



De modo geral, os elementos relacionados ao material mineral apresentaram tendência decrescente da base ao topo (FIG. 8), apresentando valores mais altos na camada inorgânica (PIA - 64 a 138 cm; PIB - 134 a 164 cm; RPA - 208 a 354 cm; e RPB - 44 a 164 cm - Anexo F1, F2, F3, F4). No entanto, apesar do Si apresentar tendência decrescente significativa (verificada pelo teste Mann-Kendall) da base ao topo em todos os testemunhos, é possível observar aumento dos valores de Si em alguns horizontes orgânicos.

Os testes de Kruskal-Wallis e de comparações pós-hoc mostraram diferenças significativas na composição elementar entre os quatro testemunhos estudados (FIG. 9 e 10). De modo geral, os elementos constituintes da matéria orgânica (C, N, H e O), na camada orgânica, foram mais altos nos testemunhos coletados na turfeira Rio Preto, de maior altitude (FIG. 9). Na camada orgânica, Si apresentou valores mais altos em PIA; valores Al foram mais altos em PIB e RPA; Ti apresentou os valores mais altos em PIA e PIB; os valores mais altos de Fe foram vistos em PIB e o Zr apresentou valores mais altos em PIA e RPB.

Na camada mineral, os valores de C e N foram mais altos nos dois testemunhos da turfeira Pinheiro (FIG. 10). Os valores de H, O, Al, Ti, Fe e Zr foram mais altos, de modo geral, nos testemunhos PIB e RPA. Por sua vez, o Si apresentou valores mais altos na camada mineral em PIA (FIG. 10).

3.3 Composição Isotópica

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ (FIG. 11) apresentam uma tendência significativa de empobrecimento da base para o topo, verificado pelo teste Mann-Kendall em PIA, RPA e RPB, indicando uma maior ocorrência de plantas de fotossintético C3. Apesar dos valores $\delta^{13}\text{C}$ em PIB não mostrarem tendência significativa de mudança em profundidade, há um empobrecimento do sinal a partir dos 20 cm mais superficiais (FIG. 11), sugerindo a maior ocorrência de plantas C3, como visto atualmente.

Já os valores de $\delta^{15}\text{N}$ (FIG. 11) apresentam uma distribuição bastante irregular na camada mineral nos testemunhos oriundos da turfeira Rio Preto. Esta distribuição irregular dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ pode ser devido aos baixos valores de N encontrados nessa camada (FIG. 7). O $\delta^{15}\text{N}$ mostrou tendência significativa de aumento da base para o topo em RPA e RPB. Em PIA e PIB não foi verificada tendência significativa de mudança.

O teste de Kruskal-wallis apontou diferenças significativas entre os quatro testemunhos, tanto na camada orgânica quanto na camada mineral (FIG. 12). Os valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ na camada orgânica foram encontrados no testemunho RPB, seguido de PIA e PIB (que não diferiram entre si), indicando maior participação de plantas C3. O testemunho RPA apresentou os valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ em relação aos demais, sugerindo uma maior ocorrência de plantas C4, mas ainda assim o $\delta^{13}\text{C}$ indica a presença de uma vegetação arbórea, principalmente nas camadas mais superficiais.

Por sua vez, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ nas camadas orgânicas foi mais alto em PIA (FIG. 12) seguidos de RPA e RPB, o que sugere aumento da ocorrência de fitoplanctons e plantas aquáticas, apesar dos valores de $\delta^{15}\text{N}$ indicarem predomínio de plantas terrestres. O PIB apresentou, em média, os menores valores de $\delta^{15}\text{N}$ (FIG.12) indicando baixa ocorrência de fitoplanctons e plantas aquáticas e um maior domínio de plantas terrestres, quando comparado aos demais testemunhos.

Na camada mineral, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram mais empobrecidos nos testemunhos PIA, PIB e RPA e enriquecidos em RPB. De modo geral, houve uma tendência de empobrecimento do sinal do $\delta^{13}\text{C}$ da base para as camadas mais superficiais de todos os testemunhos (FIG. 11), o que sugere uma mudança de plantas C4 para C3 ao longo do tempo. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ na camada mineral foram mais enriquecidos no PIA, e empobrecidos em RPB, PIB e RPA, não diferindo entre eles.

Figura7. Valores de carbono, nitrogênio, razão C/N; hidrogênio e oxigênio dos testemunhos estudados.

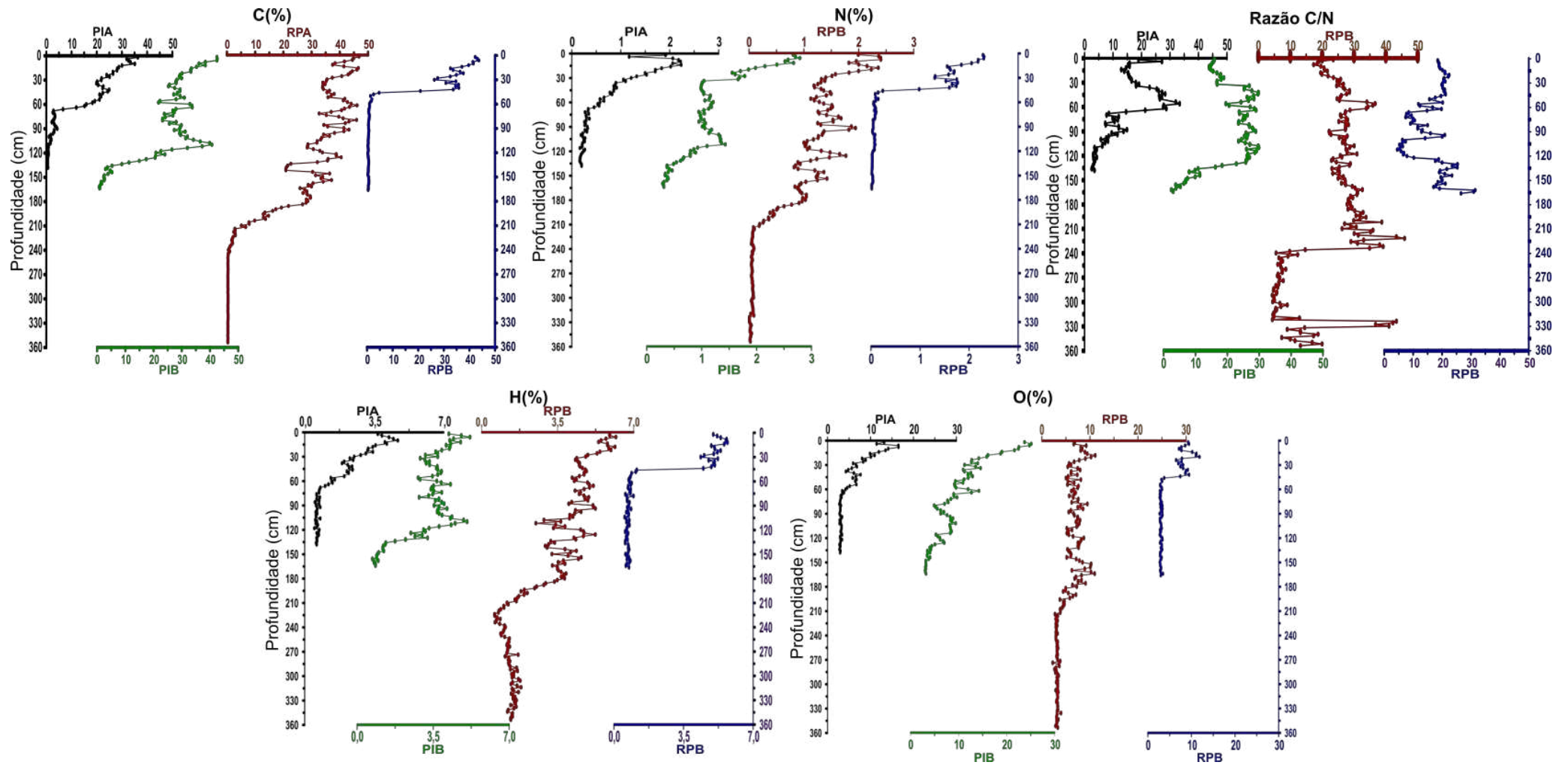


Figura8. Valores de silício; alumínio; titânio; ferro e zircônio dos testemunhos estudados.

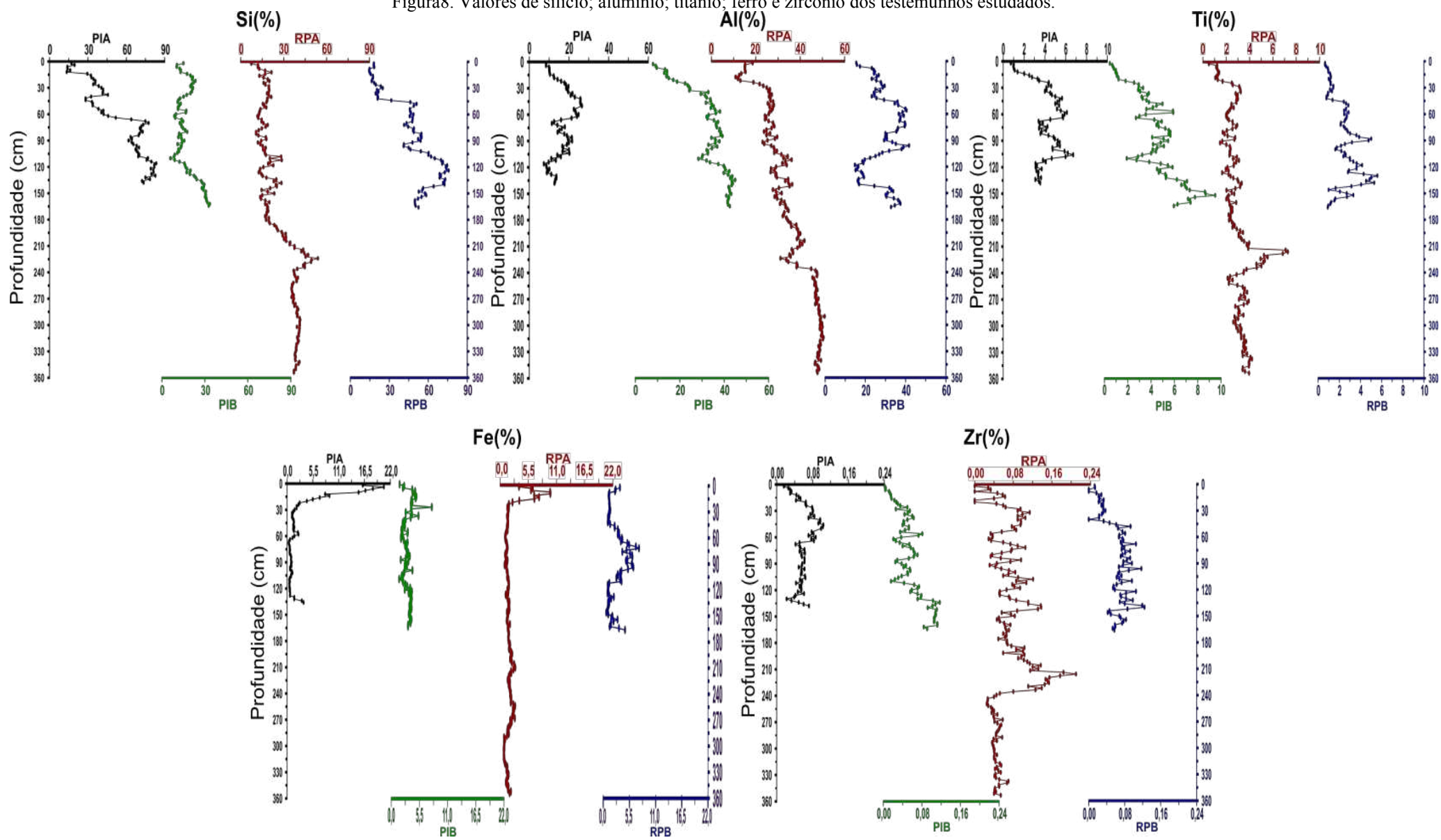


Figura9. Resultados do teste de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição elementar na camada orgânica dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn) encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos.

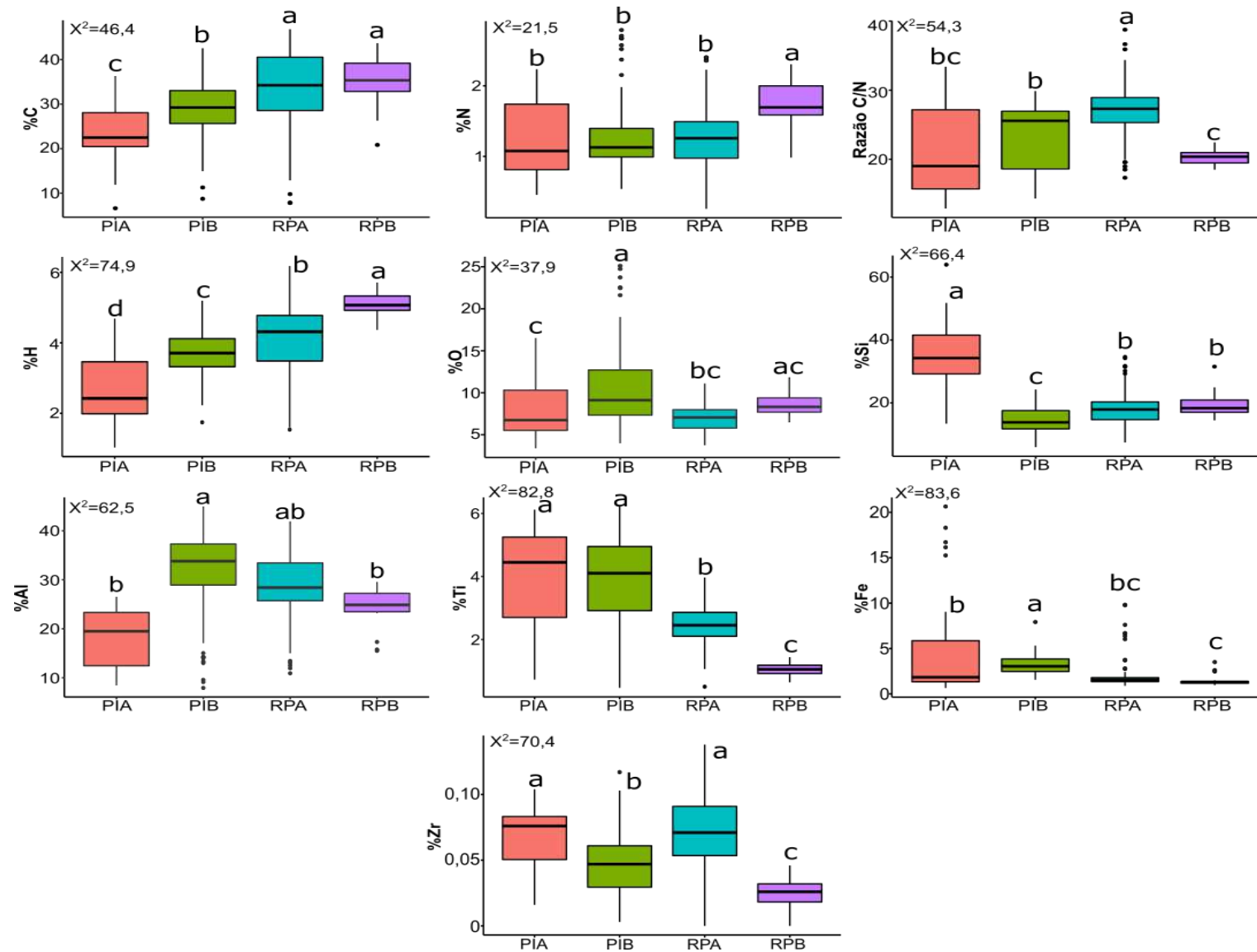


Figura 10 Resultados dos testes de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição elementar nas camadas inorgânicas dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn) encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos.

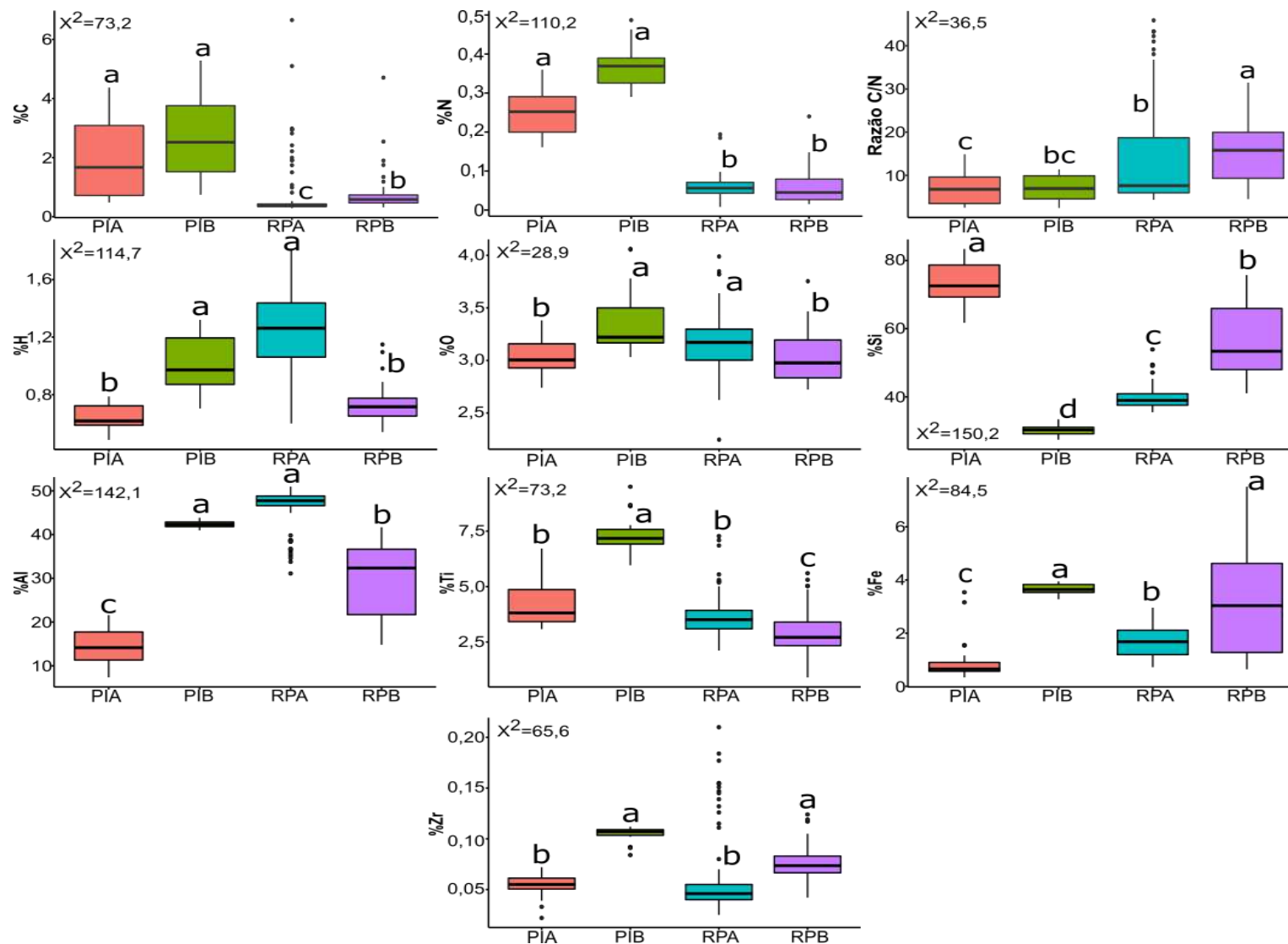


Figura 11. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{15}\text{N}$ (‰) dos testemunhos coletados sob vegetação de Capão de Mata nas turfeiras Pinheiro (PIA e PIB) e Rio Preto (RPA e RPB).

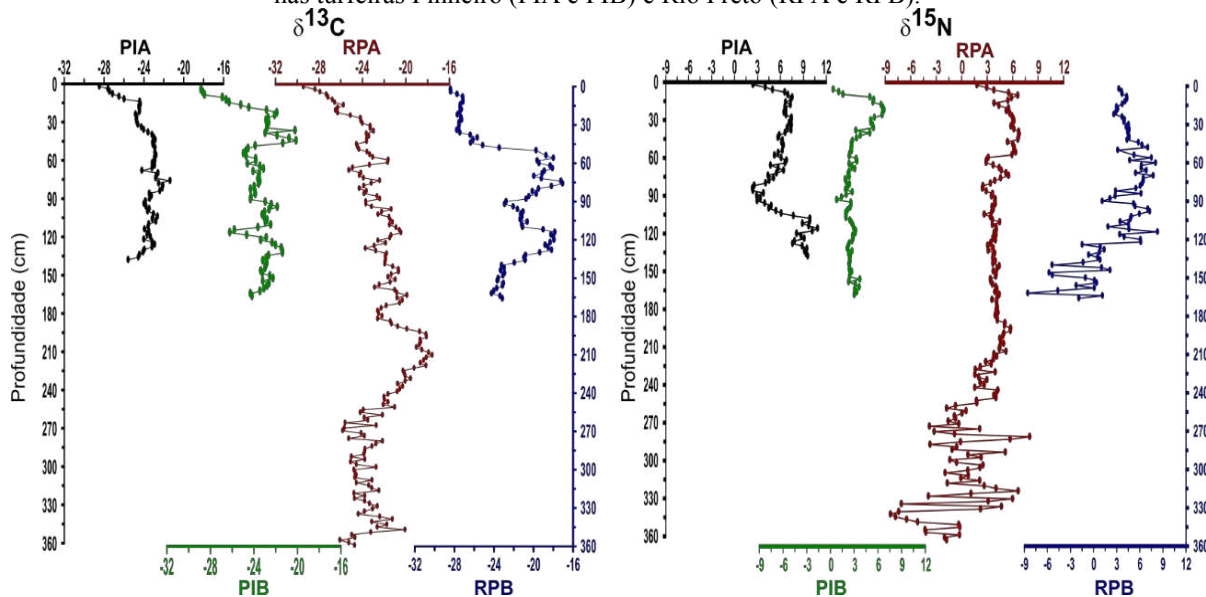
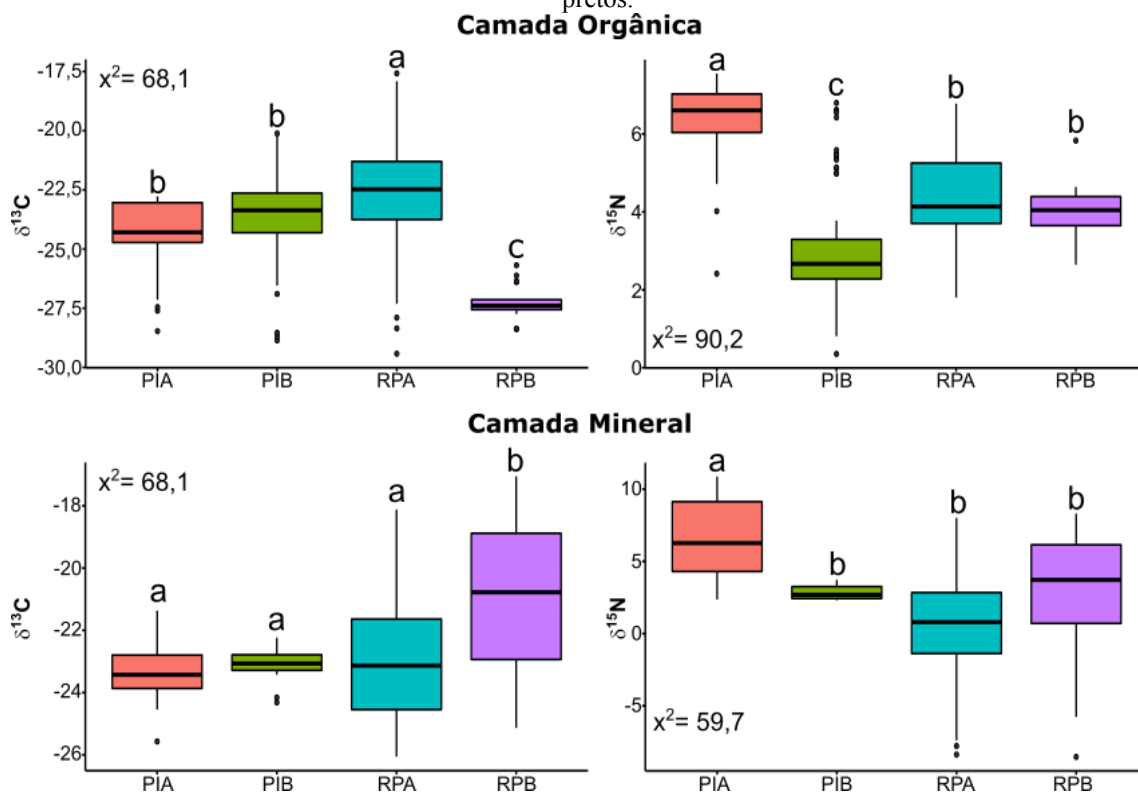


Figura 12. Resultados dos testes de Kruskal-Wallis e comparações post-hoc de Dunn da composição isotópica nas camadas orgânica e mineral dos testemunhos estudados. As letras (a, b, c, d, e) representam as diferenças significativas (teste de Dunn) encontradas entre os elementos da camada orgânica de cada testemunho estudados (PIA - 0 a 64 cm; PIB - 0 a 134 cm; RPA - 0 a 208 cm; e RPB - 0 a 44 cm). A linha horizontal em negrito denota o valor da mediana, a caixa delimita o intervalo interquartil e as linhas de bigode se estendem até o máximo e mínimo observados, exceto para os outliers simbolizados por pontos pretos.



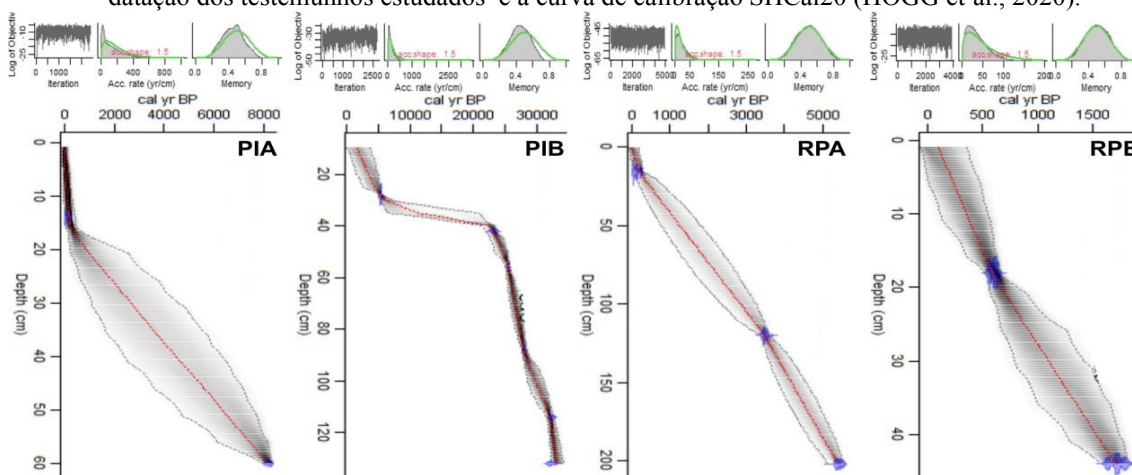
3.4 Cronologia dos eventos

O testemunho do PIB começou a ser formado no final do Pleistoceno Tardio (33,3k anos cal AP – Pleistoceno Tarentiano), enquanto o PIA iniciou sua formação na primeira metade do Holoceno (8,1k anos cal AP – Holoceno Gronelandês/Nortegripiano) (Tabela 1, FIG.13). Já o RPA teve sua formação iniciada na segunda metade do Holoceno (5,4 k anos cal AP - Holoceno Nortegripiano). O RPB (1,7k anos cal AP) começou a se formar no final da segunda metade do Holoceno (Holoceno Nortegripiano) (Tabela 1, FIG.13).

Tabela 1. Idades radiocarbônicas determinadas pela técnica de Espectrometria de Aceleração de Massas (AMS), teor de C das camadas datadas, crescimento vertical e taxa de acúmulo de carbono dos ecossistemas de turfeira sob Capão de Mata.

Material	Prof. (cm)	Código Lab.	Idade ¹⁴ C Convencional (anos AP)	Idade Calibrada 2σ (k anos cal. AP)	Área Capão (ha)	^a Cresc. Vertical (mm ano ⁻¹)	C (dag kg ⁻¹)	^b TAC (t ano ⁻¹)
PIA								
Turfa	14	LAC190467	46 ± 26	0,1	0,06	0,058	33,21	0,17
Turfa	60	LAC190618	7422 ± 37	8,1			23,15	
PIB								
Turfa	28	LAC190463	4744 ± 45	5,4	0,7	0,008	35,28	2,20
Turfa	42	UGAMS#48083	19294 ± 206	23,0		0,044	27,52	1,98
Turfa	56	LAC190464	21127 ± 62	26,2		0,182	28,96	1,96
Turfa	88	LAC190465	23830 ± 67	28,0		0,065	26,95	2,11
Turfa	114	LAC190466	28200 ± 92	32,0		0,142	33,21	1,90
Turfa	132	UGAMS#48084	28200 ± 227	33,3			21,09	
RPA								
Turfa	16	LAC190468	82 ± 30	0,2	0,05	0,317	42,14	0,20
Turfa	120	LAC190619	3313 ± 29	3,5		0,426	37,87	0,16
Turfa	202	LAC190469	4733 ± 39	5,4			27,11	
RPB								
Turfa	18	LAC190470	646 ± 34	0,6	0,24	0,233	40,16	0,87
Turfa	44	LAC190471	1842 ± 31	1,7			32,51	

Figura 13. Modelo idade-profundidade pelo pacote Bacon (BLAAUW e CHRISTENY, 2011) usando a datação dos testemunhos estudados e a curva de calibração SHCal20 (HOGG et al., 2020).



O PIB teria sua formação iniciada durante o Estágio de Isótopos Marininhos 3 (MIS 3), um período de clima mais frio no Hemisfério Norte, mas que pode ter causado mudanças climáticas na América do Sul (WANG et al., 2004; CRUZ et al., 2009; HORÁK-TERRA et al., 2020). Os demais testemunhos teriam sua formação iniciada no Holoceno, período conhecido por um clima mais ameno e estável.

As taxas de crescimento vertical (Tabela 1) foram mais altas na turfeira de maior altitude. As condições topográficas também parecem ter influenciado o crescimento vertical, visto que os testemunhos coletados nos capões em transição apresentaram os maiores valores (Tabela 1).

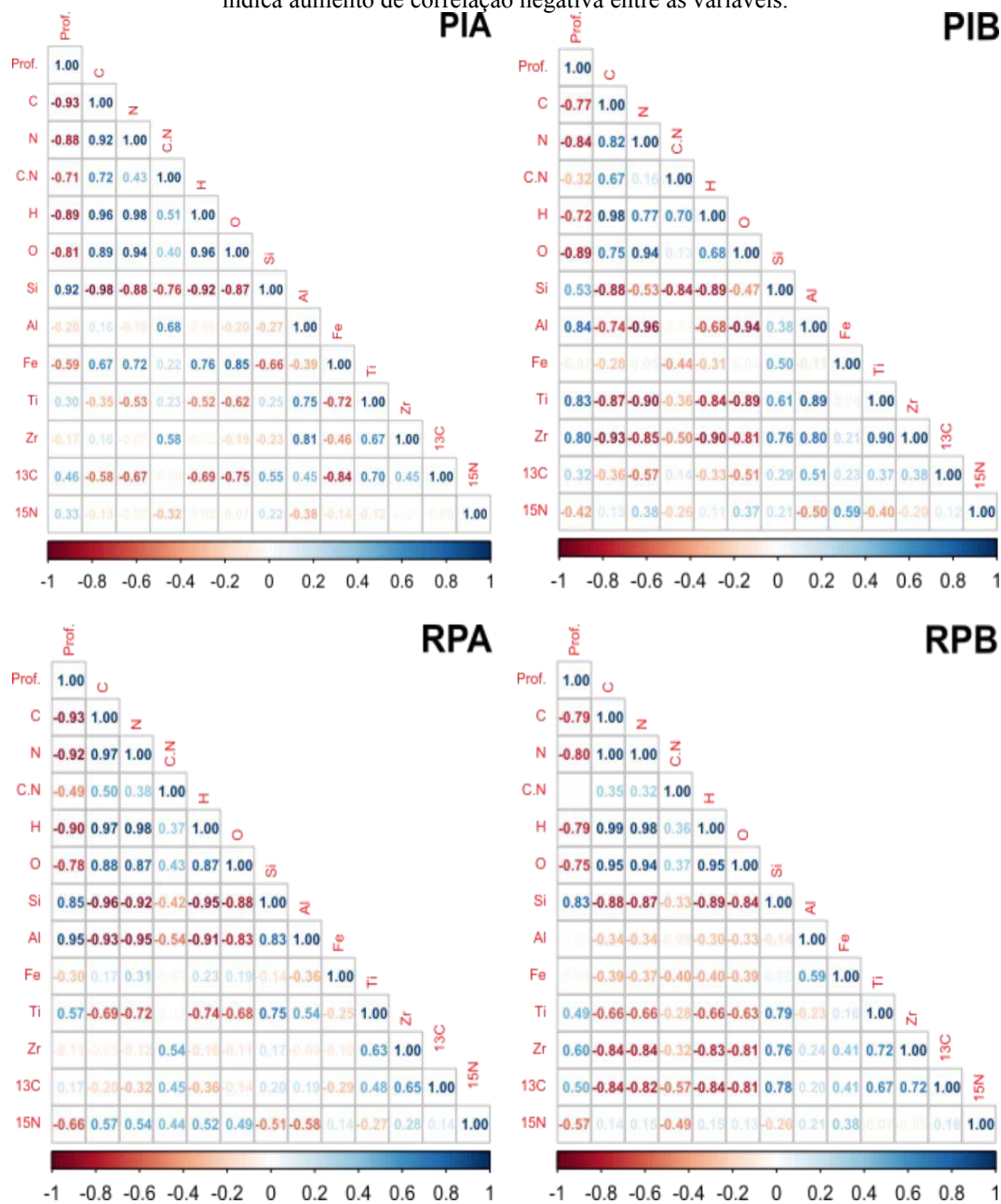
3.5 Análise de Componentes Principais (ACP)

Antes da realização da análise de componentes principais (ACP), os resultados da composição elementar e isotópica de cada testemunho, foram submetidos à análise de correlação de Pearson (r) (Figura 14).

Os resultados da análise de componentes principais (ACP) dos conjuntos de dados dos quatro testemunhos são apresentados na figura 15. Três componentes principais representam 92,3%; 91,4%; 84% e 84,3% da variância total do conjunto de dados do PIA, PIB, RPA e RPB, respectivamente (FIG. 15).

A primeira componente (CP1) dos quatro testemunhos apresentou cargas positivas altas e moderadas (0,56-0,98) para os elementos constituintes ou relacionados a MO (C, N, H e O) e para razão C/N, exceto em RPB, que apresentou carga positiva baixa (0,35) (BLASER et al., 2000; BIESTER; MARTÍNEZ CORTIZAS; KEPPLER, 2006; WEI et al., 2012, HORÁK-TERRA et al., 2014, 2022; COSTA et al., 2022a, 2022b). O Si, principal constituinte do quartzito que é o principal material geológico da região, teve a maior parte da sua variação explicada na CP1, com carga negativa (-0,75 a -0,98) e apresentou correlação negativa com os elementos constituintes da MO (FIG. 14), também nos quatro testemunhos. Nesse sentido, pode se dizer que CP1 é um bom indicativo de deposição de material autóctone. Momentos de maior estabilidade na bacia hidrográfica proporcionaram um maior acúmulo de matéria orgânica, enquanto em condições instáveis (episódios de erosão), maiores quantidades de material mineral local (sedimentos arenosos, ricos em Si) foram transportados para turfeira (fator negativo das pontuações).

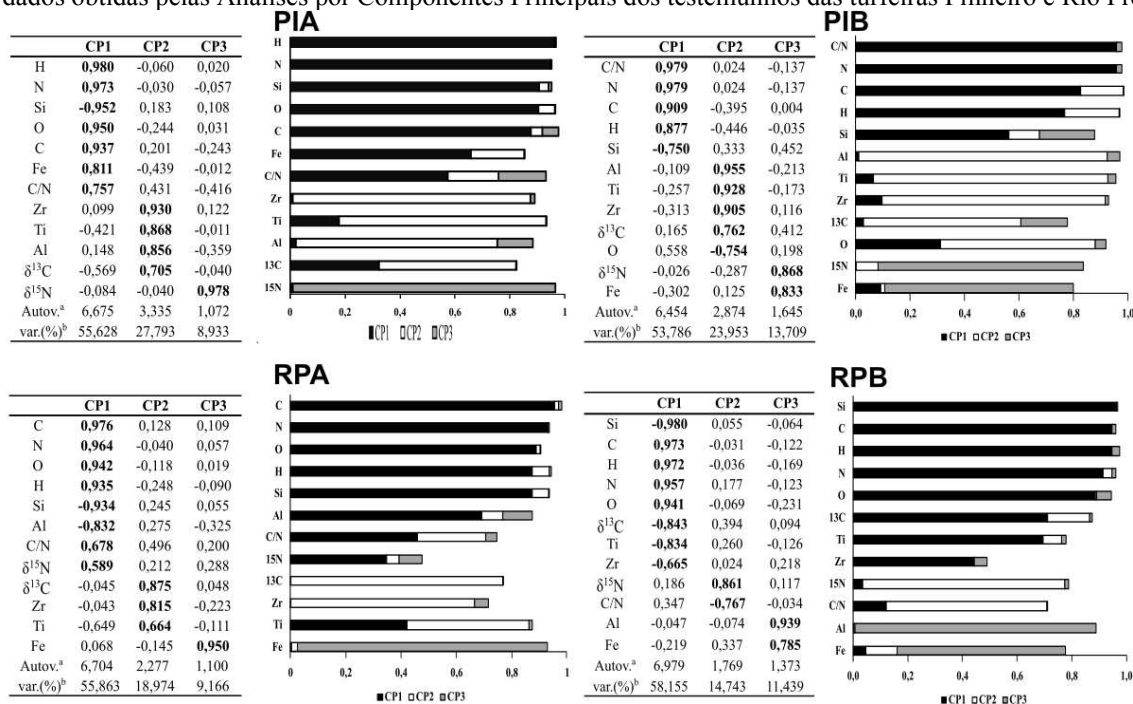
Figura 14. Correlação de Pearson (r) entre as composições elementares e isotópicas dos testemunhos das turfeiras Pinheiro e Rio Preto. As variáveis estão plotadas na horizontal. O aumento da intensidade da cor azul indica aumento de correlação positiva entre as variáveis e o aumento da intensidade da cor vermelha indica aumento de correlação negativa entre as variáveis.



A segunda componente principal (CP2) apresentou cargas positivas de moderada a alta (0,66-0,95) em PIA, PIB e RPA para $\delta^{13}\text{C}$, Zr, Ti e Al. O Zr, Ti e Al são associados a partículas muito finas que foram transportadas pela ação do vento, oriundas de longas distâncias (SCHUETZ, 1989; TABOADA et al., 2006; MARGALEF et al., 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015; COSTA et al., 2022a, 2022b). Por sua vez, valores mais enriquecidos do $\delta^{13}\text{C}$ apontam para uma maior ocorrência de plantas C4 (principalmente graminoides de

ambientes secos) (PETERSON e HOWARD, 1987; O'LEARY, 1988; BOUTTON, 1991). Assim, é provável que uma vegetação menos densa esteja associada tanto à maior quantidade de material mineral local (correlação positiva com Si e negativa com C) e material mineral oriundo de longas distâncias (HORÁK-TERRA, et al., 2022). Portanto, pode se dizer que a CP2 em PIA, PIB e RPA são indicativas de material mineral regional, depositado por erosão eólica.

Figura 15. Fator de carga para as componentes principais e fracionamento das comunalidades do conjunto de dados obtidas pelas Análises por Componentes Principais dos testemunhos das turfeiras Pinheiro e Rio Preto.



^aAutov: autovalores; ^bvar (%): porcentagem da variância explicada.

A terceira componente principal (CP3) para PIA, PIB e RPA apresenta maior contribuição do $\delta^{15}N$ (PIA e PIB - FIG. 15) e Fe (PIB e RPA- FIG. 15). O Fe apresenta forte comportamento redox, ocorrendo de forma reduzida e móvel em ambientes anaeróbicos, estando sua mobilidade associada a períodos de maior umidade (MULLER et al., 2008; COSTA et al., 2022a). Por sua vez, o $\delta^{15}N$ é indicativo da origem da MO, sendo que valores mais enriquecidos (+8,5 ‰) são característicos de algas, enquanto valores mais empobrecidos (+0,5‰) indicam maior participação de plantas terrestres na MO (PETERSON e HOWARD, 1987).

Embora a CP1 seja o principal fator que controle a variação da razão C/N, esta também tem parte de sua variação associada à CP3, com cargas negativas. Razão C/N baixa

(entre 4 e 10) é indicativa de fitoplâncton e bactérias, devido ao alto conteúdo de N, enquanto valores altos (≥ 20) indicam plantas terrestres, pois são constituídas principalmente de lignina e celulose, que são pobres em nitrogênio (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992). Portanto pontuações altas dos escores da CP3 sugerem uma maior ocorrência de algas, indicando um ambiente mais úmido. Já, as pontuações baixas dos escores da CP3 indicaria maior ocorrência de plantas terrestres, adaptadas a solos mais estáveis (HORÁK-TERRA et al., 2022).

O arranjo das componentes principais em RPB ficou um pouco diferente quando comparado a PIA, PIB e até mesmo a RPA. A CP2 em RPB apresentou cargas altas opostas para $\delta^{15}\text{N}$ (positiva) e a razão C/N (negativa) (FIG. 15). Parte da concentração do Fe também é explicada nessa componente. Sendo assim, pode se dizer que, em RPB, a CP2 relaciona-se com fontes de matéria orgânica com as condições hidromórficas, sendo comparável à CP3 em PIA, PIB e RPA.

Já a CP3, em RPB, mostra cargas altas positivas para o Al e o Fe (FIG.15). O Al também pode ser associado a partículas muito finas, que podem ser facilmente transportadas pelo vento. Uma parte da variação do Zr também é explicada na CP3 em RPB (FIG. 15), apresentando correlação positiva com o Al e o Fe (FIG. 14). Portanto, a CP3 em RPB pode ser indicativa de poeira transportada a longa distância, sendo comparada à CP2 em PIA, PIB, RPA.

4 Discussão

A análise do conjunto de dados permite o melhor entendimento da gênese e evolução das turfeiras estudadas e do estabelecimento e evolução cronológica dos capões. Nesse sentido, cada componente principal representa uma associação de proxys que controlam a gênese das turfeiras estudadas e o estabelecimento de seus capões.

4.1 Entrada de Material orgânico e inorgânico

A primeira componente principal dos quatro testemunhos, indica a deposição de material orgânico (autóctone) e inorgânico (transportado). As mudanças nas pontuações dos escores das CP1 podem indicar mudanças na composição do material depositado (mineral ou orgânico) e, conseqüentemente, mudanças no paleoambiente.

A figura 16 mostra uma tendência de aumento nos escores da CP1 da base para a superfície nos quatro testemunhos, com pontuações mais baixas nas camadas minerais, e mais altas nas camadas orgânicas, com exceção de PIB.

Em PIA, as pontuações da CP1 começam a aumentar a partir do horizonte transicional Oa5/1C (61 a 66 cm- FIG. 16), por volta dos 8,2 k anos cal AP (FIG. 13), evidenciando maior acúmulo de MO autóctone na camada orgânica e maior sedimentação na camada mineral. Assim como em PIA, os escores da CP1 em PIB aumentam a partir do horizonte transicional Oa5/1C (114 a 134 cm- FIG. 16), em aproximadamente 33, 1 k anos cal AP (FIG. 13). Entretanto, nos 16 cm superficiais (2,8 k anos cal AP), os escores da CP1 em PIB voltam a indicar aumento da entrada de material mineral local na turfeira, concomitante ao acúmulo de MO.

Da base até 202 cm, que corresponde à camada mineral, os escores da CP1 em RPA são negativos, indicando maior entrada de material mineral local. Dos 202 cm (horizonte Oa4 - FIG. 6), com idade de 5,4 k anos cal. AP, até a superfície, os escores da CP1 se mantêm positivos, evidenciando o maior acúmulo de MO (FIG. 16). Em RPB, os escores CP1 são negativos da base até 48 cm (horizonte H2), a partir daí, em cerca de 1,7 k anos cal. AP (44 cm, FIG. 13), os escores permanecem positivos até a superfície (FIG. 16).

4.2 Entrada de material mineral regional (poeira regional)

A segunda componente (CP2) do PIA, PIB e RPA e a terceira componente (CP3) do RPB estão relacionadas à deposição de material mineral transportado de longas distâncias (poeira regional). Conforme a localização das turfeiras e a distribuição dos materiais geológicos na SdEM, as fontes de poeira regional provavelmente estariam a uma distância de até 50 km (HORÁK-TERRA et al., 2014).

As pontuações da CP2 em PIA são baixas da base até os 108 cm, indicando pouca deposição de poeira regional. Dos 108 cm até os 20 cm (até por volta dos 0,9 k anos AP) ocorre um aumento nas pontuações da CP2, sugerindo maior entrada de poeira regional, com picos entre 98 e 92 cm e entre 80 e 78 cm de deposição praticamente nula. Nos 20 cm superficiais, a CP2 torna-se negativa, podendo-se inferir que praticamente não houve deposição de poeira regional nos últimos 800 anos (FIG. 16).

Em PIB, a CP2 se mantém positiva da base até os 34 cm (até aproximadamente 10,2 k anos cal AP), indicando deposição de poeira regional, mas com momentos de redução nos

escores, principalmente entre 114 e 106 cm (32 a 30,8 k anos cal AP), 66 e 60 cm (26,2 a 25,8 k anos cal AP) e 54 e 46 cm (25,2 a 23,9 k anos cal AP), quando a deposição teria diminuído drasticamente. Nos 34 cm superficiais os valores da CP2 tornam-se cada vez mais negativos, inferindo-se que praticamente não houve contribuição de poeira regional (FIG. 16).

Em RPA, os escores da CP2 são baixos da base até os 240 cm, indicando pouca contribuição de poeira regional. A partir dos 240 até os 28 cm (< 5,4 até 0,6 k anos cal AP) ocorre o aumento nos valores dos escores, sugerindo maior contribuição de poeira regional. No entanto, entre 94 e 62 cm (2,7 a 1,6 k anos cal AP) os valores da CP2 diminuem, indicando baixa entrada de poeira regional. Os 28 cm superficiais registram os valores mais baixos do testemunho, evidenciando que praticamente não houve contribuição de poeira regional nos últimos 600 anos (FIG. 16).

O indicador de poeira regional, a CP3, no RPB apresentou valores positivos, mas com tendência de queda, da base até os 146 cm. De 146 a 104 cm praticamente não teria havido deposição de poeira regional (escores negativos). Dos 104 a 38 cm os valores da CP3 aumentam, indicando deposição de poeira regional e nos 38 cm superficiais (últimos 1,4 k anos cal AP) voltam a cair, indicando queda na deposição.

As camadas mais superficiais de todos os testemunhos indicaram diminuição drástica da deposição de poeira regional. Esse resultado pode estar relacionado, dentre outros fatores, com a expansão das plantas C3 (FIG. 11), característico de vegetação arbórea, que dificultou a deposição de material mineral trazido pelo vento.

4.3 Potencial Redox e fontes de matéria orgânica

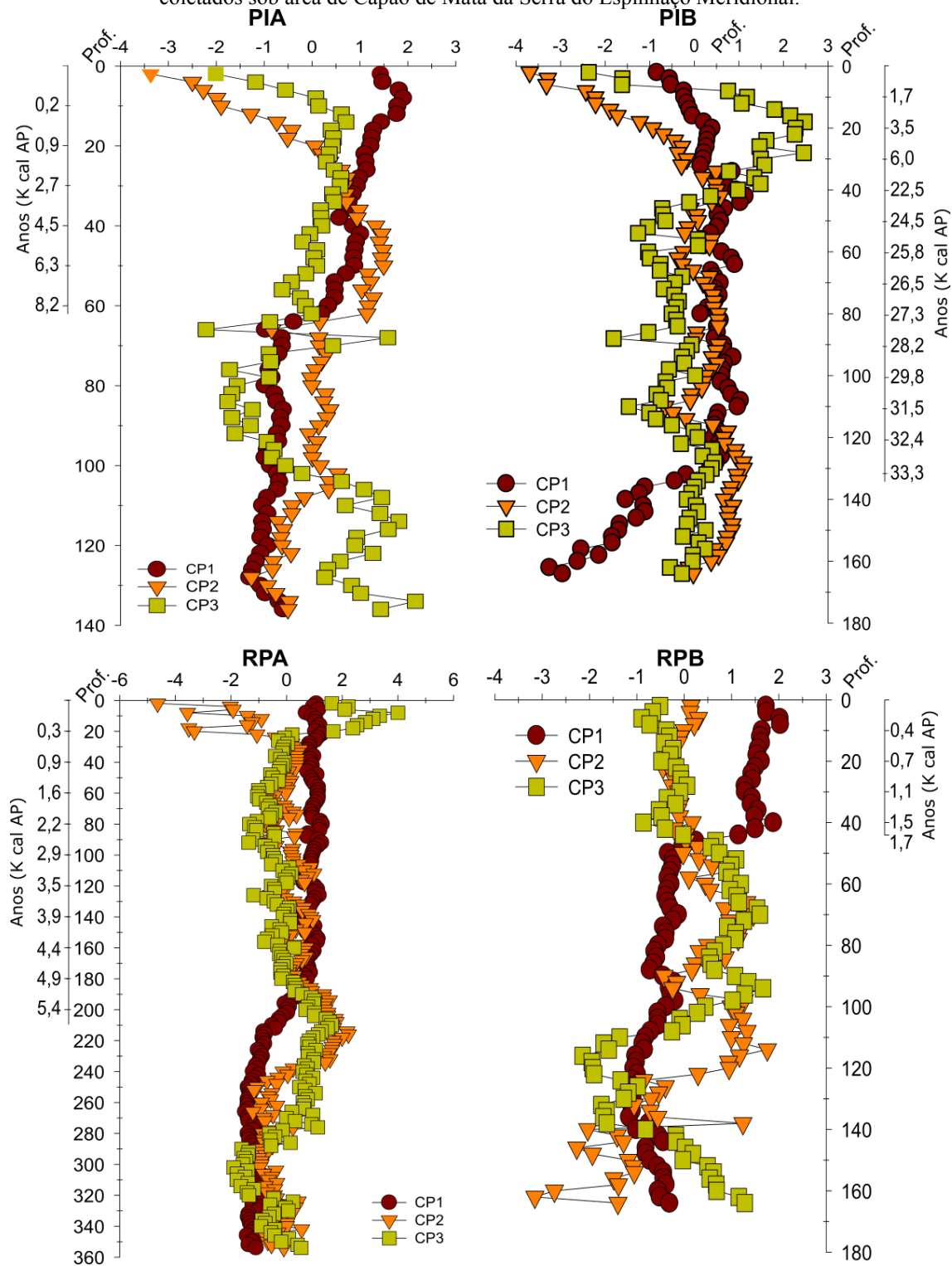
A CP3 para os testemunhos PIA, PIB e RPA e a CP2 para RPB foram inferidas como indicadoras de mudanças no potencial redox das turfeiras e também influência de diferentes fontes (fitoplanctons e plantas terrestres) da MO do solo. A distribuição dos escores da CP3 em PIA (FIG. 16), apresenta dois intervalos com maiores pontuações, entre 136 e 104 cm e 40 e 10 cm (4,5 a 0,1 k anos cal AP), que possivelmente estariam associados a períodos de maior participação de algas. Os 10 cm superficiais apresentam tendência de redução nos escores, que pode indicar diminuição da contribuição de algas na composição da MO do solo, influenciada pela maior oscilação do lençol freático na superfície.

No testemunho de PIB, da base até os 124 cm (até os 32,7 k anos cal AP), as pontuações da CP3 são próximas a zero, o que pode estar associado a um período menos úmido. A partir dos 124 cm até os 44 cm (32,7 a 23,5 k anos cal AP), os escores da CP3 são negativos, sugerindo amplo predomínio de plantas terrestres. Entre 44 e 8 cm (23,5 a < 1,7 k anos cal AP), os escores aumentam, indicando maior participação de algas na composição da MO do solo e, conseqüentemente, um ambiente mais úmido. Entretanto, os escores aumentam gradativamente de 44 a 20 cm (23,5 a 3,6 k anos cal AP) e diminuem paulatinamente até 8 cm (3,6 a < 1,7 k anos cal AP), apontando para um aumento da umidade até aproximadamente 3,6 k anos cal AP, com posterior redução (FIG.16). Assim como em PIA, a camada mais superficial de PIB, 8 cm superficiais, apresenta valores baixos (negativos), o que também pode indicar diminuição da contribuição de algas na composição da MO do solo, influenciada pela maior oscilação do lençol freático na superfície.

Em RPA, a CP3 (FIG.16), apresenta um padrão bastante truncado, com pouca variação em profundidade. No geral, este testemunho apresenta dois intervalos de ligeiro aumento. Entre 276 e 184 cm (até os 5 k anos cal AP) e nos 20 cm superficiais (< 0,3 k anos cal AP), o que pode estar relacionado a períodos de maior umidade. Os 6 cm superficiais, indicam uma diminuição da contribuição de algas na composição da MO do solo, influenciada pela maior oscilação do lençol freático na superfície, condizente a tendência de aumento da razão C/N (FIG. 7) e do empobrecimento do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ (FIG. 11).

Diferindo dos demais testemunhos, o RPB tem a sua CP2 como indicativo das fontes de MO. Da base até os 124 cm, os escores da CP2 (FIG. 16) são baixos (negativos), sugerindo maior ocorrência de plantas terrestres. Entre 124 e 52 cm, os valores dos escores aumentam, indicando maior participação de algas, com a exceção do intervalo de 94 e 90 cm, que provavelmente estaria relacionado a um período menos úmido. Nos 52 cm superficiais os valores dos escores da CP2 são negativos, sugerindo diminuição da contribuição de algas na composição da MO do solo, influenciada pela maior oscilação do lençol freático na superfície. É importante ressaltar que, pela posição na paisagem (sopé de encosta íngreme) e pelo local de coleta do testemunho, esse capão é onde o lençol freático nunca atinge a superfície e mais rebaixa no período seco.

Figura 16. Distribuição dos escores fatoriais dos três componentes principais para os quatro testemunhos coletados sob área de Capão de Mata da Serra do Espinhaço Meridional.



4.4 Dinâmica paleoambiental

A base do testemunho PIA, entre 138 a 66 cm de profundidade, que corresponde à camada mineral (FIG.6), estaria relacionada com um período de forte instabilidade na paisagem local, como indicam os valores negativos da CP1 (FIG.16). A brusca elevação dos teores de C e N e da relação C/N a partir de 66 cm de profundidade (FIG.7) e os valores positivos da CP1 (FIG. 16) são fortes indicativos do início da acumulação da turfa, há aproximadamente 8.2k anos cal AP, provavelmente pela elevação do lençol freático, tornando o ambiente mais úmido, como sugerido pela CP3. Horák-Terra et al. (2020), estudando um testemunho de Campo Limpo Úmido na mesma turfeira, inferiram um clima muito úmido e um aumento na temperatura no início do Holoceno, quando comparado ao final do Pleistoceno, corroborando esses resultados. A precipitação mais elevada teria possibilitado a elevação do lençol freático. Entre 8,1 e 4,5 k (60 a 40 cm) anos cal AP o valor de $\delta^{13}\text{C}$ (média de -23‰) sugere uma maior ocorrência de plantas C3, provavelmente pertencentes ao Campo Limpo Úmido. Assim, pode se inferir que, provavelmente, não havia capão no local durante o Holoceno Nortegripiano. Após 4,5k anos cal AP o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ empobrece, indicando o início do estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa. A partir de testemunho coletado na mesma turfeira, Horák-Terra et al. (2020) inferiram um aumento da temperatura e condições locais úmidas a partir de 6k anos cal AP. O clima mais quente e a manutenção da umidade provavelmente favoreceram o estabelecimento do capão, principalmente após 3,7 k anos cal AP (36 cm), quando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ alcançam -24‰ e continuaram empobrecendo até a superfície, quando atingiram valor mínimo de $-28,47\text{‰}$ (FIG. 11). Cabe salientar que a mistura de matéria orgânica microbiana na MO do solo enriquece o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ (BUURMAN et al., 2004). No geral, a contribuição de material mineral local na camada orgânica foi baixa e a contribuição de material regional, ainda que incipiente, ocorreu em praticamente todo Holoceno, principalmente entre os 106 e 20 cm (até aproximadamente 0,9 k anos cal AP - valores mais altos de CP2 - FIG. 16). No entanto, os últimos 900 anos cal AP a contribuição de poeira regional foi quase nula.

O início do acúmulo de turfa no PIB, evidenciado pela abrupta elevação dos teores de C e N e da relação C/N (FIG. 7) ocorreu por volta de 33,3k anos cal AP, no Pleistoceno Tardio, durante o Marine Isotope Stage 3 (MIS 3). Entre 33,3 e 28,1k anos cal AP, os valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ e baixos de $\delta^{15}\text{N}$ (FIG. 11) indicariam ligeira diminuição da umidade, mas os teores de C continuaram se elevando (FIG. 7). Contudo, os escores do

CPI1-PIB transacionam de negativos para positivos a cerca de 33,3k anos cal AP, indicando a estabilização da paisagem e a diminuição dos processos erosivos. Assim, pode-se inferir que a umidade estaria se elevando gradualmente ou alguma condição local poderia ter favorecido a elevação do lençol freático e, conseqüentemente, o acúmulo de turfa. Esse possível aumento na umidade ocorreu no mesmo período do registro de campo limpo, onde o aumento da umidade se deu por volta dos 29,6k anos cal AP (HORÁK-TERRA et al., 2020).

Entre 28,1 e 23,5 k anos cal AP (90 a 45 cm) os teores de C se elevam ainda mais (FIG. 7) e o sinal do $\delta^{13}\text{C}$ empobrece, principalmente entre 54 e 48 cm (entre 25,2 e 24,2 k anos cal. AP), quando estão abaixo de $-24,5\text{‰}$ (FIG. 11), o que poderia significar aumento na umidade e início do primeiro ciclo de estabelecimento do capão. Horák-Terra et al. (2020) também verificaram uma expansão da floresta fria e úmida nesse período. Entre 23,5 e 2,8 k anos cal AP (45 a 16 cm) o sinal do $\delta^{13}\text{C}$ volta a enriquecer, indicando um avanço do campo sobre o Capão de Mata. Esse intervalo vai do Último Máximo Glacial (UMG) ao Holoceno Megalaino. Registros da turfeira Pinheiro (HORÁK-TERRA et al., 2020) e Pau de Fruta (HORÁK-TERRA et al., 2015 - 1350 m.s.m) coletados em área de campo limpo sugerem um período de clima frio e úmido. Provavelmente as temperaturas baixas teriam impedido a manutenção da área de floresta, mas os elevados teores de C indicam que a turfa continuava se acumulando, provavelmente pela manutenção do nível do lençol freático próximo à superfície. Após 2,8 k anos cal AP, o empobrecimento do sinal do $\delta^{13}\text{C}$ indica uma nova expansão do Capão de Mata, muito provavelmente devido ao aumento da temperatura e à manutenção da umidade (clima subúmido), como verificado nos demais testemunhos de Campo Limpo Úmido coletados em turfeiras da SdEM (HORÁK-TERRA et al., 2015; 2020; MACHADO et al., 2021; COSTA et al., 2022a, 2022b). Dessa forma, o capão atual seria do Holoceno Megalaino.

Os últimos 2,8 k anos cal AP (16 cm superficiais) mostram um aumento da entrada de material mineral local (CP1negativa), indicando aumento na ocorrência de erosão local. O testemunho de Campo Limpo Úmido da turfeira também indicou um aumento da instabilidade local nos últimos 6,1k anos cal AP (HORÁK-TERRA et al., 2020). A contribuição de material regional foi pouco significativa, mas ocorreu desde o Pleistoceno Tardio, com algumas oscilações, como indicado pelos escores positivos da CP2 (FIG.16), com exceção dos últimos 8,1 k anos cal AP (camada de 32 a 0 cm).

O acúmulo de turfa em RPA, evidenciado pela brusca elevação dos teores de C e N e da razão C/N (FIG. 7) e pelos valores positivos da CP1 (FIG. 16), teria começado por volta de 5,4k anos cal AP (202 cm). Antes disso, o sinal do $\delta^{13}\text{C}$ sugere a ocorrência de uma mistura de plantas C3 e C4 e as pontuações negativas dos escores CP1 sugerem um período de forte instabilidade na paisagem. Costa et al. (2022b), estudando a palinologia de testemunho de Campo Limpo Úmido na mesma turfeira, inferiram um clima quente e seco, com uma vegetação mais aberta entre 8.5 e 6k anos cal AP. A partir dos 6k anos cal AP umidade se elevou (COSTA et al., 2022b), o que teria favorecido o acúmulo de MO, o que está condizente com os valores mais altos do $\delta^{15}\text{N}$ (FIG. 13). O sinal mais enriquecido do $\delta^{13}\text{C}$ aponta para mistura de plantas C3 + C4 (vegetação mais aberta), entre 5,4 e 0,6 k anos cal AP (202 a 30 cm), mas com um pico de empobrecimento entre 2,0 e 1,7 k cal. anos AP (72 a 64 cm), quando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ alcançaram -25,24‰ e que estariam condizentes com o primeiro ciclo de estabelecimento do capão. Na camada de 64 a 30 cm, o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ oscilou, o que pode indicar instabilidade no ambiente, até começar um empobrecimento gradual a partir de 30 cm até a superfície, (-24 a -29,42‰), o que sugere que o Capão de Mata atual se estabeleceu pelo menos há cerca de 630 anos cal AP, coincidindo com a tendência de aumento da umidade sugerida pelo aumento das pontuações da CP3. A contribuição de material regional (CP2) foi pouco significativa, sendo praticamente nula nos 500 anos cal AP.

O acúmulo de turfa no RPB ocorreu muito depois do RPA, por volta de 1,7k anos cal AP. Provavelmente o elevado gradiente de declividade favoreceu a maior entrada de material mineral local (valores do CP1 negativos até 48 cm de profundidade), e a posição mais elevada na paisagem (cerca de 1 m) postergou a elevação do lençol freático, como sugerido pelas baixas pontuações da CP2 e, assim, o acúmulo de turfa. Os valores mais empobrecidos do $\delta^{13}\text{C}$ (FIG. 11) indicam que o Capão de Mata se estabeleceu e/ou avançou para a turfeira a partir 1,7k anos cal AP (40 cm até a superfície). A abrupta elevação dos teores de C e N, redução da relação C/N, o aumento nos valores de $\delta^{15}\text{N}$ e ligeiro aumento da CP2 (FIG. 7 e 11) indicam que o clima teria ficado mais úmido. A partir desse período, o adensamento da vegetação minimizou a erosão e, conseqüentemente, a entrada de material mineral local (valores do CP1 positivos a partir de 48 cm de profundidade). Estudos de reconstituição paleoambiental feitos na turfeira do Rio Araçuaí, localizada a 1 km da turfeira Rio Preto, inferiram um clima mais úmido a partir de 2,1k anos cal AP (COSTA et al., 2022a). A contribuição de poeira regional foi pouco significativa no período.

Quando se compara os testemunhos dos quatro Capões de Mata, observa-se uma distinção nos processos formação e nas idades máximas da turfa. Um testemunho coletado na turfeira Pinheiro (1260 m.s.m) começou a se formar no Pleistoceno Tardio e o outro na transição Holoceno Gronelandês/Nortegripiano; enquanto que um testemunho da turfeira Rio Preto (1610 m) teve sua gênese iniciada no Holoceno Nortegripiano e o outro no Holoceno Megalaino. Silva et al. (2020) encontraram evidências de que as turfeiras da SdEM situadas a maiores altitudes (acima de 1.570 m.s.m) começaram a se formar no Holoceno, pois o clima teria sido muito frio no Pleistoceno Tardio nessas altitudes, dificultando sua formação.

A posição na paisagem também influenciou a pedogênese dos testemunhos. Na turfeira Pinheiro, o testemunho coletado na transição turfeira/encosta (PIB) começou a se formar no Pleistoceno Tardio e o situado na turfeira (PIA) teve sua gênese iniciada na transição Holoceno Gronelandês/Nortegripiano, provavelmente por condições locais que influenciaram o nível freático e o estabelecimento do leito do córrego que atualmente atravessa o capão PIA. Na turfeira Rio Preto, testemunho coletado na turfeira (RPA) começou a se formar no Holoceno Nortegripiano e o coletado na transição turfeira/encosta (RPB) teve sua gênese iniciada no Holoceno Megalaino, uma vez que a elevação do lençol freático teria ocorrido lentamente, governada pela acumulação da turfa na depressão.

Os capões atuais da turfeira Pinheiro teriam começado a se formar há cerca de 2,8k anos AP e os da turfeira Rio Preto há cerca de 1,7k anos AP. Assim, a altitude também influenciou a cronologia de formação dos capões nas turfeiras da SdEM. Na turfeira Rio Preto, o capão situado na transição começou a se formar antes do capão totalmente inserido na turfeira, enquanto na turfeira Pinheiro ocorreu o inverso, indicando o efeito das condições topográficas locais no avanço da vegetação arbórea sobre a de campo.

5 Conclusões

As mudanças paleoclimáticas influenciaram a dinâmica da cobertura vegetal nos ecossistemas tropicais de montanha da Serra do Espinhaço Meridional.

A altitude influenciou a formação das turfeiras e sua colonização pelos capões atuais de mata: nas menores altitudes as turfeiras começaram a se formar no Pleistoceno Tardio e os capões se estabeleceram a partir da Segunda Metade do Holoceno (Holoceno Megalaino); nas maiores altitudes as turfeiras começaram a se formar na transição Holoceno

Gronelandês/Nortegripiano e os capões se estabeleceram a partir do final do Holoceno Megalaino.

As condições topográficas locais influenciaram o nível lençol freático e consequentemente o estabelecimento dos Capões de Mata.

Os resultados apresentados nesse estudos confirmam a excelência das turfeiras da SdEM como arquivo de mudanças paleoambientais, sendo sensíveis às variações climáticas. Este estudo também contribui para o aumento do entendimento da dinâmica dos Capões de Mata, entretanto ainda existe muito a conhecer a respeito dessas enigmáticas áreas.

Referências

- ABREU-FILHO, A.P. et al. Os solos e a evolução de paisagens na Serra do Espinhaço Meridional, Brasil. **Revista Espinhaço**, pp. 2–24. 2021.
- BIESTER, H., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., KEPLER, F. Occurrence and fate of halogens in mires. In: Martini, I.P., Martínez Cortizas, A., Chesworth, W. (Eds.), **Peatlands Evolution and Records of Environmental and Climate Changes**. Elsevier Series Development in Earth Processes, Netherlands, Oxford, pp. 449–464, 2006.
- BISPO, D.F.A. et al. Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. **Catena** 143, 18–25. 2016.
- BLAAUW, M., CHRISTENY, J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Anal.** 6, 457–474. 2011.
- BLASER, P. et al. Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn in Swiss forest soils. **Science of the Total Environment**, v. 249, n. 1, p. 257-280. 2000.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: Coleman, D.C., Fry, B. (Eds.), **Carbon isotopes techniques**. Academic Press, New York, pp. 73–185. 1991.
- BUURMAN, P. et al. Carbon sequestration research in brazilian savannah systems: problems and results. **Edafologia** 11, 157–170. 2004.
- COSTA, C. S. B. et al. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 17, n. 2, p. 203-212. 2003.
- COSTA, C.R., **Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem multi-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha, Minas Gerais, Brasil** (Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Brazil. 2018.
- COSTA, C. R. et al. Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 116, 103795. 2022a

COSTA, C. R. et al. Paleoenvironmental dynamics in central-eastern Brazil during the last 23 000 years: tropical peatland record in the Cerrado biome. **Journal of Quaternary Science**. 2022b.

CRUZ F. W. et al. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience** 2: 210–214, 2009.

DUNN, O. J. Multiple comparisons using rank sums. **Technometrics**, v. 6, n. 3, p. 241–252. 1964.

ERIKSSON, L. et al. **Introduction to Multiand Megavariate Data Analysis Using Projection Methods (ACP & PLS)**. Umea, Umetrics. 1999.

GONÇALVES, T. S. **Origem e Evolução Fitogeográfica dos Capões de Mata Associados aos Ecossistemas de Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – Mg. Diamantina**. 2021. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, Universidade Federal dos vales do Jequitinhonha e Mucuri. 2021.

GONÇALVES, T. S. et al. The Capões of Seasonal Semi-deciduous Forest in the Cerrados and Rupestrian Fields of the Espinhaço Chain. **International Journal of Geoscience, Engineering and Technology**, 1(1), 43–48. 2020.

HOGG, A.G. et al. SHCal20 southern Hemisphere calibration, 0–55,000 Years cal BP. **Radiocarbon** 62 (4), 759–778. 2020.

HORÁK, I., VIDAL-TORRADO, P., SILVA, A.C., PESSEDA, L.C.R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Rev. Bras. Ciência do Solo** 35, 41–52, 2011.

HORÁK-TERRA, I. et al. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain peatlands from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. **Geoderma** 232 (234), 183–197. 2014.

HORÁK-TERRA, I. et al. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 437, 117–131, 2015.

HORÁK-TERRA, I. et al. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a bp peat record in the Cerrado biome. **J. Quat. Sci.** 35, 664–676. 2020.

HORÁK-TERRA, I. et al. Soil processes and properties related to the genesis and evolution of a Pleistocene savanna palm swamp (vereda) in central Brazil. **Geoderma** 410, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115671>.

JAHN, R. et al. **Guidelines for Soil Description of. Food and Agriculture Organization of the United Nations**, p. 190, 2006.

KÖPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra**. Fondo de Cultura Económica. México. 479pp, 1948

KENDALL, K. Thin-film peeling-the elastic term. **Journal of Physics D: Applied Physics**, v. 8, n. 13, p. 1449, 1975.

- KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos** 15, 81–90, 2007.
- KRÜGER, J. P. et al. Biogeochemical indicators of peatland degradation – a case study of a temperate bog in northern Germany. **Biogeosciences**, v. 12, n. 10, p. 2861–2871. 2015.
- KRUSKAL, W. H.; WALLIS, W. Allen. Use of ranks in one-criterion variance analysis. **Journal of the American statistical Association**, v. 47, n. 260, p. 583–621. 1952.
- MACHADO, D.O.B.F. et al. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the preto river, Minas Gerais state, Brazil, through siliceous bioindicators. **J. S. Am. Earth Sci.** 108, 103349. 2021.
- MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. **Journal of the econometric society**, p. 245–259. 1945.
- MARGALEF, O. et al. 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. et al. Perturbaciones del regimen de las lluvias y condiciones de tipo El Niño en América del Sur tropical desde hace 7000 años. **Bullet. Inst. Fr. d’Etud. Andines** 24, 595–605. 1995.
- MULLER, J. et al. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch’s Crater deposit. **Quat. Sci. Rev.** 27, 468–475. 2008.
- O’LEARY, M.H. Carbon isotopes in photosynthesis: Fraction techniques may reveal new aspects of carbon dynamics in plants. **Bioscience** 38 (5), 328–336. 1988.
- PESSENDA, L.C. et al. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon** 38 (2), 191–201. 1996.
- PESSENDA, L.C. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quat. Res.** 71, 437–452. 2009.
- PETERSON, B.J., HOWARD, R.W. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnol. Oceanogr** 32 (6), 1195–1213. 1987.
- R CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing**, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>. 2020.
- REIMANN, C. et al. **Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics** with R. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 2008.
- REZANEZHAD, F. et al., Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. **Chemical Geology**, v. 429, p. 75–84. 2016.
- SALVIANO, M. F. et al. Análise de tendências em dados de precipitação e temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 64–73. 2016.

SCHELLEKENS, J. et al. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: molecular records from the Pau de Fruta peatland. **Org. Geochem.** 77, 32–42. 2014.

SCHOENEBERGER, P.J., et al. **Field book for describing and sampling soils**. Lincoln, NE: national soil Survey center. Nat. Resour. Conserv. Serv. United States Depart. Agric., 1998.

SCHUETZ, L. Atmospheric mineral dust-properties and source markers. In: LEINEN, M.; SARTHEIN, M. **Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport**. Springer, Dordrecht, 359–383. 1989

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591-611, 1965.

SILVA, A.C. et al. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

SILVA, A.C. et al. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional: I Caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1385-1398. 2009.

Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. **Rev. Bras. Ciência do Solo** 37, 134–144. 2013.

SILVA, M. L.; SILVA, A. C. Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Geociências**, v. 35, n. 3, p. 393-404. 2016.

SILVA, A.C. et al. Chemical-mineralogical Characterization of Magnetic Materials from Magnetic Soils of the Southern Espinhaço Mountain Chain and of the Upper Jequitinhonha Valley, State of Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol. 41. 2017.

SILVA, A.C. et al. Organic matter composition and paleoclimatic changes in tropical mountain peatlands currently under grasslands and forest clusters. **Catena** 180, 69–82. 2019.

SILVA, A.C. et al. Altitude, vegetation, paleoclimate, and radiocarbon age of the basal layer of peatlands of the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** 103. 2020.

SILVA, A. C. et al. **Peatlands of Southern Espinhaço Mountain Range, Brazil: Ecosystem Services, Biotic Interactions and Paleoenvironments**. Appris Publisher, Curitiba-PR, Brazil. 2022.

Soil Survey Staff. **Keys to Soil Taxonomy**. Natural Resources Conservation Service. USDA, Washington. 2010.

TABOADA, T., CORTIZAS, A. M., GARCÍA, C., GARCÍA-RODEJA, E. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. **Geoderma**, v. 131, n. 1, p. 218-236. 2006.

TALBOT, M.R., JOHANNESSEN, T. A high resolution paleoclimatic record for the least 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth Planet. Sci. Lett.** 100, 23–37. 1992.

United Nations Environment Program-UNEP. Global Peatlands Assessment – The State of the World’s Peatlands: Evidence for action toward the conservation, restoration, and sustainable management of peatlands. Main Report. Global Peatlands Initiative, Nairobi. 2022. Disponível em: <https://www.unep.org/resources/global-peatlands-assessment-2022>. Acessado em: 22 jan. 2023.

WANG X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature** 432: 740–743, 2004.

WEI, G. et al. Major and trace elements of a peat core from Yunnan, Southwest China: implications for paleoclimatic proxys. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 58, p. 64-77, 2012.

Gênese e Dinâmica Paleoambiental de Ecossistema de Turfeira Tropical de Montanha sob Cobertura Florestal (Capão de Mata)

RESUMO

As turfeiras são formadas a partir do acúmulo sequencial de matéria orgânica, preservando valiosas informações a respeito da evolução da paisagem. Nesses ambientes ocorrem fitofisionomias de Campo Limpo Úmido e formações florestais, chamadas localmente de Capão de Mata. Apesar das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) serem estudadas há algum tempo, ainda pouco se conhece sobre a dinâmica e origem das áreas de Capão de Mata nesses ecossistemas. Sendo assim, nesse estudo foram investigadas as propriedades elementares e isotópicas, juntamente com a descrição morfológica e a cronologia das camadas de um testemunho da turfeira tropical de montanha (turfeira Pinheiro) sob área de Capão de Mata, a fim de identificar os processos relacionados à gênese da turfeira e obter informações a respeito da origem do Capão de Mata. A análise conjunta dos dados permitiu inferir quatro fases de mudanças paleoambientais: Fase I (33,3 a 32 k anos cal. AP) - período de forte instabilidade (local e regional), com maior ocorrência de plantas C4, quando provavelmente o capão de mata ainda não havia se estabelecido; Fase II (32 a 24,2 k anos cal. AP) - aumento do acúmulo de matéria orgânica, principalmente no início da fase, diminuição da instabilidade da paisagem local e presença de material mineral regional; Fase III (24,2 A 5,4 anos k cal. AP) - novo incremento na instabilidade da paisagem local, expansão de plantas C4 e aumento de participação de algas, apesar de ainda ocorrer um predomínio de plantas terrestres; Fase IV (últimos 5,4 k anos cal. AP) – predomínio de plantas C3, indicando que o estabelecimento do Capão de Mata se deu durante a segunda metade do Holoceno (Holoceno Megalaino). Esses resultados evidenciaram a excelência das turfeiras como arquivos de mudanças paleoambientais desde o Pleistoceno Tardio, justificando ainda mais sua completa preservação.

Palavra-Chave: Cobertura vegetal; Pleistoceno e Holoceno; reconstituição paleoambiental; composição elementar e isotópica; datações radiocarbônicas.

Genesis and Paleoenvironmental Dynamics of the Tropical Mountain Peatland Ecosystem under Forest Cover (*Capão de Mata*)

ABSTRACT

Peatlands are formed from the sequential accumulation of organic matter, preserving valuable information about the evolution of the landscape. In these environments, there are physiognomies of *Campo Limpo Úmido* and forest formations, locally known as *Capão de Mata*. Although the peatlands of Serra da Espinhaço Meridional have been studied for some time, little is known about the dynamics and origin of the *Capão de Mata* areas in these environments. The joint analysis of the data allowed inferring four phases of paleoenvironmental changes: I) between 33.3 and 32 k years cal BP, indicating a period of strong instability (local and regional), with a higher occurrence of C4 plants, probably the *Capão de Mata* had not yet been established itself; II) 32 and 24.2 k years cal. BP, there is an increase in the accumulation of OM, mainly in the beginning of the phase, a decrease in the instability of the local landscape and, participation of regional mineral material; III) 24.2 to 5.4 years k cal. BP, there was a new increase in the instability of the local landscape, there was an expansion of C4 plants and an increase in the participation of algae, although there was still a predominance of terrestrial plants; IV) last 5.4 k years cal. BP, present a plant change from C4 to C3, indicating the establishment of *Capão de Mata* occurred during the Second Half of the Holocene. These results show, once again, the excellence of peatlands as archives of paleoenvironmental changes since the Late Pleistocene, further justifying their complete preservation.

Keywords: *Capão de Mata*; paleoenvironmental reconstitution; elemental and isotopic composition.

1. Introdução

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) apresenta grande importância socioeconômica e ambiental mundial, uma vez que foi alçada à condição de Reserva da Biosfera Terrestre pela ONU (SILVA et al., 2005), e reconhecida pela FAO como primeiro patrimônio agrícola mundial do Brasil (SILVA et al., 2022). Apesar de terem sido conduzidos muitos estudos relacionados às fitofisiomias da SdEM, pouco se sabe sobre suas formações florestais, quando comparada às demais (Campos Rupestres, Campos Limpos Úmidos e Secos, dentre outros) (GONÇALVES et al., 2020; GONÇALVES, 2021).

Normalmente, as formações florestais da SdEM quase sempre ocorrem em fragmentos em formatos arredondados, popularmente chamados de Capões de Mata (GONÇALVES, 2021).

Os Capões de Mata apresentam espécies típicas dos Biomas Cerrado, Mata Atlântica e Floresta Amazônica e são encontrados em diversos ecossistemas, inclusive nos ecossistemas de turfeiras (GONÇALVES, 2021). Turfeiras são ecossistemas transicionais entre os ecossistemas terrestres e aquáticos (KRÜGER et al., 2015; REZANEZHAD et al., 2016), formados a partir do acúmulo sucessivo de matéria orgânica vegetal parcialmente decomposta, em locais saturados com água, de baixa atividade de organismos decompositores aeróbicos, devido às condições inóspitas do meio (COSTA et al., 2003; SILVA et al., 2013; SILVA, SILVA, 2016).

Os ecossistemas de turfeira possuem diversas funções ambientais, como a capacidade de estocar carbono e água (SILVA et al., 2009; BISPO et al., 2016), além de serem considerados verdadeiros arquivos de mudanças paleoambientais. Estudos de reconstituição paleoambiental utilizando turfeiras da SdEM se concentram majoritariamente em áreas de Campo Limpo Úmido (SILVA et al., 2009; 2013; 2017; 2019; 2020; HORÁK et al., 2011; SILVA e SILVA, 2016; SCHELLEKENS et al., 2014; COSTA, 2018; MACHADO et al., 2021, COSTA et al. 2022a, 2022b). As composições elementares e isotópicas de testemunhos de turfeiras sob vegetação de Capão de Mata, podem ser utilizadas como proxys paleoambientais, fornecendo valiosas informações a respeito dessas enigmáticas áreas.

Assim, este estudo investigou as propriedades elementares e isotópicas, juntamente com a descrição morfológica e a cronologia das camadas de um testemunho da turfeira tropical de montanha (turfeira Pinheiro) sob área de Capão de Mata, a fim de identificar os processos relacionados à gênese da turfeira e obter informações a respeito origem do Capão de Mata.

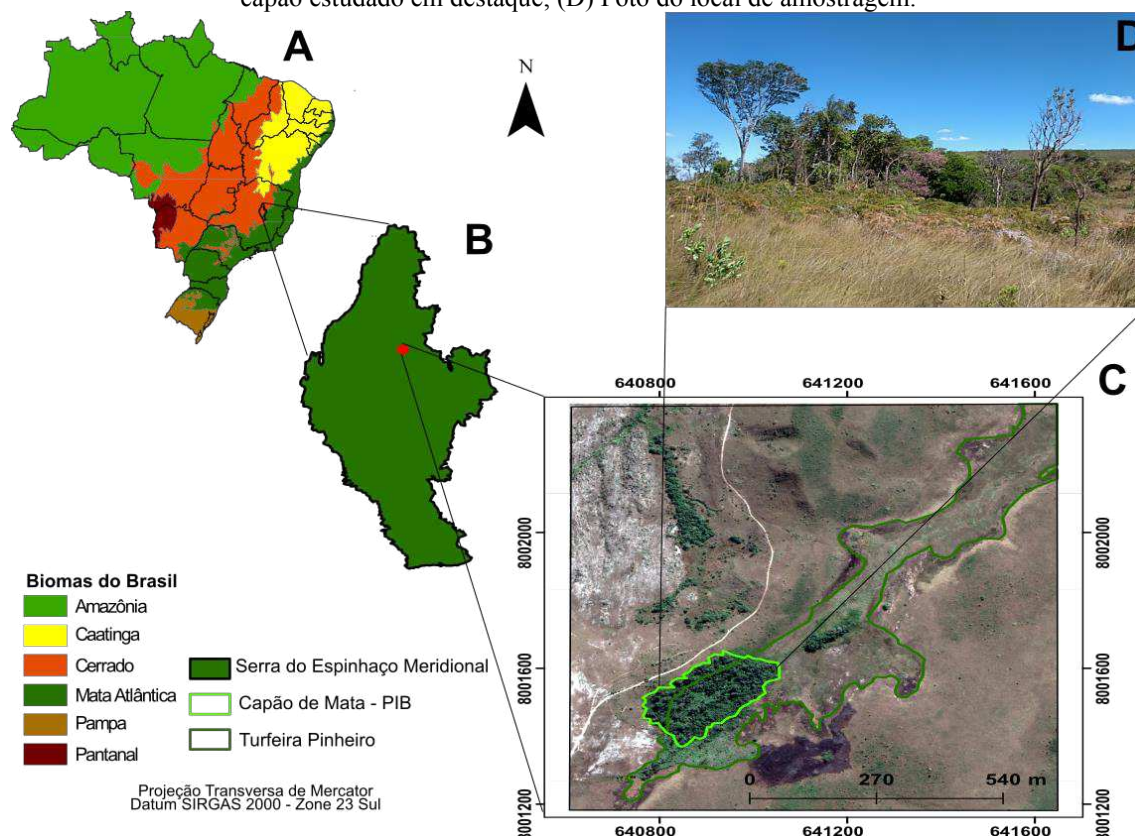
2. Material e Métodos

2.1 Área de estudo

O testemunho PI foi coletado em um capão de mata na turfeira Pinheiro, situada na zona de amortecimento do Parque Estadual do Biribiri, cabeceira do Córrego da Dona (23k; 640912S, 800148W; 1250 m de altitude – FIG.1). Essa é uma turfeira tropical de montanha inserida na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais (Brasil). A turfeira Pinheiro está localizada nas partes mais baixas e planas de um vale oligotrófico, sobre

sedimentos quartzíticos. A bacia hidrográfica é estreita (0,1–0,6 km de largura) e alongada (~ 3,7 km de comprimento) na direção SW-NE (HORÁK-TERRA et al., 2020).

Figura 2. Localização da Turfeira Pinheiro: (A) Distribuição Geográfica do Biomas do Brasil; (B) Serra do Espinhaço Meridional com a marcação da área de estudo; (C) Imagem de satélite da turfeira Pinheiro com o capão estudado em destaque; (D) Foto do local de amostragem.



A litologia basal da turfeira Pinheiro faz parte da Formação Galho do Miguel (Supergrupo Espinhaço), constituída por quartzitos puros e finos (~90%), quartzitos micáceos finos e metargilitos cinza ou esverdeados (~5 a 10%) (KNAUER, 2007; HORÁK-TERRA et al., 2020).

Conforme os dados da série histórica, coletados na estação meteorológica do município de Diamantina - MG, situada a 20 km em linha reta da área de estudo, os valores médios anuais de precipitação pluviométrica e de temperatura são, respectivamente, de 1.322 mm e de 18,7°C (SILVA et al., 2005; SILVA et al., 2019). A turfeira é colonizada por fitofisionomias do Bioma Cerrado, caracterizadas por extensas áreas de campo aberto (Campo Limpo Úmido) e formações florestais, chamadas de capão de mata, que apresentam espécies características dos Biomas da Mata Atlântica e Floresta Amazônica, além de espécies do Cerrado (GONÇALVES, 2021).

O testemunho PIB foi coletado em um capão de mata situado na transição entre a turfeira e o solo mineral. O capão de mata possui em área de 7000 m² (FIG. 1), com um gradiente topográfico que controla a drenagem e a vegetação apresenta moderada densidade de árvores (GONÇALVES, 2021).

2.2 Coleta do testemunho

O testemunho de organossolo (turfa) foi coletado sob um Capão de Floresta Estacional Semidecidual, utilizando um vibrotestemunhador construído de acordo com Martin et al. (1995). Um tubo de alumínio de cinco metros de comprimento, três polegadas de diâmetro e 1/8” de espessura, acoplado ao vibrotestemunhador, foi posicionado verticalmente na superfície da turfeira e, por meio das vibrações, penetrou no solo sem causar perturbações significativas. Ao atingir o substrato basal, as vibrações foram interrompidas e vedou-se a extremidade superior com uma tampa de PVC, de mesmo diâmetro do tubo, a fim de criar vácuo. Em seguida, o tubo foi retirado com ajuda de uma talha (roldana), vedando-se a extremidade inferior. Para o transporte, o tubo foi colocado em posição semivertical para evitar contaminação das camadas superiores por translocação da camada inferior. O tubo foi levado para o Laboratório Integrado de Pesquisa Multiusuário dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (LIPEMVALE), para abertura, descrição e amostragem (FIG. 2).

Figura 3. Coleta do testemunho PI.



2.3 Descrição e amostragem

Em laboratório o testemunho foi descrito morfologicamente (FIG.3) de acordo com o Field Book for Descriptor and Sampling Soils (SCHOENEGER et al., 1998) e as Guidelines for Soil Description (JAHN et al., 2006), sendo os horizontes definidos de acordo com a Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010).

Após a descrição morfológica, o testemunho foi amostrado a cada 2 cm de profundidade. As amostras foram secas ao ar, moídas em almofariz de ágata para a homogeneização e peneiradas em peneira de malha 0,04 mm.

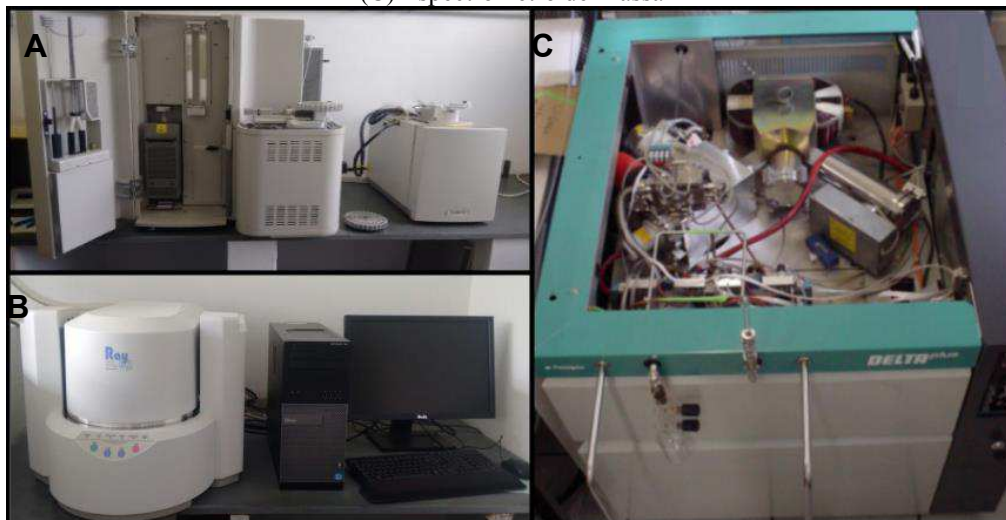
Figura 4.(A) Descrição, (B) amostragem e (C) preparo das amostras do testemunho PI.



2.4 Composição elementar e isotópica de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$)

Os teores totais de C, N, O e H foram obtidos a partir da combustão seca em um analisador elementar LECO® CHNS/O modelo TruSpec Micro (FIG. 4A), e os gases gerados foram quantificados em um detector infravermelho. Para calibração do equipamento foram utilizados dois padrões de composição conhecida: solo ($\text{C}\% = 2,35$; $\text{N}\% = 0,183$; e $\text{S}\% = 0,028$) e folha de orquídea ($\text{C}\% = 50,40$; $\text{H}\% = 6,22$; $\text{N}\% = 2,28$; e $\text{S}\% = 0,156$). As análises foram feitas no LIPEMVALE.

Figura 5. (A) Analisador elemental LECO® CHNS/O; (B) Espectrômetro de Massa Shimadzu EDX-720; (C) Espectrômetro de Massa



Os elementos maiores e traços (composição elemental inorgânica) foram determinados por fluorescência de raios X por energia dispersiva, modelo Shimadzu EDX-720 (FIG. 4B), no LIPEMVALE. O padrão A-720 de composição conhecida foi utilizado para calibração do equipamento. Os resultados foram expressos como percentagens de peso seco.

Para análise da composição isotópica, as amostras foram pré-tratadas física e quimicamente conforme Pessenda et al. (1996). Os isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ foram determinados em um analisador elemental acoplado a um Espectrômetro de Massa (FIG. 4C) no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo – CENA/USP.

2.5 Datação por radiocarbono

Seis amostras, coletadas nas profundidades de 28 cm, 42 cm, 56 cm, 88 cm, 114 cm e 132 cm, foram escolhidas para análise de radiocarbono, de acordo com a morfologia e o teor de carbono orgânico da camada. No Laboratório de ^{14}C do CENA/USP, as amostras foram submetidas à combustão na linha de síntese de benzeno para obtenção do CO_2 , o qual foi encapsulado a vácuo e encaminhado ao Laboratório da UGAMS da Universidade da Geórgia e ao Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense - LAC para determinar suas idades por Espectrometria de Aceleração de Massas (PESSENDA et al., 2009).

O modelo idade-profundidade foi construído com estatísticas Bayesian usando o pacote Bacon R (v.2.3.5) (BLAAUW; CHRISTENY, 2011). A curva de calibração utilizada

foi a SHCal20. Todas as idades ^{14}C são expressas de acordo com a calibração do modelo em anos calibrados antes presente (anos cal AP). A partir das idades de radiocarbono e da espessura das camadas, calculou-se a taxa de acumulação de turfa.

2.3 Análises estatísticas

A matriz de dados (até 134 cm) foi submetida à análise de componentes principais (ACP). Primeiramente, os dados foram transformados em log para obter uma distribuição normal verificada pelo teste de Shapiro-Wilk ($\alpha = 0,05$) conforme sugerido para dados de composição (ou seja, conjuntos de dados próximos) (REIMANN et al., 2008). A ACP foi realizada usando o software SPSS 20.0 no modo correlação e uma rotação varimax foi aplicada para maximizar a cargas das variáveis nos componentes (ERIKSSON et al., 1999). A correlação de Pearson (r) foi aplicada à mesma matriz de dados utilizada no ACP pelo software R (R CORE TEAM, 2020). A ACP permite associar a cada componente principal um significado em termos dos principais fatores e processos pedológicos que caracterizam a gênese da turfeira (HORÁK-TERRA et al. 2014).

Foi aplicado ainda o teste de Mann-Kendall, para verificar se há ou não uma tendência de alteração estatisticamente significativa da composição elementar e isotópica ao longo do testemunho (MANN, 1945; KENDALL, 1975). Este teste serve para comprovar ou rejeitar a hipótese de que há tendência de aumento, diminuição ou ausência de tendência ao longo do tempo nos proxys analisados (SALVIANO et al., 2016).

3. Resultados

3.1 Morfologia do testemunho

O testemunho PI apresentou uma profundidade de 164 cm, sendo os 134 cm superiores correspondentes à acumulação da turfa. A camada orgânica é formada por cinco horizontes (Oi-e, Oa, Oa2, Oa3 e Oa4/C), diferenciados principalmente pelo estágio de decomposição da matéria orgânica (MO), conteúdo de material orgânico/mineral e presença e raízes (FIG. 5). Os horizontes Oa4/C (134 a 114 cm) e Oa3 (114 a 58 cm) apresentam matéria orgânica muito pegajosa, diferindo pelo teor de silte, maior em Oa4/C, e pela presença de raízes grossas em Oa3. Os horizontes Oa2 (58 a 31 cm) e Oa (31 a 6 cm) também são bastantes semelhantes, ambos apresentam matéria orgânica muito pegajosa e baixo teor de material mineral, diferindo pelo conteúdo de raízes grossas, presentes apenas no horizonte Oa. O horizonte mais superficial, Oi-e (o é um horizonte fibrico, formado por turfa mal decomposta).

3.2 Cronologia

O início da acumulação da turfa se deu no final do Pleistoceno, por volta dos 33,3 k anos cal. AP (132 cm de profundidade), durante o período paleoclimático global conhecido como Último Interstadial (Estágio Isotópico Marinho 3, em inglês Marine Isotope Stage MIS 3) (LONG; STOY, 2013). Esse período ficou conhecido como uma fase fria no Hemisfério Norte, mas com fortes impactos em áreas tropicais da América do Sul (HORÁK-TERRA et al., 2020). Na camada situada a 114 cm de profundidade, a turfeira apresentou uma idade de 32 k anos cal. AP. Entre essas camadas datadas a taxa de sedimentação foi de $0,142 \text{ mm ano}^{-1}$. A camada situada a 88 cm de profundidade apresentou idade de 28 k anos cal. AP e a taxa de sedimentação entre essa e a camada subjacente foi de $0,065 \text{ mm ano}^{-1}$, apresentando menor acúmulo de material em relação à camada mais profunda. As camadas situadas a 56 e a 42 cm mostram as idades de 26,2 k anos cal. AP e 23 k anos cal. AP, respectivamente, correspondendo ao final do Pleistoceno Tardio. A taxa sedimentação entre as camadas situadas a 88 e 56 cm foi de $0,182 \text{ mm ano}^{-1}$, a maior do testemunho, tornando a cair entre 56 e 42 cm ($0,044 \text{ mm ano}^{-1}$). A camada situada a 28 cm de profundidade apresentou idade de 5,4 k anos cal. AP (Holoceno Nortegripiano). O período entre 42 e 28 e 28 e 26 cm abrange o final do Último Máximo Glacial, transição entre o Pleistoceno e Holoceno e a primeira metade do Holoceno. A taxa de sedimentação entre 42 e 28 cm foi de $0,008 \text{ mm}$, a menor de todo o registro (Tabela 1, FIG. 6).

Figura 6. Morfologia da camada orgânica testemunho PI coletado sob vegetação de capão de mata na turfeira Pinheiro.

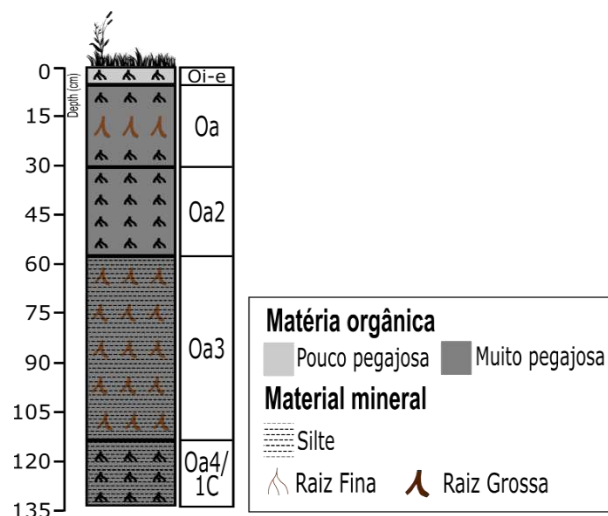
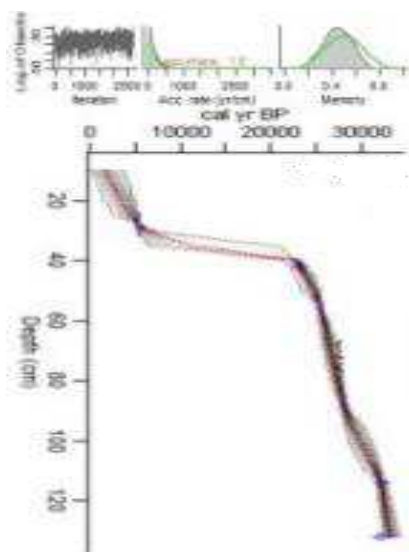


Tabela 4. Idades radiocarbônicas e taxas de sedimentação do testemunho PIB.

Material	Prof. (cm)	Código Lab. ^a	Idade ¹⁴ C Convencional (anos AP)	Idade Calibrada 2σ (k anos cal. AP)	Taxa de sedimentação (mm ano ⁻¹)
Turfa	26-28	LAC190463	4744 ± 45	5,4	0,008
Turfa	40-42	UGAMS#48083	19294 ± 206	23,0	0,044
Turfa	54-56	LAC190464	21127 ± 62	26,2	0,182
Turfa	86-88	LAC190465	23830 ± 67	28,0	0,065
Turfa	112-114	LAC190466	28200 ± 92	32,0	0,142
Turfa	130-132	UGAMS#48084	28200 ± 227	33,3	

^aLAC - Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense; UGAMS – Laboratório de AMS da Universidade da Geórgia/EUA.

Figura 7. Modelo idade-profundidade pelo pacote Bacon (BLAAUW; CHRISTENY, 2011) do testemunho PI utilizando a curva de calibração SHCal20. (HOGG et al., 2020).



3.3 Composição elementar

Os valores de C, N, H, O e a razão C/N são apresentados na figura 7 (Anexo S4). O carbono variou de 8,75 a 42,54% com média de $28,93 \pm 6,72\%$. O N variou de 0,54 a 2,70 %, média de $1,31 \pm 0,55\%$. A razão C/N ficou entre 14,33 e 29,85 com média de $23,61 \pm 4,86$. O H apresentou valores entre 1,75 a 5,2 %, média de $3,69 \pm 0,65 \%$ e o O variou de 3,98 a 25,11 %, com média de $10,77 \pm 5,21 \%$.

O teste de Mann-Kendall indicou tendência de aumento da base para o topo, para o C, N e O. O H não apresentou tendência significativa de aumento ou diminuição, no entanto os valores mais baixos são encontrados na base do testemunho (FIG. 7). Por sua vez, a razão C/N mostrou uma diminuição significativa da base ao topo.

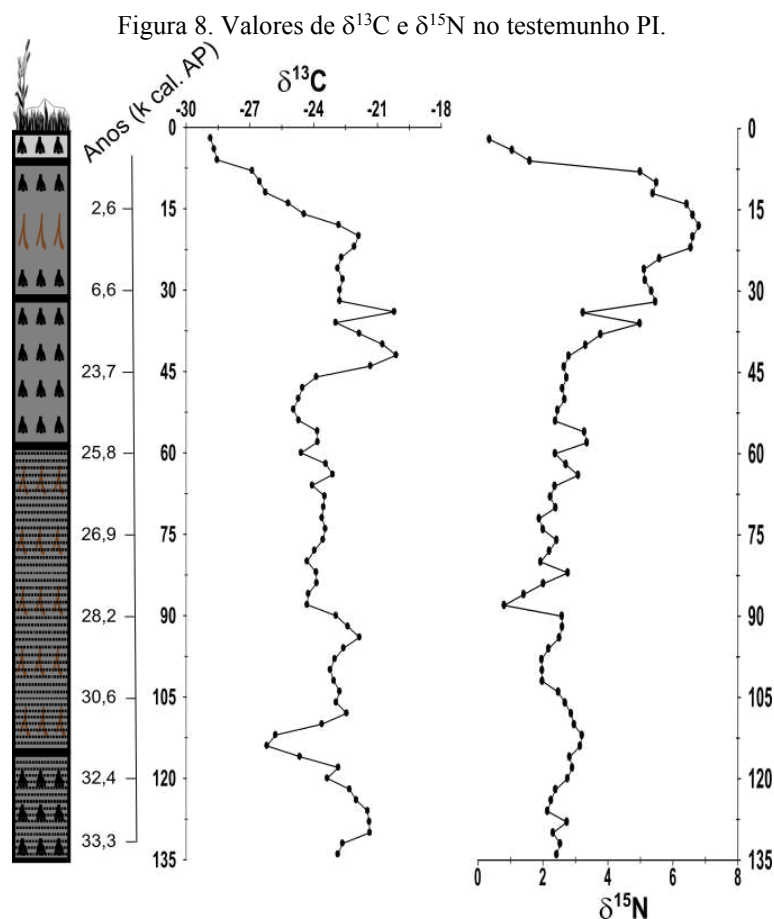
Os valores de Si, Al, Fe, S, P, Ti, K, Mn, Zr, Y, Nb e Ga são apresentados nas figuras 8 e 9 (Anexo S5). Os valores de Si variaram entre 5,91 e 24,26%, média de $15,02 \pm 4,37\%$. Al oscilou entre 7,98 e 44,93 %, média de $31,19 \pm 9,29\%$. O Fe variou entre 1,55 e 7,92%, média de $3,2 \pm 1,04\%$. O Ti variou de 0,47 a 6,22%, média de $3,75 \pm 1,56\%$. O K oscilou entre 0,42 e 5,34%, média de $1,76 \pm 1,02$. O Zr apresentou valores entre 0,003 e 0,117%, com média de $0,05 \pm 0,02\%$. O S, P, Mn, Y, Nb e Ga apresentaram valores máximos de 0,56% ($\bar{x} = 0,18 \pm 0,11\%$); 0,84% ($\bar{x} = 0,15 \pm 0,23\%$); 0,07% ($\bar{x} = 0,13 \pm 0,02\%$); 0,03% ($\bar{x} = 0,04 \pm 0,004\%$); 0,005% ($\bar{x} = 0,002 \pm 0,002\%$) e 0,01% ($\bar{x} = 0,005 \pm 0,004\%$) respectivamente.

Foi observada, pelo teste de Mann-Kendall, uma tendência significativa de diminuição da base ao topo do testemunho dos teores de Al, Ti, K, Zr, Y, Nb e Ga. Já o P apresentou tendência de aumento no teste de Mann-Kendall, da base ao topo do testemunho. Este aumento provavelmente é devido ao constante incremento de MO nas camadas superiores. O Si, Fe e S não mostram tendências significativas de aumento ou diminuição. Apesar do Si, elemento mais abundante das litologias locais/regionais, não mostrar tendência significativa de aumento ou diminuição, é possível observar picos entre 134 e 114 cm (horizonte de transição entre material mineral/material orgânico) e entre 36 e 14 cm.

3.4 Composição isotópica

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ estão apresentados na figura 10 (Anexo S4). O $\delta^{13}\text{C}$ variou entre -28,85 e -20,12 ‰, com média de $-23,56 \pm 1,78 \%$. O teste de Mann-Kendall indicou um empobrecimento do $\delta^{13}\text{C}$ da base para o topo do testemunho. O empobrecimento do sinal do $\delta^{13}\text{C}$, indicando maior ocorrência de plantas C3, é mais evidente nos 18 cm mais superficiais. Ao longo do testemunho o $\delta^{13}\text{C}$ teve dois importantes picos, entre 134 e 122 cm

e entre 44 e 34 cm, sugerindo aumento da ocorrência de plantas C4. Esses intervalos coincidem com a tendência de maior entrada de Si e provavelmente estão relacionados à cobertura vegetal menos densa, típicas de plantas C4, que favoreceu os processos erosivos na bacia hidrográfica.



O $\delta^{15}\text{N}$ apresentou valores entre 0,36 e 6,80 ‰, com média de $3,13 \pm 1,5\%$ (Fig. 10). O teste de Mann-Kendall indicou uma tendência significativa de enriquecimento do $\delta^{15}\text{N}$ da base ao topo.

Os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$ foram encontrados na camada de 24 a 12 cm (FIG. 10), indicando aumento da umidade, o que poderia ter favorecido o estabelecimento do capão. Os valores próximos a zero nas camadas superficiais indicam que a serapilheira não está saturada com água (ausência de algas - PETERSON; HOWARD, 1987) e predomínio de plantas C3 (PETERSON; HOWARD, 1987), o que, juntamente com os valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ na mesma camada, aponta que o capão já estava estabelecido no

Figura 7. Valores de C, N, H, O (%) e razão C/N no testemunho PIB.

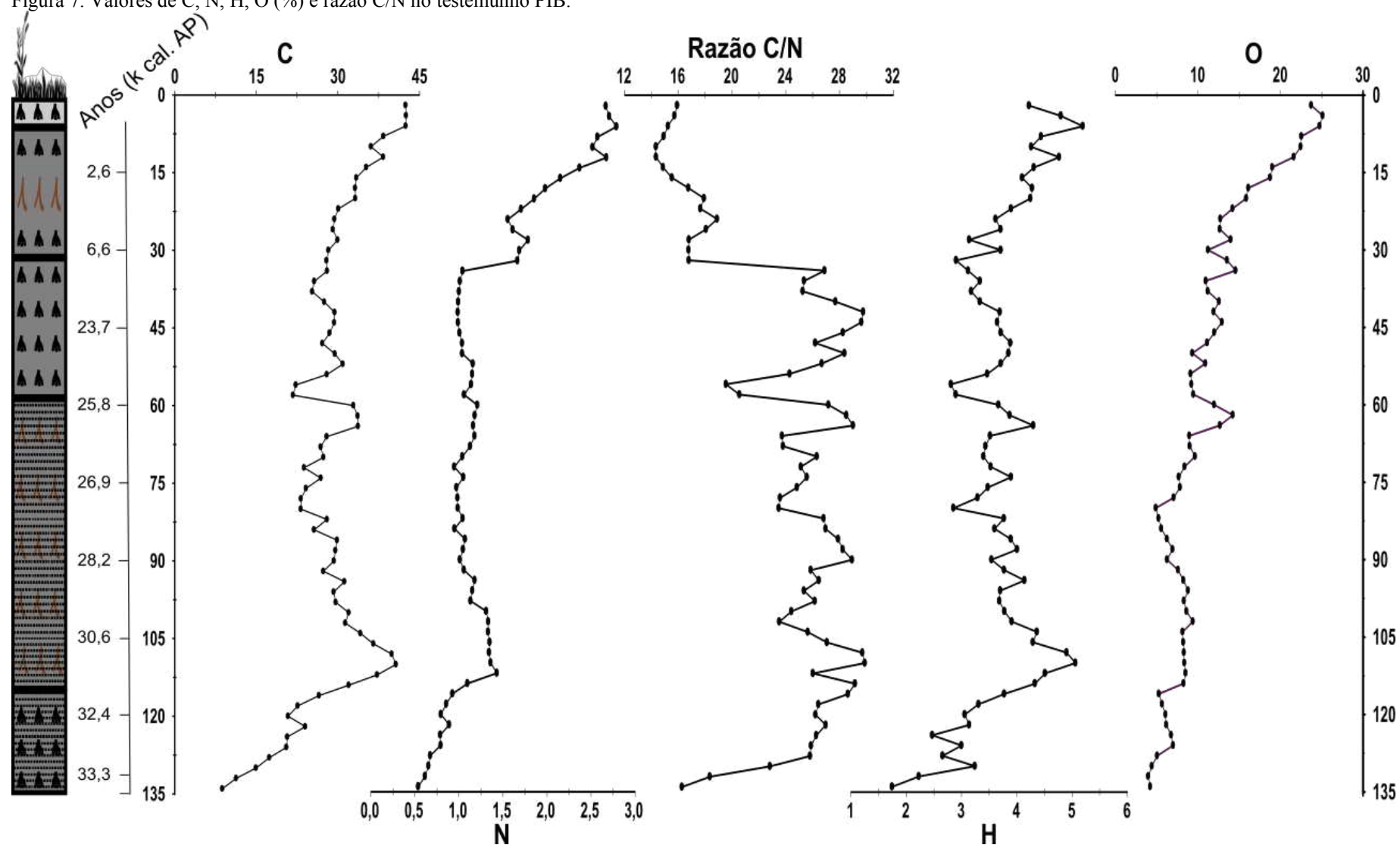


Figura 8. Valores de Si, Al, Fe, S, P, Ti (%) no testemunho PI.

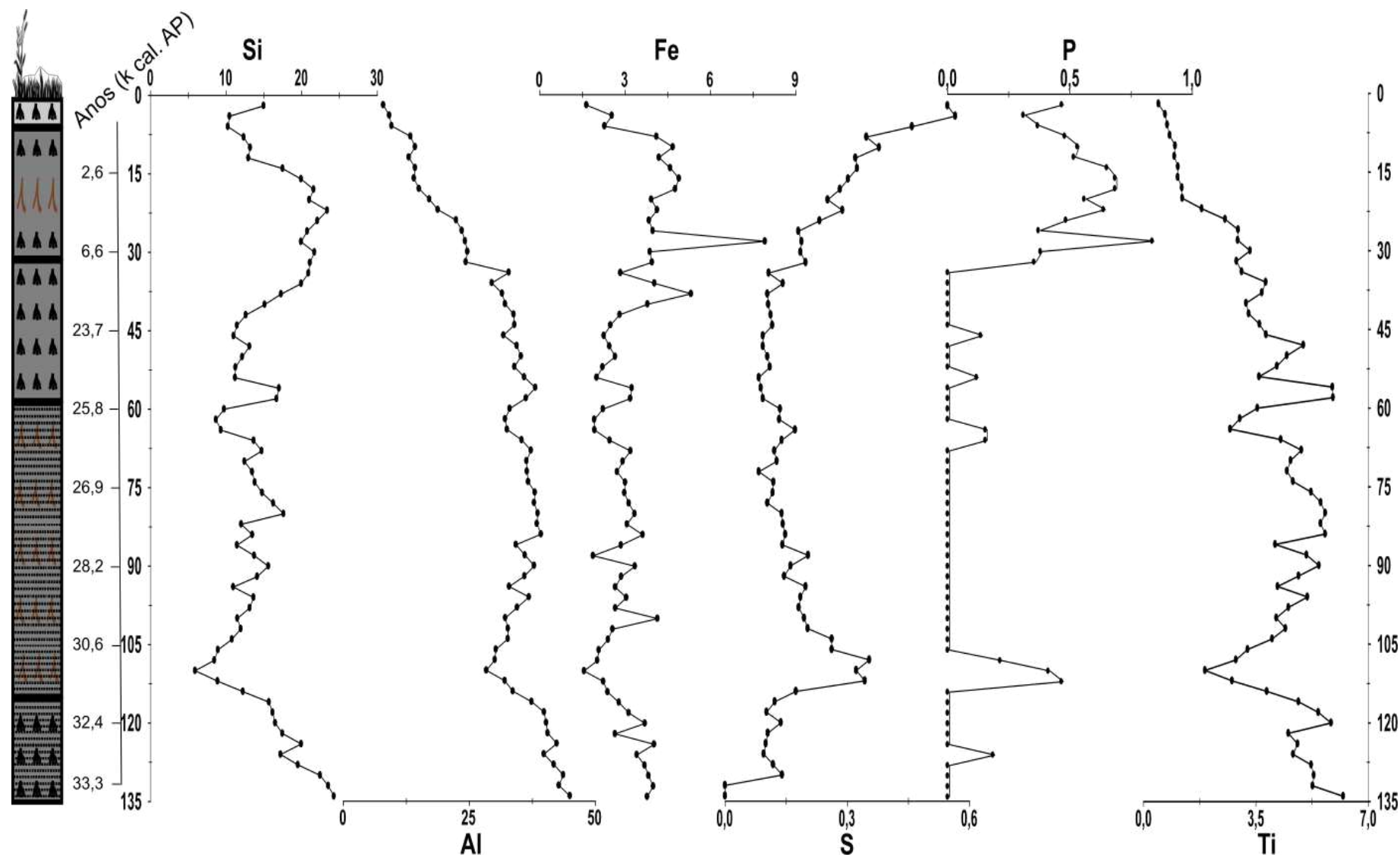
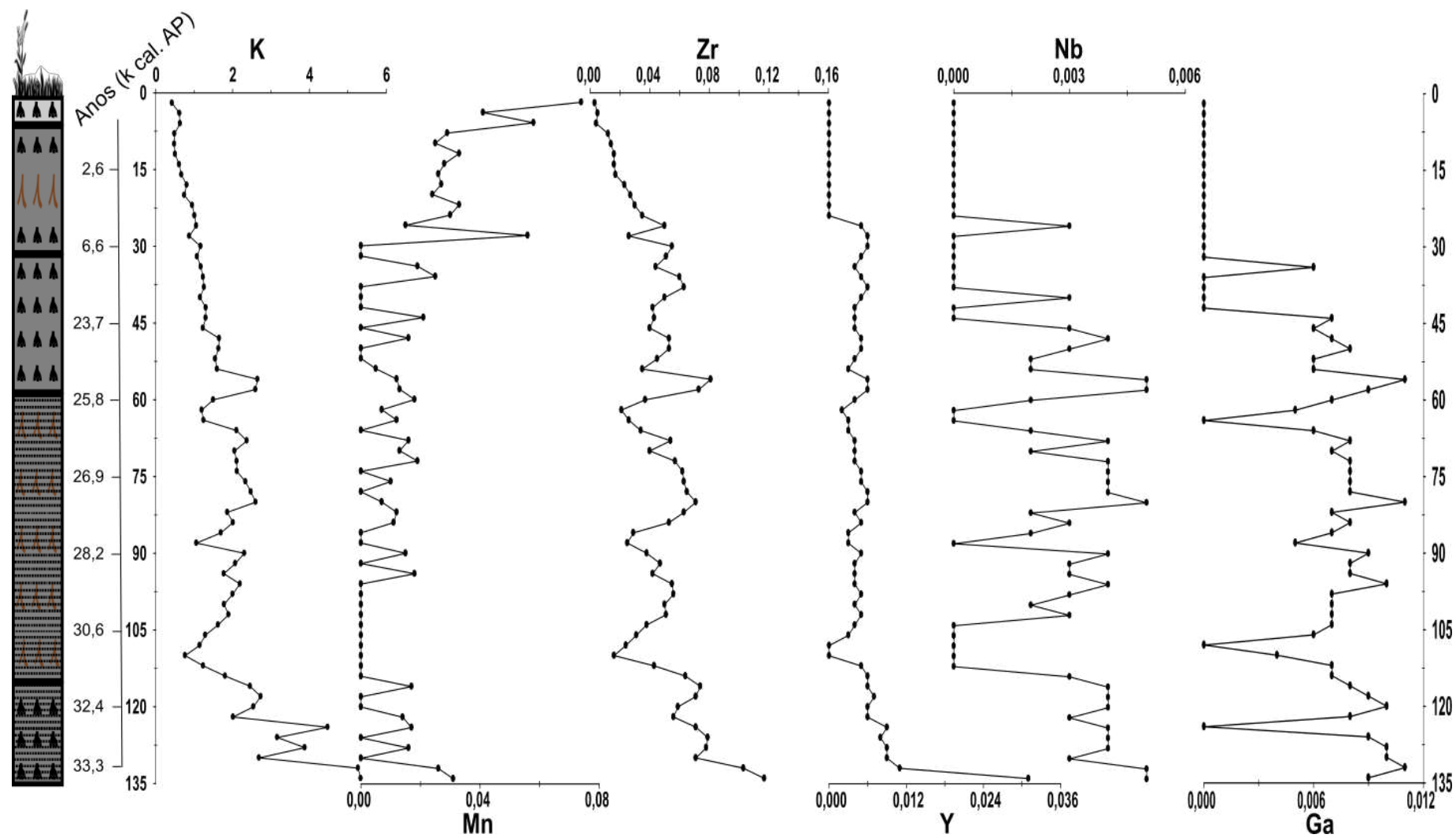


Figura 9. Valores de K, Mn, Zr, Y, Nb e Ga (%) no testemunho PI.



local há pelo menos 1,7 k anos cal. AP (modelo-idade profundidade FIG. 6). O modelo-idade profundidade (FIG. 6) aponta para idade mediana de 4,4 k anos cal. AP a 24 cm de profundidade, que pode ser relacionada à idade do estabelecimento do capão.

3.5 Análise componentes principais

Antes da realização da ACP, a matriz de dados foi submetida à análise de correlação de Pearson (r) (FIG. 11). A variável C apresenta elevada correlação positiva com as variáveis N, H, O, S e P, principais componentes da MO (ZACCONI et al., 2008; WEI et al., 2012) e elevada correlação negativa com as variáveis Al, Ti, K, Y, Nb e Ga, elementos relacionados à fração mineral. Já o $\delta^{13}\text{C}$ apresenta correlação negativa com os elementos indicadores da MO ou relacionados a ela (C, N, H, O, S e P), e positiva com os indicadores da fração mineral (Si, Al, Ti, K, Y, Nb e Ga).

A ACP extraiu três componentes principais, que correspondem a 81,6% da variância da matriz de dados (FIG. 12). A primeira componente (CP1) explica 54,4% da variação da matriz de dados e apresenta cargas positivas altas (0,91 a 0,72) para o K, Nb, Y, Ti, Zr e Al, carga positiva moderada para o Ga (0,66); cargas negativas altas (-0,90 a -0,78) para o C, H, N, S e O; carga negativa moderada (-0,66) para o P; indicando um comportamento oposto entre os marcadores de material mineral e os elementos formadores da MO, corroborando os resultados obtidos na análise de correlação (FIG. 11). A segunda componente (CP2) explica 19,2% a variação do conjunto de dados, e mostra cargas positivas altas (0,74 a 0,72) para a razão C/N e $\delta^{13}\text{C}$ e carga negativa moderada (-0,68) para o Mn; relacionando-se essencialmente aos tipos de plantas que colonizavam a área.

A terceira e última componente principal (CP3) explica 8,02% da variação dos dados e apresenta cargas positivas altas (0,87 a 0,78) para o Fe, Si e $\delta^{15}\text{N}$, o que pode ser relacionado à condição hidrológica da turfeira (posição do lençol freático em relação à superfície).

As três componentes principais explicam 4/5 da variação do conjunto de dados e cada componente principal está relacionada a um fator no processo de formação da turfeira. No entanto, a variação de alguns elementos ao longo do testemunho está associada a mais de uma componente principal, podendo assim ser relacionada a mais de um processo na formação da turfeira (FIG. 12). A seguir serão analisadas separadamente cada uma das componentes principais extraídas da ACP.

Figura 9. Correlação entre a matriz de dados das amostras do testemunho PI. As variáveis estão plotadas na horizontal e na vertical à direita. A coluna vertical à esquerda apresenta os valores da correlação de Pearson (r). O aumento da intensidade da cor azul indica aumento de correlação positiva entre as variáveis e o aumento da intensidade da cor vermelha indica aumento de correlação negativa entre as variáveis. No corpo da figura esferas maiores representam correlação elevada e esferas menores representam correlação baixa.

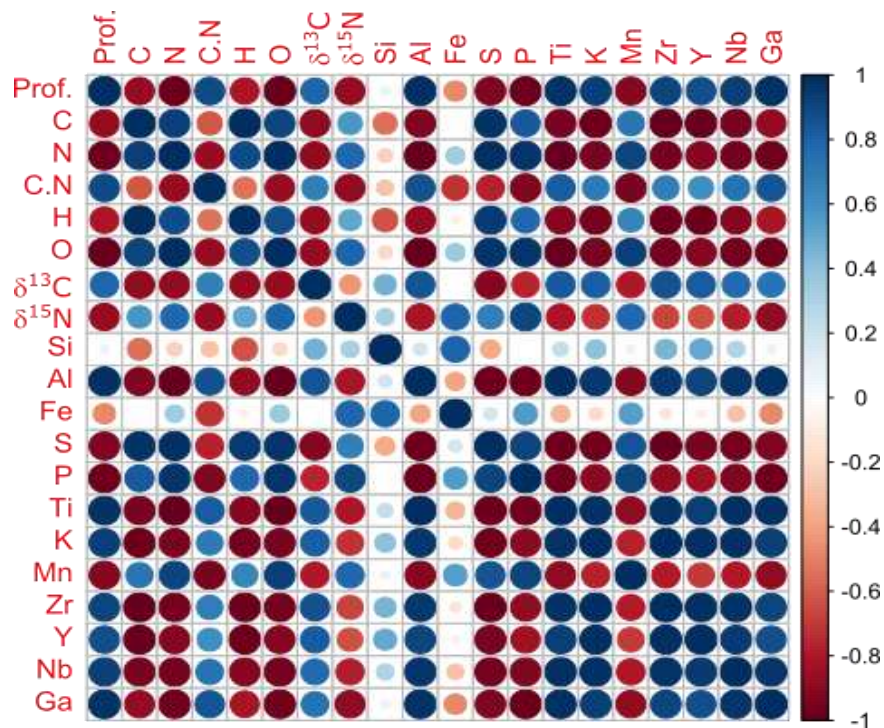
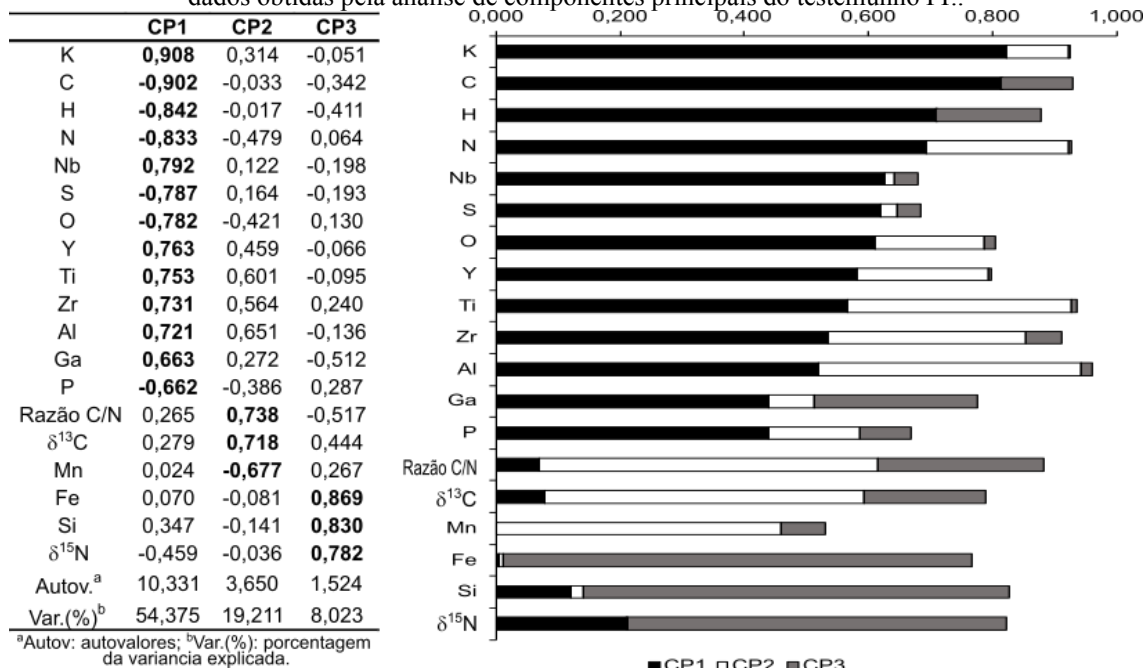


Figura 10. Cargas fatoriais para as componentes principais e fracionamento das communalidades da matriz de dados obtidas pela análise de componentes principais do testemunho PI..



3.5.1 Entrada de Materiais Minerai s e Orgânicos

A CP1 apresenta cargas positivas para os marcadores do material mineral (K, Nb, Y, Ti, Zr, Al e Ga) e cargas negativas para os elementos biofílicos (C, H, N, S, O e P) (FIG. 12), estando estes relacionados à MO. Sendo assim, pode se dizer que na medida em que o conteúdo mineral da turfeira aumenta, o teor de MO diminui devido ao efeito diluição (HORÁK-TERRA et al., 2014).

Normalmente, o Al, Y, Ti, Nb e Ga são associados a partículas finas, que podem ser facilmente transportadas pelo vento (TABOADA et al., 2006; MARGALEF et al., 2014; HORÁK-TERRA et al., 2014, 2015, 2020; COSTA et al., 2022a, 2022b). Devido às características geológicas da Formação do Galho Miguel (quartzitos e filitos de matriz siltosa e argilosa, formados por deposição eólica - KNAUER, 2007) e dada a localização da turfeira, pode se inferir que pelo menos parte desses elementos foram depositados pelo vento (poeira regional), após algumas dezenas de quilômetros de transporte atmosférico (HORÁK-TERRA et al., 2014, 2015).

O K é um elemento litogênico, sendo hospedado nas feições minerais encontradas na região da turfeira Pinheiro. Apesar do Si ser associado à CP3, parte de sua variação é explicada na CP1 (FIG. 12). Como o principal material geológico da bacia hidrográfica é o quartzito, os teores de Si provavelmente estão relacionados com os sedimentos arenosos erodidos transportados dos solos da área de recarga e depositados na turfeira. O carregamento positivo do Si, quando associado à CP1, e as características geológicas da região permitem inferir que os valores de Si são indicativos da entrada de material mineral local na turfeira Pinheiro. Esta inferência ainda é suportada pela correlação positiva entre o Si e os indicadores de material mineral K, Nb, Y, Ti, Zr e Al e negativa entre o Si e os elementos biogênicos C, H, N, S e O (FIG. 11).

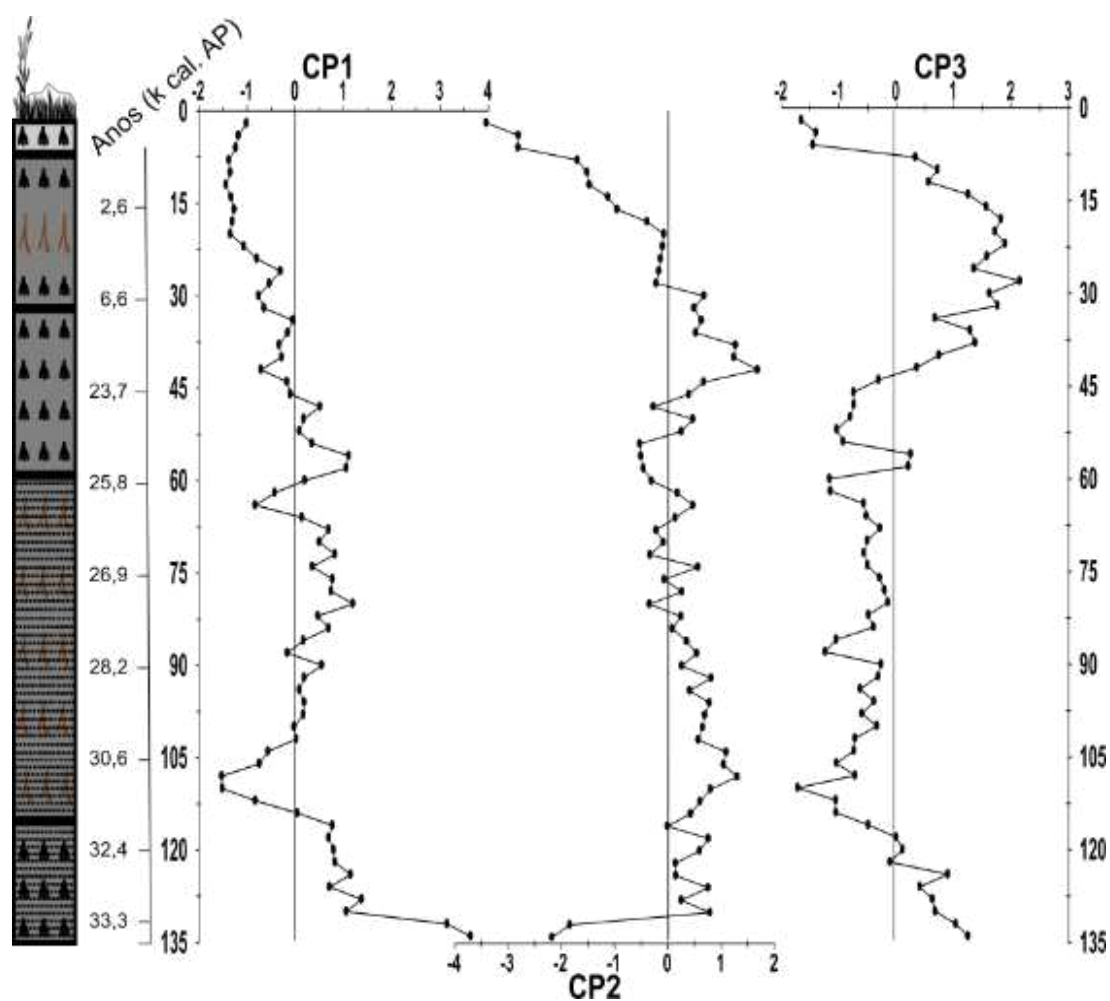
Os elementos biofílicos C, H, N, S, O e P, principais constituintes da turfa, apresentaram cargas negativas na CP1, pois são dependentes do material orgânico. O acúmulo de MO é altamente dependente da natureza do material orgânico (ANDRIESSE, 1988, GALVÃO e VAHL, 1996) e das condições ambientais (umidade excessiva; pH baixo; escassez de oxigênio) que dificultam sua decomposição (MOORE, 1997; COSTA et al., 2003; CAMPOS et al., 2012; SILVA et al., 2013).

Sendo assim, é possível inferir que a CP1 reflete a deposição de material mineral e orgânico: os momentos de maior estabilidade da paisagem favoreceram o acúmulo de MO,

enquanto que os momentos de instabilidade favoreceram a deposição de material mineral de origem local e regional.

Os escores da CP1 obtidos por profundidade (FIG. 13) mostram uma tendência decrescente, significativa pelo teste de Mann-Kendall, da base para o topo, concordando com a estratigrafia do testemunho (FIG. 5). As pontuações negativas mais altas foram encontradas entre 112 e 104 cm; de 64 a 62 cm e nos 46 cm superficiais, corroborando os valores mais altos de C. Já as pontuações positivas mais altas da CP1, que indicam maior entrada de material mineral, foram obtidas da base até os 46 cm, com exceção dos intervalos anteriormente citados. Este intervalo (134 a 46 cm) corresponde principalmente aos horizontes Oa4/1C e Oa3, que apresentam maior conteúdo de material mineral (FIG. 7 e 8).

Figura 11. Distribuição dos escores fatoriais para os três componentes principais extraídos dos conjuntos de dados do testemunho PI.



3.5.2 Origem da matéria orgânica

A CP2 possui cargas positivas para a razão C/N e o $\delta^{13}\text{C}$ e negativa para o Mn (FIG. 12). Valores altos da razão C/N (>20) são indicativos de plantas terrestres, pois são constituídas basicamente de lignina e celulose, que são pobres em N (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992). Valores baixos da razão C/N (entre 4 e 10) indicam a presença representativa de fitoplânctons e bactérias, pois apresentam alto teor de N (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992), podendo ser associada a um ambiente mais úmido. No entanto, os valores da razão C/N devem ser interpretados com cuidado, pois seus valores altos também podem significar compostos orgânicos ricos em N sob intenso processo de mineralização (SWIFT, 1996; HORÁK-TERRA et al., 2022). Essa afirmação é condizente, pois parte da variação da razão C/N pode ser explicada com carga positiva na CP1 (FIG. 12) e pela correlação positiva entre a razão C/N e Al, Ti, K, Zr, Nb e Ga, elementos indicadores de material mineral da turfeira, sugerindo um ambiente não propício para o acúmulo de MO.

Valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ são característicos de plantas C4, típicas de ambientes menos úmidos, enquanto valores empobrecidos caracterizam plantas C3, indicativos de árvores e algumas gramíneas e graminoides de pastagens úmidas (PETERSON; HOWARD, 1987; O'LEARY, 1988; BOUTTON, 1991). Uma pequena parte da variação do $\delta^{13}\text{C}$ é explicada na CP1, com carga positiva. Possivelmente, valores mais enriquecidos do $\delta^{13}\text{C}$ indicam a presença de uma cobertura vegetal menos densa, que facilitaria a entrada de material mineral na turfeira, visto as correlações positivas entre o $\delta^{13}\text{C}$ e o Si, Al, Ti, K, Zr, Y, Nb e Ga.

O Mn é um elemento que possui forte participação nas reações redox (JARDIM, 2014; HORÁK-TERRA et al., 2015). O Mn é facilmente absorvido por algas, e sua concentração pode estar associada a um período de maior ocorrência de algas (a correlação entre o Mn e $\delta^{15}\text{N}$ é positiva) e, conseqüentemente, pode indicar um ambiente menos óxido (KABATA-PENDIAS, 2000).

Portanto, as pontuações mais altas da CP2 podem ser indicativas de maior ocorrência de plantas C4, maior mineralização da MO e um período menos úmido. O teste de Mann-Kendall indicou tendência de diminuição nos valores dos escores da CP2 da base ao topo do testemunho. O início da formação da turfeira (134-132 cm) apresenta pontuações dos escores da CP2 bastantes baixas, que indicam maior ocorrência de plantas C3 e um ambiente provavelmente mais úmido. Dos 132 a 44 cm, os escores da CP2 aumentam ligeiramente, ficando próximos a zero, com a exceção dos intervalos de 72 a 68 cm e 60 a 54 cm. Isso é indicativo de uma mistura de plantas C3 e C4. A camada entre 44 e 38 cm apresenta as

pontuações mais altas da CP2, indicando uma expansão das plantas C4 e um ambiente possivelmente menos úmido. Os 38 cm mais superficiais apresentam as pontuações mais baixas do testemunho, indicando a expansão das plantas C3. Provavelmente, foi nesta fase que o capão de mata se estabeleceu.

3.5.3 Condição Hidrológica

A CP3 apresenta cargas positivas para o Fe, $\delta^{15}\text{N}$ e Si. Assim como o Mn, o Fe também apresenta um comportamento redox, ocorrendo de forma reduzida e móvel em meio anaeróbico (CHESWORTH et al., 2006; MULLER et al., 2008).

Por sua vez, a assinatura isotópica do $\delta^{15}\text{N}$ também está associada à origem da MO. Valores altos dos $\delta^{15}\text{N}$ (+8 ‰) indicam maior ocorrência de algas, enquanto valores baixos (+0,5 ‰) indicam maior ocorrência de plantas terrestres (PETERSON e HOWARTH, 1987). Boa parte da variação da razão C/N é explicada na CP3 com carga negativa (FIG.12). A razão C/N também pode ser usada para inferir sobre a origem da MO. Valores altos (>20) indicam origem terrestre e, valores baixos (entre 4 e 10) sugerem a presença de bactérias e fitoplânctons (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992), o que justifica a carga oposta em relação ao $\delta^{15}\text{N}$.

Parte da variação do $\delta^{13}\text{C}$ também é explicada na CP3, com carga positiva (FIG.12), que pode ser relacionada à maior variação do Si nessa componente. Valores mais enriquecidos do $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar uma cobertura vegetal menos densa, o que favoreceria entrada de material mineral por erosão hídrica de material dos solos da área de recarga da turfeira, principalmente sedimentos ricos em quartzo, aumentando as concentrações de Si.

Em geral, a CP3 pode representar as condições hidrológicas: durante os momentos de maior umidade os valores de Fe e $\delta^{15}\text{N}$ são mais elevados, sugerindo um ambiente mais úmido. Esses momentos poderiam representar a transição entre períodos secos e úmidos, uma vez que a baixa cobertura vegetal do solo no final do período seco permitiria a intensificação dos processos erosivos e, conseqüentemente, maior entrada de sedimentos arenosos (ricos em Si), na turfeira.

As pontuações dos escores da CP3 não mostram qualquer tendência pelo teste de Mann-Kendall. No entanto, as pontuações são mais altas da base do testemunho até os 118 cm, o que indicaria um ambiente mais úmido e, portanto, maior ocorrência de erosão hídrica (valor de Si alto – FIG. 8). A partir dos 118 cm até os 44 cm os escores da CP3 diminuem, sugerindo um ambiente menos úmido e menor ocorrência de erosão. Entre 44 e 08 cm as

pontuações da CP3 voltam a aumentar, alcançando os valores mais altos do testemunho. Nos 8 cm mais superficiais, os escores da CP3 caem novamente, mas provavelmente, nessa situação, os valores são mais baixos pela ausência do lençol freático na maior parte do ano.

3.6 Dinâmica paleoambiental

Pela integração dos dados foi possível inferir quatro fases de mudanças paleoambientais, apresentadas a seguir.

Fase I – 33,3 a 32 k anos cal. AP (134-114 cm)

O início da formação da turfeira coincide com evento climático MIS 3, uma fase fria no Hemisfério Norte e com fortes impactos nas regiões tropicais. Nesse período, houve forte entrada de material mineral tanto origem regional (CP1 – FIG. 13) quanto local (altos valores de Si – FIG. 8), principalmente no início da fase. A vegetação apresentava maior ocorrência de plantas C4 o que, em conjunto com um provável período subúmido (valores baixos de $\delta^{15}\text{N}$; altos valores da razão C/N e tendência de diminuição da CP3), justifica a maior entrada de material mineral, devido à cobertura vegetal, que seria menos densa na área de recarga. Apesar do conjunto de dados sugerir maior participação do material mineral, a umidade, possivelmente advinda do nível freático mais elevado, teria sido suficiente para iniciar o acúmulo de MO (valores de C superior a 8% – FIG. 7) na turfeira. Durante essa fase, muito provavelmente o capão de mata ainda não havia se estabelecido na área.

Fase II – 32 a 24,2 k anos cal. AP (114-48 cm)

Esta fase corresponde ao final do Pleistoceno Tardio. No início da fase ocorre o aumento do material orgânico. No entanto, o acúmulo de MO apresenta uma tendência decrescente no final da fase. Essa redução provavelmente está relacionada com a diminuição da umidade, inferida pelos baixos valores da CP3 e do $\delta^{15}\text{N}$. O ambiente mais óxido teria favorecido a mineralização da MO, condizente com os valores mais altos da razão C/N. Essa fase representa um período de estabilidade na paisagem local (baixo teor de Si), sendo que a contribuição do material mineral regional foi mais significativa do que do material mineral local (Si). O sinal do $\delta^{13}\text{C}$ empobrece levemente, sugerindo uma mistura de plantas C4 e C3.

Fase III – 24,2 a 5,4 k anos cal. AP (48-28 cm)

Essa fase abrange o Último Máximo Glacial (UMG - 23 a 18 k anos). Durante o UMG houve uma tendência de aumento da umidade, em comparação com a fase anterior, como inferidas pela análise palinológica em outros testemunhos de turfeiras da SdEM (HORÁK-TERRA et al., 2020; COSTA et al., 2022b). A participação de material mineral regional foi praticamente nula, enquanto pôde ser observado um aumento do teor de Si (material mineral local), indicando um ambiente instável (erosão). O $\delta^{13}\text{C}$ enriqueceu, indicando expansão de plantas C4. Apesar do aumento da ocorrência de erosão, houve um sutil aumento da MO.

Durante a transição Pleistoceno/Holoceno e na primeira metade do Holoceno (11,3 a 5,4 k anos cal. AP), a tendência de enriquecimento do sinal do $\delta^{13}\text{C}$ não se manteve, sugerindo uma mistura de plantas C3 e C4. A tendência de aumento na umidade vista durante o UMG continuou, assim como a ocorrência de processos erosivos na bacia hidrográfica.

Fase IV – Últimos 5,4 k anos cal. AP (28 cm até a superfície)

Esta fase corresponde à segunda metade do Holoceno (Holoceno Nortegripiano) até o presente. O acúmulo de MO aumenta consideravelmente (FIG. 7) e é corroborado pela CP1. O sinal do $\delta^{13}\text{C}$ fica bastante empobrecido, sugerido uma mudança para o predomínio de plantas C3. No início desse período a CP3 e o $\delta^{15}\text{N}$ (FIG. 9) sugerem uma maior contribuição de algas, que pode estar associado a um ambiente mais úmido. No entanto, nos 6 cm superficiais, tanto a CP3 quanto o $\delta^{15}\text{N}$ diminuem, indicando maior participação de plantas terrestres no aporte de MO ao solo e também a ausência, pelo menos temporária, do lençol freático. Ao contrário da fase anterior, a participação de material mineral local foi baixa, o que indica um ambiente mais estável.

Pela integração do conjunto de dados, é possível inferir que o precursor do capão de mata atual começou a se estabelecer durante a segunda metade do Holoceno (Holoceno Megalaino). Provavelmente, as condições ambientais mais úmidas e a maior estabilidade da bacia hidrográfica, em conjunto com o aumento da temperatura que ocorreu no Holoceno (HORÁK-TERRA et al., 2015; 2020; MACHADO et al., 2021; COSTA et al., 2022a, 2022b), teriam fornecido as condições necessárias para o estabelecimento e expansão do Capão de Mata na Turfeira Pinheiro.

4. Conclusões

A integração dos dados morfológicos, geoquímicos e isotópicos contribuiu para o entendimento da gênese da turfeira e do estabelecimento do capão de mata da turfeira Pinheiro, contribuindo para o entendimento da origem dos capões dos ecossistemas de turfeira da Serra do Espinhaço Meridional.

A análise conjunta dos dados permitiu inferir quatro fases de mudanças paleoambientais: Fase I (33,3 a 32 k anos cal. AP) - período de forte instabilidade (local e regional), com maior ocorrência de plantas C4, quando provavelmente o capão de mata ainda não havia se estabelecido; Fase II (32 a 24,2 k anos cal. AP) - aumento do acúmulo de matéria orgânica, principalmente no início da fase, diminuição da instabilidade da paisagem local e presença de material mineral regional; Fase III (32 a 24,2 anos k cal. AP) - novo incremento na instabilidade da paisagem local, expansão de plantas C4 e aumento de participação de algas, apesar de ainda ocorrer um predomínio de plantas terrestres; Fase IV (últimos 5,4 k anos cal. AP) – predomínio de plantas C3, indicando que o estabelecimento do Capão de Mata se deu durante a segunda metade do Holoceno (Holoceno Megalaino).

Esses resultados evidenciaram, mais uma vez, a excelência das turfeiras como arquivos de mudanças paleoambientais desde o Pleistoceno Tardio, justificando ainda mais sua completa preservação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRIESSE, J.P. **Nature and Management of Tropical Peat Soils**, 59 ed. Food and Agriculture Organization, Rome;1988.
- BISPO, D.F.A. et al. Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. **Catena** 143, 18–25; 2016.
- BLAAUW, M., CHRISTENY, J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Anal.** 6, 457–474. 2011.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: Coleman, D.C., Fry, B. (Eds.), **Carbon isotopes techniques**. Academic Press, New York, pp. 73–185.1991.
- CAMPOS, J.R.D.R. et al. Mapping, organic matter mass and water volume of a peatland in Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36, 723-732. 2012.
- CHESWORTH, W. et al. The redox–pH approach to the geochemistry of the Earth's land surface, with application to peatlands. **Developments in Earth surface processes**, v. 9, p. 175-195. 2006.

COSTA, C. S. B. et al. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 17, n. 2, p. 203-212, 2003.

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

COSTA, C. R. et al. Multi-proxy analysis of a Holocene records from a high-altitude tropical peatland in the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 116, 103795. 2022^a

COSTA, C. R. et al. Paleoenvironmental dynamics in central-eastern Brazil during the last 23 000 years: tropical peatland record in the Cerrado biome. **Journal of Quaternary Science**. 2022^b

ERIKSSON, L. et al. **Introduction to Multiand Megavariate Data Analysis Using Projection Methods** (ACP & PLS). Umea, Umetrics. 1999.

GALVÃO, F.A.D., VAHL, L.C. Propriedades químicas dos solos orgânicos do litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. **Rev. Bras. Agrocência** 2, 131–135. 1996.

GONÇALVES, T. S. **Origem e Evolução Fitogeográfica dos Capões de Mata Associados aos Ecossistemas de Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – Mg. Diamantina**. 2021. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, Universidade Federal dos vales do Jequitinhonha e Mucuri. 2021.

GONÇALVES, T. S. et al. The Capões of Seasonal Semi-deciduous Forest in the Cerrados and Rupestrian Fields of the Espinhaço Chain. **International Journal of Geoscience, Engineering and Technology**, 1(1), 43-48. 2020.

HOGG, A.G. et al. SHCal20 southern Hemisphere calibration, 0–55,000 Years cal BP. **Radiocarbon** 62 (4), 759–778. 2020.

HORÁK, I. et al. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Rev. Bras. Ciência do Solo** 35, 41–52. 2011.

HORÁK-TERRA, I. et al. 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** 232–234, 183–197. 2014.

HORÁK-TERRA, I. et al. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 437, 117–131. 2015.

HORÁK-TERRA, I. et al. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a bp peat record in the Cerrado biome. **J. Quat. Sci.** 35, 664–676. 2020.

HORÁK-TERRA, I. et al. Soil processes and properties related to the genesis and evolution of a Pleistocene savanna palm swamp (vereda) in central Brazil. **Geoderma** 410. 2022.

JAHN, R. **Guidelines for Soil Description of. Food and Agriculture Organization of the United Nations**, p. 190. 2006.

JARDIM, W. F. **Medição e interpretação de valores do potencial redox (EH) em matrizes ambientais**. Química Nova. 2014.

KABATA-PENDIAS, A. **Trace elements in soils and plants**. CRC press. 2000.

KENDALL, K. Thin-film peeling-the elastic term. *Journal of Physics D: Applied Physics*, v. 8, n. 13, p. 1449. 1975.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos** 15, 81–90. 2007.

KRÜGER, J. P. et al. Biogeochemical indicators of peatland degradation – a case study of a temperate bog in northern Germany. **Biogeosciences**, v. 12, n. 10, p. 2861–2871, 19 maio. 2015.

LONG, J. A.; STOY, P. C. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard–Oeschger events during marine oxygen isotope stage 3. **Quaternary Research**, v. 79, n. 3, p. 413-423. 2013.

Machado, D.O.B.F. et al. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the preto river, Minas Gerais state, Brazil, through siliceous bioindicators. **Journal of South American Earth Sciences**, 108, 103349. 2021.

MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. **Journal of the econometric society**, p. 245-259. 1945.

MARGALEF, O. et al. 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. et al. Perturbaciones del regimen de las lluvias y condiciones de tipo El Niño en América del Sur tropical desde hace 7000 años. **Bullet. Inst. Fr. d'Etud. Andines** 24, 595–605. 1995.

MOORE, P.D. Bog standards in Minnesota. **Nature** 386, 655–657. 1997.

MULLER, J. et al. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch's Crater deposit. **Quat. Sci. Rev.** 27, 468–475. 2008..

O'LEARY, M.H. Carbon isotopes in photosynthesis: Fraction techniques may reveal new aspects of carbon dynamics in plants. **Bioscience** 38 (5), 328–336. 1988.

PESSENDA, L.C. et al. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon** 38 (2), 191–201. 1996.

- PESSENDA, L.C. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quat. Res.** 71, 437–452, 2009.
- PETERSON, B.J., HOWARD, R.W. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnol. Oceanogr** 32 (6), 1195–1213. 1987.
- R CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing**, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>. 2020.
- REIMANN, C. et al. **Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics**. R. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 2008.
- REZANEZHAD, F. et al. Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. **Chemical Geology**, v. 429, p. 75–84. 2016.
- SALVIANO, M. F., GROppo, J. D., PELLEGRINO, G. Q. Análise de tendências em dados de precipitação e temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 64-73. 2016.
- SHELLEKENS, J. et al. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: molecular records from the Pau de Fruta peatland. **Org. Geochem.** 77, 32–42. 2014.
- SCHOENEBERGER, P.J. et al. **Field book for describing and sampling soils. Lincoln, NE: national soil Survey center**. Nat. Resour. Conserv. Serv. United States Depart. Agric. 1998.
- SILVA, A.C., PEDREIRA, L.C.V.S.F., Almeida Abreu, P.A. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.
- SILVA, A. C. et al. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. II - influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5. 2009.
- SILVA, A.C. et al. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 134-144, 2013.
- SILVA, M. L.; SILVA, A. C. Gênese de turfeiras e mudanças ambientais quaternárias na Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Geociências**, v. 35, n. 3, p. 393-404, 2016.
- SILVA, A.C. et al. Chemical-mineralogical Characterization of Magnetic Materials from Magnetic Soils of the Southern Espinhaço Mountain Chain and of the Upper Jequitinhonha Valley, State of Minas Gerais, Brazil, vol. 41. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 2017.
- SILVA, A.C. et al. Organic matter composition and paleoclimatic changes in tropical mountain peatlands currently under grasslands and forest clusters. **Catena** 180, 69–82. 2019.

SILVA, A.C. et al. Altitude, vegetation, paleoclimate, and radiocarbon age of the basal layer of peatlands of the Serra do Espinhaço Meridional, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** 103. 2020.

SILVA, A. C. et al. **Peatlands of Southern Espinhaço Mountain Range, Brazil: Ecosystem Services, Biotic Interactions and Paleoenvironments**. Appris Publisher, Curitiba-PR, Brazil. 2022.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to Soil Taxonomy. Natural Resources Conservation Service**. USDA, Washington. 2010.

SWIFT, R.S. Organic matter characterization, in: Sparks, D.L. *Methods of soil analysis: Part 3 Chemical methods*, 5.3. **Soil Sci. Soc. Am.**, Inc., Am. Soc. Agron., Madison, pp. 1011-1069. 1996.

TABOADA, T. et al. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. **Geoderma**, v. 131, n. 1, p. 218-236. 2006.

TALBOT, M.R., JOHANNESSEN, T. A high resolution paleoclimatic record for the least 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth**. 1992.

WEI, G. et al. Major and trace elements of a peat core from Yunnan, Southwest China: implications for paleoclimatic proxys. **Journal of Asian Earth Sciences**, 58, 64-77. 2012.

ZACCONE, C. et al. Distribution of As, Cr, Ni, Rb, Ti and Zr between peat and its humic fraction along an undisturbed ombrotrophic bog profile (NW Switzerland). **Appl. Geochemistry** 23, 25–33. 2008.

CONCLUSÃO GERAL

Este estudo, mais uma vez, evidencia que as turfeiras tropicais de montanha da Serra do Espinhaço Meridional são ecossistemas únicos. Esses ecossistemas são bastante antigos, tendo evoluído desde o Pleistoceno Tardio. Pela integração dos indicadores ambientais recuperados dos testemunhos das três turfeiras foi possível compreender melhor a dinâmica paleoambiental desses ecossistemas, contribuindo para um relacionamento mais harmonioso do homem para com a natureza.

A dinâmica evolutiva tanto das áreas de Campo Limpo Úmido quanto das áreas de Capão de Mata é devida à integração de elementos biótipos e abiótipos na paisagem, tendo o clima como fator determinante nos processos de formação das turfeiras e também do estabelecimento dos Capão de Mata. No entanto, as condições topográficas locais, condições de drenagem e a altitude vão influenciar na intensidade da ação dos fatores climáticos, fazendo com que cada Capão de Mata e cada turfeira sejam ambientes únicos.

ANEXOS
SUPPLEMENTARY MATERIAL

Table S1: Total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), hydrogen (H), oxygen (O), C/N ratio, $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the Araçuaí River peatland.

Depth (cm)	TOC	TN	H	O	C/N	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$
	-----%-----					-----‰-----	
00-05	21.65	1.02	1.74	7.14	21.21	5.51	-19.50
05-10	35.33	1.82	3.32	10.63	19.41	4.90	-19.60
10-15	38.36	1.83	3.15	10.76	20.95	4.53	-21.62
15-20	41.94	2.12	4.19	11.22	19.76	4.19	-22.76
20-25	40.13	2.07	4.05	13.50	19.36	3.98	-22.57
25-30	41.38	2.21	4.14	17.04	18.75	3.89	-23.33
30-35	41.11	2.14	4.01	18.25	19.17	3.85	-23.40
35-40	39.51	1.79	3.92	13.92	22.04	3.63	-23.77
40-45	39.65	1.76	3.98	20.68	22.50	3.51	-23.84
45-50	40.33	1.99	4.06	15.06	20.30	3.74	-23.93
50-55	41.69	1.87	4.02	18.56	22.32	3.38	-24.60
55-60	34.95	1.41	3.40	7.03	24.75	3.53	-23.81
60-65	30.65	1.34	3.15	10.32	22.86	3.34	-23.98
65-70	33.15	1.46	3.39	24.83	22.67	3.19	-23.82
70-75	31.23	1.34	3.37	11.66	23.36	3.27	-23.68
75-80	22.96	0.78	1.87	8.66	29.47	3.37	-23.58
80-85	25.79	0.65	1.97	10.79	39.93	3.34	-23.41
85-90	33.62	0.94	3.29	9.55	35.88	3.50	-23.52
90-95	15.37	0.35	0.57	7.39	43.40	3.27	-23.62
95-100	4.759	0.20	0.48	5.19	23.44	2.74	-23.70
100-105	10.29	0.25	1.03	4.85	40.68	3.15	-23.72
105-110	10.72	0.24	0.19	6.30	44.46	3.89	-22.97
110-115	11.91	0.26	2.42	11.85	45.27	4.39	-22.80
115-120	14.71	0.30	0.45	5.05	49.70	3.92	-22.16
120-125	12.19	0.53	0.19	6.80	23.05	4.14	-22.26
125-130	24.90	0.76	2.29	11.21	32.67	3.65	-22.39
130-135	18.05	0.45	0.96	6.06	39.77	3.58	-22.32
135-140	19.02	0.74	0.28	9.27	25.74	4.22	-22.27
140-145	36.70	1.44	3.23	19.19	25.52	4.70	-22.55
145-150	35.12	1.32	2.89	4.45	26.67	4.40	-22.50
150-155	18.74	1.18	0.93	5.78	15.87	4.44	-21.96
155-160	6.61	1.04	0.66	5.42	6.38	4.35	-21.51
160-165	4.40	1.06	0.44	4.70	4.15	3.06	-21.89
165-170	5.33	1.94	0.53	16.75	2.75	3.04	-22.32
170-175	1.76	0.25	0.18	4.61	7.06	1.26	-21.78
175-180	7.23	2.73	0.72	5.38	2.64	3.81	-21.91
180-185	20.71	0.46	0.43	6.70	45.03	3.96	-22.77
185-190	12.14	0.63	0.56	5.97	19.39	3.59	-23.09

190-195	16.43	0.79	0.21	5.83	20.74	3.35	-23.35
195-200	19.34	0.98	0.67	6.15	19.73	3.05	-23.55
200-205	20.77	0.65	1.07	7.95	31.86	3.70	-23.28
205-210	28.00	0.77	1.23	15.46	36.56	3.84	-22.04
210-215	29.32	0.81	1.56	4.67	36.15	4.16	-21.80
215-220	37.09	1.13	2.59	7.10	32.88	3.94	-21.34
220-225	33.02	1.10	2.21	6.73	30.02	4.37	-21.18
225-230	33.00	1.05	2.06	6.76	31.43	4.98	-20.78
230-235	43.80	1.48	2.98	10.77	29.65	5.07	-20.88
235-240	44.24	0.99	3.10	15.67	44.73	4.95	-21.52
240-245	50.67	1.32	3.34	13.43	38.50	4.27	-22.06
245-250	39.69	0.77	2.55	9.19	51.61	3.94	-22.10
250-255	7.06	0.14	0.71	6.07	50.39	3.85	-21.43
255-260	8.75	0.17	0.88	5.46	52.06	3.53	-22.00
260-265	9.14	0.20	0.91	5.12	46.65	4.03	-20.88
265-270	10.21	0.20	1.02	4.85	51.04	2.90	-20.41
270-275	9.33	0.80	0.93	4.84	11.67	3.39	-23.02
275-280	19.28	0.53	0.57	6.11	36.65	2.79	-24.73
280-285	11.79	0.38	0.58	7.10	30.71	2.96	-25.24
285-290	7.78	0.45	0.78	4.97	17.28	3.72	-21.90
290-295	0.82	0.02	0.08	5.08	38.81	2.13	-24.75
295-300	0.38	0.02	0.038	5.03	23.75	1.87	-24.00
300-305	0.51	0.01	0.05	4.40	46.64	3.95	-23.41
305-310	0.62	0.01	0.06	4.99	51.75	3.02	-23.73
310-315	0.95	0.02	0.10	4.66	45.38	1.69	-24.75
315-320	1.53	0.05	0.39	4.53	32.57	1.77	-24.82
320-325	2.35	0.10	0.24	5.12	22.80	1.59	-24.95
325-330	2.20	0.05	0.22	5.32	41.51	2.29	-24.49
330-335	1.40	0.04	0.14	4.54	32.53	1.95	-24.19
335-340	1.62	0.05	0.16	4.33	31.76	2.74	-23.89
340-345	0.73	0.04	0.07	4.73	20.14	2.57	-23.96
345-350	0.31	0.01	0.03	4.86	25.67	2.21	-23.73
350-355	0.30	0.01	0.03	4.77	26.82	-	-24.46
355-360	0.29	0.01	0.03	4.59	26.09	-	-25.04
360-365	0.31	0.01	0.03	4.93	28.55	-	-24.96
365-370	0.28	0.01	0.03	4.39	28.40	-	-24.21
370-375	0.31	0.01	0.03	4.59	28.00	-	-24.82
375-380	0.28	0.01	0.03	4.40	28.10	-	-25.10

Table S2: Values of silicon (Si), bromine (Br), copper (Cu), yttrium (Y), titanium (Ti), niobium (Nb), zirconium (Zr), iron (Fe) and strontium (Sr) from the Araçuaí River core.

Depth (cm)	Si	Br	Cu	Y	Ti	Nb	Zr	Fe	Sr
	-----%								
	--								
0-05	25.502	0.008	0.013	0.000	1.780	0.000	0.094	10.410	0.020
05/out	25.797	0.012	0.016	0.000	0.953	0.000	0.036	6.168	0.012
out/15	28.074	0.015	0.020	0.000	0.773	0.000	0.023	4.614	0.008
15-20	24.882	0.012	0.016	0.000	0.994	0.000	0.000	2.478	0.007
20-25	18.838	0.016	0.013	0.000	1.617	0.000	0.038	2.103	0.008
25-30	12.392	0.021	0.013	0.000	1.925	0.000	0.036	1.194	0.007
30-35	9.388	0.026	0.012	0.000	2.348	0.000	0.060	1.202	0.010
35-40	10.909	0.024	0.013	0.005	3.180	0.005	0.095	1.357	0.014
40-45	7.743	0.012	0.010	0.000	2.862	0.003	0.041	1.015	0.006
45-50	8.145	0.021	0.013	0.000	3.429	0.000	0.059	1.276	0.009
50-55	8.208	0.013	0.011	0.000	2.601	0.000	0.033	1.053	0.005
55-60	15.370	0.023	0.015	0.007	4.378	0.007	0.133	1.971	0.021
60-65	16.439	0.017	0.012	0.008	4.212	0.008	0.151	1.991	0.023
65-70	10.143	0.011	0.009	0.003	2.581	0.004	0.070	1.136	0.011
70-75	15.455	0.015	0.013	0.006	3.933	0.006	0.119	1.788	0.020
75-80	22.457	0.016	0.015	0.007	4.750	0.007	0.132	2.254	0.021
80-85	17.007	0.017	0.000	0.008	3.666	0.006	0.120	2.024	0.021
85-90	15.706	0.024	0.014	0.006	3.264	0.000	0.116	1.988	0.020
90-95	29.718	0.021	0.017	0.010	4.548	0.013	0.199	2.533	0.025
95-100	52.609	0.000	0.000	0.000	2.454	0.000	0.093	1.238	0.014
100-105	43.784	0.000	0.000	0.000	2.742	0.000	0.102	1.633	0.017
105-110	35.941	0.000	0.016	0.008	3.700	0.006	0.176	2.268	0.026

110-115	17.964	0.013	0.012	0.007	4.030	0.006	0.122	1.976	0.020
115-120	29.751	0.011	0.017	0.008	5.027	0.014	0.149	2.280	0.024
120-125	37.922	0.000	0.000	0.000	3.684	0.000	0.110	1.527	0.017
125-130	23.638	0.009	0.021	0.005	3.648	0.005	0.083	1.758	0.014
130-135	28.932	0.010	0.000	0.009	4.301	0.000	0.136	2.159	0.026
135-140	27.664	0.004	0.009	0.005	3.699	0.004	0.082	2.134	0.010
140-145	15.481	0.005	0.010	0.004	2.058	0.000	0.059	0.934	0.011
145-150	22.805	0.010	0.019	0.007	2.880	0.000	0.109	1.670	0.021
150-155	31.141	0.000	0.015	0.006	3.985	0.000	0.128	1.961	0.022
155-160	37.227	0.000	0.000	0.006	3.899	0.006	0.117	1.925	0.023
160-165	43.102	0.012	0.000	0.012	6.039	0.013	0.237	1.913	0.019
165-170	42.800	0.000	0.010	0.000	2.104	0.000	0.055	0.762	0.007
170-175	58.142	0.000	0.000	0.000	1.751	0.000	0.194	0.716	0.009
175-180	44.029	0.000	0.012	0.000	2.762	0.000	0.085	1.083	0.011
180-185	28.898	0.006	0.016	0.000	4.094	0.005	0.129	1.941	0.020
185-190	32.810	0.000	0.011	0.004	3.470	0.004	0.099	1.824	0.020
190-195	41.918	0.000	0.000	0.007	3.540	0.000	0.098	1.507	0.012
195-200	46.591	0.000	0.016	0.000	3.431	0.000	0.157	1.269	0.011
200-205	34.638	0.000	0.018	0.000	3.245	0.000	0.094	1.473	0.010
205-210	27.036	0.006	0.009	0.000	2.236	0.000	0.059	0.988	0.006
210-215	29.552	0.010	0.022	0.000	3.311	0.000	0.057	1.258	0.006
215-220	25.613	0.011	0.016	0.000	2.926	0.000	0.064	1.115	0.006
220-225	26.408	0.009	0.013	0.006	3.523	0.005	0.097	1.488	0.008
225-230	23.403	0.010	0.014	0.009	3.925	0.007	0.155	2.042	0.016
230-235	18.619	0.014	0.017	0.000	1.832	0.000	0.048	0.990	0.000
235-240	14.716	0.014	0.023	0.000	1.479	0.000	0.028	0.683	0.000

240-245	10.889	0.013	0.019	0.000	1.330	0.000	0.000	0.677	0.000
245-250	17.518	0.014	0.018	0.000	1.939	0.000	0.048	1.387	0.000
250-255	39.260	0.000	0.000	0.010	4.542	0.010	0.288	1.852	0.020
255-260	70.123	0.000	0.016	0.000	0.690	0.000	0.057	0.492	0.000
260-265	46.886	0.000	0.000	0.004	2.390	0.000	0.070	1.155	0.013
265-270	46.253	0.000	0.000	0.008	5.576	0.005	0.175	1.252	0.014
270-275	42.764	0.000	0.000	0.008	5.639	0.007	0.169	1.609	0.012
275-280	34.193	0.000	0.013	0.010	6.903	0.011	0.228	1.710	0.014
280-285	33.908	0.008	0.012	0.013	7.483	0.015	0.263	2.231	0.019
285-290	38.710	0.000	0.012	0.005	3.531	0.000	0.108	1.691	0.022
290-295	46.661	0.000	0.016	0.000	6.061	0.010	0.177	1.991	0.021
295-300	65.867	0.000	0.000	0.000	1.444	0.000	0.059	0.790	0.007
300-305	69.256	0.000	0.000	0.000	0.944	0.000	0.019	0.608	0.000
305-310	66.881	0.000	0.000	0.000	1.791	0.000	0.034	0.817	0.000
310-315	57.944	0.000	0.000	0.006	3.394	0.000	0.113	1.497	0.007
315-320	47.059	0.000	0.000	0.006	5.082	0.006	0.122	1.773	0.011
320-325	54.603	0.010	0.013	0.000	3.755	0.000	0.123	1.406	0.008
325-330	71.912	0.020	0.031	0.000	7.469	0.000	0.188	3.247	0.019
330-335	56.659	0.012	0.009	0.000	3.406	0.000	0.138	1.484	0.012
335-340	58.190	0.012	0.000	0.000	3.058	0.000	0.076	1.398	0.008
340-345	64.672	0.008	0.000	0.009	2.414	0.000	0.110	1.071	0.005
345-350	44.869	0.000	0.013	0.013	6.563	0.011	0.264	2.005	0.019
350-355	73.048	0.000	0.000	0.007	4.044	0.000	0.269	0.957	0.000
355-360	70.957	0.000	0.000	0.009	3.859	0.000	0.335	1.090	0.000
360-365	69.133	0.000	0.000	0.011	4.336	0.000	0.352	1.208	0.000
365-370	82.232	0.000	0.013	0.000	0.866	0.000	0.076	0.450	0.000

370-375	79.791	0.000	0.012	0.000	0.748	0.000	0.046	0.465	0.000
375-380	88.553	0.000	0.000	0.000	2.621	0.000	0.248	1.044	0.000

Tabela S3: Valores da composição elementar orgânica e inorgânica dos testemunhos das turfeiras Pinheiro (PIA e PIB) e Rio Preto (RPA e RPA).

Prof. (cm)	C	N	C/N	H	O	Si	Al	Fe	Ti	Zr	13C	15N
	%										‰	‰
	PIA											
2	36,31	1,92	18,94	3,68	13,19	17,16	8,53	16,15	0,73	0,02	-28,47	2,41
4	31,85	1,17	27,18	3,89	11,42	19,56	8,43	20,64	1,02	0,03	-27,60	4,02
6	32,63	2,06	15,82	4,24	16,50	13,92	9,94	18,30	0,97	0,03	-27,45	4,99
8	33,37	2,18	15,30	4,46	16,53	14,02	10,21	16,71	1,02	0,03	-27,14	6,58
10	35,10	2,22	15,78	4,69	14,12	16,23	10,07	15,26	1,10	0,03	-26,49	6,98
12	30,02	2,06	14,57	4,03	13,50	13,40	10,24	8,12	1,38	0,04	-25,98	7,55
14	28,80	2,24	12,89	4,13	11,94	29,55	10,43	9,04	2,01	0,05	-24,41	7,36
16	28,13	2,02	13,93	3,56	9,87	32,38	12,29	6,98	2,51	0,05	-24,34	6,69
18	28,05	1,84	15,28	3,43	10,97	32,69	12,51	5,48	2,76	0,04	-24,50	7,31
20	26,44	1,71	15,47	3,19	10,08	34,28	14,27	4,22	3,30	0,07	-24,43	6,59
22	26,48	1,71	15,53	3,16	8,03	35,78	16,07	2,69	3,45	0,06	-24,45	6,74
24	23,91	1,50	15,97	3,43	8,88	35,79	17,72	2,45	4,38	0,07	-24,84	6,47
26	25,11	1,53	16,45	3,07	8,31	34,19	18,47	2,06	4,32	0,08	-24,71	6,75
28	21,91	1,33	16,53	2,82	5,95	38,42	19,76	2,04	4,61	0,08	-24,76	7,46
30	21,83	1,21	18,00	2,49	6,62	40,51	18,64	1,62	4,13	0,08	-24,69	7,45
32	20,16	1,06	19,11	2,27	6,84	41,93	19,34	1,34	4,16	0,08	-24,59	7,16
34	19,87	1,10	18,08	2,44	5,64	41,81	19,63	1,05	3,99	0,08	-24,24	7,45
36	20,58	0,90	22,84	1,99	4,81	41,47	21,76	1,17	4,51	0,08	-24,01	6,91
38	22,60	0,89	25,36	1,88	4,27	45,64	20,89	1,05	4,67	0,07	-23,58	7,40
40	22,30	0,86	26,02	2,17	6,12	32,52	22,94	1,23	5,00	0,10	-23,17	6,63
42	24,93	0,92	27,22	2,38	7,68	28,17	25,78	1,43	5,65	0,10	-23,00	5,86
44	24,34	0,86	28,31	2,24	6,60	28,18	25,83	1,48	5,41	0,09	-22,87	5,69

46	22,38	0,86	26,18	2,41	5,84	33,10	25,67	1,40	5,21	0,10	-23,11	6,29
48	21,14	0,78	27,17	2,12	6,75	33,90	25,94	1,32	5,00	0,10	-23,06	6,18
50	21,73	0,82	26,43	2,21	6,44	33,66	26,51	1,56	5,38	0,10	-22,88	6,41
52	21,08	0,66	32,03	1,99	6,72	38,24	22,49	1,31	5,16	0,08	-22,89	6,28
54	19,24	0,58	33,40	1,31	5,16	42,09	23,26	1,46	5,53	0,08	-22,77	5,72
56	18,30	0,66	27,81	1,51	4,58	40,43	23,49	2,32	6,12	0,07	-22,92	5,22
58	15,85	0,57	27,62	1,36	4,19	42,24	24,83	2,45	5,90	0,09	-22,89	6,10
60	15,19	0,53	28,71	1,40	3,40	45,80	24,02	1,57	5,70	0,08	-23,14	6,80
62	11,90	0,56	21,29	1,20	3,83	51,78	21,30	1,18	5,75	0,08	-22,92	6,62
64	6,63	0,46	14,57	1,03	3,38	63,95	16,02	0,64	4,52	0,05	-23,16	4,72
66	2,87	0,34	8,55	0,79	3,06	74,90	12,53	0,43	3,40	0,04	-24,20	5,71
68	2,58	0,33	7,71	0,75	3,22	77,43	11,39	0,34	3,81	0,05	-22,58	6,43
70	3,24	0,27	11,99	0,72	3,03	73,17	14,16	0,48	3,51	0,05	-22,73	5,51
72	3,43	0,35	9,87	0,72	2,94	71,73	17,93	0,57	4,25	0,06	-22,80	4,38
74	3,38	0,29	11,67	0,59	2,93	70,58	16,36	0,57	3,44	0,05	-21,37	5,12
76	3,14	0,30	10,51	0,61	2,74	71,43	15,23	0,66	4,11	0,06	-22,51	4,52
78	2,62	0,36	7,28	0,76	3,13	72,84	14,25	0,55	3,67	0,06	-22,09	4,07
80	2,18	0,29	7,43	0,60	2,97	70,39	17,68	0,58	3,57	0,06	-22,14	2,58
82	3,11	0,26	11,97	0,73	2,97	69,67	19,00	0,80	4,34	0,06	-22,39	2,36
84	3,39	0,28	12,00	0,52	2,99	63,35	21,45	0,90	4,83	0,06	-23,45	2,41
86	3,94	0,27	14,88	0,72	2,89	64,37	19,49	0,85	4,96	0,06	-23,24	3,80
88	4,37	0,32	13,69	0,57	2,80	61,73	21,60	0,89	5,24	0,06	-23,41	2,90
90	3,08	0,32	9,51	0,78	2,96	64,32	19,90	0,99	5,43	0,06	-23,85	3,41
92	3,09	0,27	11,54	0,63	3,38	65,51	18,95	0,85	5,18	0,05	-23,97	2,96
94	2,63	0,31	8,48	0,62	3,15	68,15	16,67	0,95	5,45	0,06	-23,80	3,95
96	1,71	0,22	7,64	0,56	2,82	70,03	17,07	0,67	4,72	0,06	-23,46	4,81

98	1,07	0,19	5,71	0,63	3,06	67,24	19,98	0,65	4,74	0,06	-23,62	4,49
100	1,83	0,22	8,22	0,56	2,80	68,24	16,78	0,99	5,90	0,05	-23,03	5,43
102	1,95	0,27	7,21	0,57	3,22	69,24	20,22	1,16	6,20	0,06	-22,63	6,10
104	1,55	0,24	6,35	0,78	3,26	70,18	14,14	0,90	6,72	0,06	-23,15	7,70
106	1,63	0,26	6,21	0,53	3,25	69,31	15,91	0,86	5,99	0,05	-22,78	9,87
108	0,77	0,22	3,50	0,61	3,18	76,96	11,12	0,59	4,66	0,06	-23,51	9,87
110	0,91	0,21	4,32	0,55	3,03	75,89	13,41	0,48	3,82	0,04	-23,56	8,88
112	0,77	0,22	3,58	0,66	3,20	79,55	9,78	0,60	4,09	0,06	-23,93	9,71
114	0,65	0,17	3,89	0,61	3,36	83,38	7,35	0,49	3,10	0,05	-23,48	10,87
116	0,81	0,27	3,03	0,49	2,93	81,89	8,59	0,54	3,25	0,06	-23,67	10,18
118	0,73	0,24	3,02	0,73	2,95	81,94	8,74	0,49	3,11	0,06	-23,33	8,13
120	0,92	0,21	4,31	0,71	3,36	79,13	10,12	0,63	3,70	0,05	-23,99	8,72
122	0,61	0,19	3,17	0,61	3,00	81,18	9,51	0,55	3,18	0,06	-23,16	9,13
124	0,67	0,18	3,69	0,71	3,02	81,33	8,85	0,65	3,39	0,04	-22,91	7,87
126	0,57	0,17	3,37	0,66	2,78	79,59	11,08	0,66	3,34	0,04	-23,17	7,59
128	0,55	0,17	3,24	0,60	3,01	82,77	13,64	0,63	3,35	0,02	-23,94	8,86
130	0,48	0,16	2,99	0,62	2,87	74,92	13,70	1,55	3,64	0,03	-24,08	9,49
132	0,50	0,18	2,77	0,63	2,78	78,52	13,14	1,54	3,08	0,05	-24,43	9,16
134	0,50	0,20	2,51	0,57	3,03	72,30	12,99	3,16	3,42	0,06	-24,55	9,37
136	0,70	0,20	3,48	0,60	2,93	73,53	12,71	3,54	3,56	0,07	-25,57	9,58
PIB												
2	42,47	2,67	15,91	4,22	23,73	14,98	7,93	1,64	0,47	0,00	-28,85	0,36
4	42,54	2,71	15,71	4,80	25,11	10,46	9,13	2,53	0,67	0,01	-28,69	1,05
6	42,48	2,79	15,22	5,19	24,74	10,25	9,58	2,27	0,74	0,00	-28,54	1,60
8	38,38	2,58	14,90	4,44	22,54	12,33	13,32	4,10	0,82	0,01	-26,89	4,99
10	36,10	2,52	14,33	4,26	22,46	13,20	14,24	4,68	0,98	0,01	-26,54	5,49

12	38,34	2,68	14,33	4,77	21,61	12,95	13,00	4,19	0,96	0,02	-26,27	5,38
14	35,23	2,37	14,86	4,31	19,02	17,49	14,25	4,58	1,07	0,02	-25,20	6,42
16	33,40	2,15	15,51	4,10	18,76	19,92	14,02	4,89	1,07	0,02	-24,45	6,61
18	33,18	1,98	16,74	4,28	16,12	21,58	15,02	4,76	1,20	0,02	-22,82	6,80
20	33,21	1,85	17,91	4,25	15,86	21,01	17,06	3,92	1,21	0,03	-21,88	6,61
22	30,10	1,71	17,64	3,90	14,20	23,38	18,76	4,12	1,82	0,03	-22,09	6,55
24	29,38	1,56	18,88	3,62	12,73	22,07	22,37	3,84	2,54	0,04	-22,70	5,58
26	29,09	1,61	18,05	3,71	12,65	20,73	23,52	3,97	2,95	0,05	-22,87	5,11
28	29,96	1,79	16,78	3,14	13,98	19,91	24,15	7,92	2,94	0,03	-22,63	5,14
30	28,27	1,69	16,76	3,71	11,24	21,69	24,64	3,87	3,32	0,06	-22,77	5,34
32	27,92	1,66	16,78	2,90	13,53	21,09	24,30	3,94	2,90	0,05	-22,78	5,46
34	28,02	1,04	26,89	3,12	14,57	20,90	32,84	2,83	3,06	0,04	-20,21	3,23
36	25,66	1,01	25,36	3,33	10,95	19,93	29,47	4,03	3,81	0,06	-22,96	4,98
38	25,29	1,00	25,26	3,18	11,21	17,27	31,51	5,32	3,69	0,06	-21,86	3,78
40	27,50	0,99	27,70	3,33	12,56	15,11	32,11	3,79	3,19	0,05	-20,76	3,31
42	29,42	0,99	29,77	3,69	11,91	12,61	33,79	2,81	3,28	0,04	-20,12	2,80
44	29,34	0,99	29,63	3,65	12,91	11,45	33,96	2,48	3,61	0,04	-21,33	2,65
46	28,48	1,01	28,25	3,71	11,99	11,00	31,78	2,25	3,82	0,04	-23,87	2,73
48	27,15	1,04	26,19	3,89	11,13	13,10	34,41	2,45	4,98	0,05	-24,53	2,60
50	29,44	1,04	28,37	3,85	9,33	12,14	35,26	2,65	4,47	0,05	-24,72	2,67
52	30,92	1,16	26,68	3,71	10,91	11,25	33,95	2,20	4,16	0,05	-24,95	2,45
54	27,98	1,15	24,28	3,47	9,11	11,21	35,88	1,99	3,60	0,04	-24,71	2,38
56	22,28	1,14	19,54	2,81	9,23	17,01	38,09	3,23	5,88	0,08	-23,83	3,28
58	21,76	1,06	20,55	2,90	9,46	16,69	36,23	3,18	5,90	0,07	-23,81	3,35
60	32,88	1,21	27,18	3,67	11,97	9,75	33,02	2,22	3,55	0,04	-24,59	2,38
62	33,66	1,18	28,51	3,87	14,22	8,66	32,11	1,91	3,00	0,02	-23,44	2,71

64	33,72	1,16	29,01	4,30	12,68	9,32	32,48	1,92	2,70	0,03	-23,10	3,09
66	27,96	1,18	23,72	3,52	8,97	13,67	35,40	2,46	4,28	0,03	-24,07	2,37
68	26,85	1,13	23,80	3,44	9,01	14,71	37,23	3,19	4,92	0,05	-23,49	2,23
70	27,36	1,04	26,31	3,40	9,66	12,44	36,34	2,92	4,58	0,04	-23,54	2,39
72	23,79	0,95	25,12	3,53	8,40	13,46	36,44	2,71	4,47	0,06	-23,61	1,88
74	26,86	1,05	25,57	3,90	7,69	13,81	36,68	3,00	4,66	0,06	-23,45	2,01
76	24,15	0,97	24,83	3,48	7,84	14,77	38,01	2,97	5,22	0,06	-23,56	2,42
78	23,22	0,98	23,57	3,29	7,07	16,24	37,86	3,13	5,52	0,07	-23,96	2,20
80	23,19	0,99	23,47	2,86	4,91	17,61	38,57	3,33	5,66	0,07	-24,31	1,93
82	28,00	1,04	26,82	3,77	5,24	12,01	38,42	3,07	5,52	0,06	-23,88	2,77
84	25,63	0,95	26,97	3,60	5,57	13,47	39,22	3,62	5,66	0,05	-23,86	2,01
86	29,86	1,07	27,90	3,89	6,26	11,46	34,26	2,85	4,10	0,03	-24,25	1,41
88	29,57	1,05	28,24	4,01	6,93	13,72	36,03	1,87	5,08	0,03	-24,31	0,81
90	29,28	1,01	28,93	3,54	6,26	15,59	37,87	3,35	5,47	0,04	-22,95	2,59
92	27,35	1,06	25,86	3,77	7,60	14,12	35,96	2,86	4,83	0,05	-22,40	2,60
94	31,21	1,18	26,47	4,14	8,25	10,95	32,91	2,65	4,18	0,04	-21,85	2,51
96	29,23	1,15	25,35	3,70	8,82	13,64	36,82	3,04	5,10	0,06	-22,60	2,18
98	29,62	1,13	26,16	3,69	8,31	13,13	34,48	2,66	4,52	0,06	-23,01	1,96
100	32,00	1,31	24,42	3,78	8,62	11,49	32,13	4,14	4,14	0,05	-23,22	1,98
102	31,37	1,33	23,52	3,91	9,39	11,95	32,67	2,56	4,42	0,05	-23,05	1,98
104	34,15	1,33	25,64	4,36	8,15	10,78	32,64	2,40	4,01	0,04	-22,78	2,48
106	36,54	1,35	27,06	4,29	8,24	8,94	30,29	2,07	3,24	0,03	-22,94	2,68
108	39,91	1,34	29,71	4,90	8,32	8,46	30,07	2,02	2,88	0,02	-22,45	2,87
110	40,68	1,36	29,89	5,06	8,37	5,91	28,38	1,55	1,92	0,02	-23,61	2,96
112	37,23	1,43	26,02	4,51	8,52	8,89	32,04	2,23	2,76	0,04	-25,79	3,20
114	32,00	1,10	29,16	4,33	8,27	12,24	33,62	2,38	3,84	0,06	-26,20	3,15

116	26,53	0,93	28,63	3,77	5,28	15,68	37,36	2,78	4,83	0,07	-24,65	2,82
118	22,62	0,86	26,43	3,31	5,66	16,17	39,82	3,13	5,45	0,07	-22,84	2,91
120	20,84	0,80	26,21	3,06	6,09	16,49	40,25	3,69	5,84	0,06	-23,36	2,76
122	24,01	0,89	26,97	3,14	6,17	17,45	40,55	2,64	4,51	0,06	-22,32	2,39
124	20,70	0,79	26,27	2,47	6,76	19,93	42,34	4,02	4,80	0,07	-22,00	2,25
126	20,54	0,79	25,88	3,00	7,01	17,21	39,79	3,41	4,66	0,08	-21,47	2,14
128	17,40	0,67	25,81	2,66	5,07	19,51	41,75	3,68	5,22	0,08	-21,39	2,74
130	14,95	0,66	22,82	3,24	4,43	22,43	43,64	3,82	5,31	0,07	-21,36	2,31
132	11,29	0,62	18,34	2,23	3,98	23,52	42,77	3,99	5,27	0,10	-22,64	2,53
134	8,75	0,54	16,25	1,75	4,23	24,26	44,96	3,77	6,22	0,12	-22,86	2,43
136	5,28	0,49	10,84	1,32	3,50	27,43	43,47	3,90	7,09	0,11	-23,17	2,50
138	3,66	0,37	9,87	1,29	4,06	28,17	43,86	3,68	6,87	0,10	-22,79	2,36
140	2,97	0,37	8,04	1,20	3,50	29,59	43,37	3,56	6,60	0,09	-22,88	2,41
142	4,66	0,41	11,33	1,18	3,44	29,32	42,01	3,94	6,96	0,11	-22,98	2,39
144	5,27	0,46	11,38	1,19	4,06	27,88	42,32	3,93	7,07	0,11	-23,35	2,69
146	3,86	0,39	9,92	1,23	3,78	28,98	42,45	3,64	7,32	0,11	-23,22	2,50
148	2,52	0,34	7,48	0,99	3,17	30,66	42,62	3,50	8,62	0,11	-22,52	2,45
150	2,33	0,34	6,94	0,94	3,19	30,31	43,14	3,44	8,68	0,11	-22,23	3,74
152	2,63	0,38	6,96	0,90	3,17	30,66	40,97	3,73	9,50	0,11	-23,19	2,31
154	2,48	0,39	6,36	0,90	3,24	30,13	42,16	3,63	7,77	0,11	-22,60	3,17
156	1,38	0,37	3,78	0,70	3,08	31,09	41,90	3,95	7,18	0,11	-22,78	3,65
158	1,65	0,31	5,26	0,97	3,17	31,08	41,59	3,64	7,34	0,11	-23,07	3,08
160	1,12	0,29	3,87	0,77	3,03	31,66	41,59	3,76	7,39	0,11	-23,43	3,34
162	0,74	0,30	2,44	0,84	3,08	33,41	41,76	3,30	6,28	0,08	-24,32	3,02
164	0,93	0,31	3,00	0,85	3,22	32,68	42,53	3,27	5,96	0,09	-24,16	3,66

RPA

2	46,81	1,99	23,51	5,90	6,85	7,40	18,54	3,69	0,50	0,00	-29,42	1,80
4	44,87	2,37	18,97	5,89	6,64	12,11	15,16	6,37	1,21	0,03	-28,35	2,96
6	44,44	2,40	18,52	6,18	9,23	11,95	15,00	6,03	1,14	0,03	-27,90	3,82
8	41,63	2,40	17,33	5,73	8,09	12,97	15,07	9,77	1,23	0,00	-27,31	5,55
10	38,34	1,96	19,60	5,50	8,39	17,01	15,15	9,81	1,28	0,05	-27,16	6,62
12	37,44	1,82	20,57	5,38	8,06	21,48	15,33	6,65	1,39	0,06	-26,77	5,87
14	41,45	2,00	20,73	5,79	8,96	17,02	13,43	7,60	1,31	0,06	-26,54	5,46
16	46,57	2,15	21,65	5,79	9,44	13,06	12,50	6,69	1,19	0,04	-25,74	3,84
18	46,08	2,36	19,56	6,14	11,11	15,92	10,91	3,75	1,06	0,00	-26,27	4,38
20	44,41	2,23	19,93	5,86	10,22	18,87	11,94	2,42	1,27	0,00	-26,48	5,53
22	43,68	2,00	21,87	5,95	9,05	20,10	13,04	1,73	1,68	0,05	-26,27	5,28
24	42,95	1,82	23,56	5,44	7,78	15,99	18,94	1,64	2,47	0,06	-25,10	5,68
26	40,69	1,58	25,83	5,31	6,71	17,26	21,70	1,42	2,56	0,06	-24,18	5,95
28	37,34	1,51	24,68	4,89	5,67	19,76	23,36	1,69	3,11	0,10	-24,15	6,10
30	35,46	1,40	25,36	4,79	6,07	19,59	24,89	1,59	3,18	0,09	-24,00	6,17
32	35,22	1,32	26,70	4,38	5,38	19,94	26,32	1,54	3,21	0,11	-23,28	6,00
34	33,98	1,38	24,57	4,31	7,46	19,61	25,61	1,58	3,24	0,10	-23,27	5,81
36	34,79	1,31	26,60	4,43	7,96	18,41	26,25	1,36	2,81	0,09	-22,97	6,17
38	33,97	1,25	27,09	4,51	6,09	19,62	27,20	1,47	2,97	0,11	-23,64	6,73
40	33,87	1,18	28,63	4,49	6,05	21,32	25,91	1,50	2,89	0,09	-23,41	6,78
42	34,20	1,20	28,62	4,53	7,37	18,56	26,57	1,55	2,99	0,10	-23,61	6,72
44	36,36	1,31	27,70	4,64	5,47	18,49	26,53	1,44	2,86	0,10	-23,61	6,63
46	35,44	1,36	26,04	4,77	5,02	18,01	27,78	1,54	2,87	0,10	-24,55	5,42
48	38,00	1,48	25,71	4,83	8,11	15,48	25,39	1,33	2,45	0,08	-24,45	6,06
50	36,97	1,50	24,70	4,72	5,43	16,44	28,14	1,36	2,44	0,08	-24,31	6,19
52	35,81	1,41	25,43	4,71	6,72	17,85	26,20	1,46	2,64	0,09	-23,58	6,17

54	41,80	1,23	34,04	4,50	5,32	13,76	27,59	1,21	2,32	0,06	-23,33	6,37
56	41,24	1,13	36,66	4,16	7,61	13,35	27,01	1,11	2,21	0,03	-23,05	5,94
58	42,73	1,19	35,91	4,36	7,43	13,02	26,14	1,01	2,08	0,04	-21,63	3,15
60	44,02	1,28	34,37	4,26	6,61	12,70	25,82	1,02	1,99	0,04	-21,68	2,93
62	46,11	1,36	33,88	4,88	6,14	11,67	24,11	1,03	2,00	0,03	-23,35	2,89
64	43,43	1,51	28,76	4,94	7,02	12,28	24,68	1,12	2,10	0,03	-24,90	3,73
66	41,65	1,52	27,35	5,14	6,71	14,70	24,14	1,27	2,23	0,06	-25,24	4,43
68	40,60	1,49	27,25	4,97	5,69	14,51	25,77	1,34	2,54	0,07	-24,13	4,68
70	36,96	1,44	25,76	4,72	6,52	15,86	27,70	1,31	2,55	0,09	-24,27	5,24
72	32,70	1,26	25,99	4,30	7,58	18,85	27,95	1,46	2,94	0,11	-23,91	5,54
74	35,25	1,28	27,58	4,56	7,48	17,42	28,31	1,34	2,83	0,08	-22,40	4,61
76	39,64	1,41	28,03	4,50	6,20	14,72	27,08	1,34	2,53	0,08	-23,18	3,92
78	41,16	1,63	25,25	4,71	9,47	12,58	24,83	1,14	2,05	0,06	-23,87	3,40
80	45,93	1,68	27,37	4,93	8,05	10,76	23,68	0,99	1,70	0,04	-24,29	2,52
82	43,23	1,53	28,29	4,76	7,47	10,81	26,43	1,08	1,85	0,03	-23,63	2,47
84	41,93	1,53	27,34	4,89	8,56	12,37	24,78	1,13	2,11	0,05	-23,85	2,90
86	34,34	1,25	27,45	4,15	6,04	17,57	29,61	1,43	2,77	0,10	-22,65	3,66
88	35,70	1,31	27,32	4,01	5,59	17,94	28,59	1,40	2,70	0,07	-22,40	3,54
90	41,44	1,87	22,21	5,12	6,60	14,34	25,23	0,99	1,66	0,05	-23,70	3,95
92	43,22	1,94	22,28	5,15	6,76	11,99	23,06	0,89	1,47	0,03	-23,68	3,92
94	41,43	1,82	22,76	5,24	7,48	13,74	23,81	1,22	2,00	0,04	-23,15	3,96
96	38,12	1,37	27,89	4,32	7,39	15,31	26,97	1,31	2,30	0,06	-21,35	3,61
98	34,26	1,35	25,40	4,58	7,95	17,43	28,12	1,28	2,36	0,07	-22,23	3,74
100	36,36	1,33	27,27	4,28	7,09	15,65	28,33	1,45	2,35	0,08	-22,56	3,57
102	33,60	1,26	26,58	4,06	7,79	16,88	29,48	1,47	2,29	0,07	-21,55	2,67
104	33,24	1,26	26,38	4,20	7,52	16,83	28,29	1,45	2,32	0,06	-21,45	3,42

106	32,02	1,17	27,30	4,05	7,24	17,57	31,51	1,38	2,27	0,09	-21,22	3,62
108	31,89	1,06	30,08	2,87	5,20	28,25	34,37	1,65	2,92	0,12	-21,50	4,49
110	28,70	1,00	28,70	3,65	6,27	20,35	32,43	1,60	2,58	0,09	-20,90	3,63
112	28,58	1,04	27,48	2,50	5,53	28,62	36,12	1,71	3,09	0,11	-20,60	4,07
114	28,46	1,02	27,88	3,41	5,20	20,64	33,36	1,69	2,84	0,08	-20,45	4,10
116	30,62	1,10	27,81	3,84	5,60	19,18	31,96	1,69	2,66	0,08	-21,37	3,87
118	32,90	1,06	30,95	3,31	6,49	22,76	33,93	1,69	2,64	0,09	-21,47	4,04
120	33,83	1,32	25,72	4,56	8,73	15,83	29,13	1,43	2,10	0,07	-22,57	3,71
122	38,71	1,48	26,22	4,68	8,22	13,62	26,84	1,46	1,96	0,05	-21,86	3,99
124	38,75	1,65	23,46	4,72	8,05	13,37	28,46	1,59	2,21	0,05	-22,91	3,45
126	40,49	1,77	22,93	5,23	7,49	12,62	26,66	1,10	1,65	0,05	-23,73	3,09
128	35,85	1,47	24,47	4,68	7,74	14,46	29,19	1,36	2,20	0,07	-22,77	3,71
130	35,65	1,24	28,87	4,25	7,48	15,32	28,89	1,47	2,37	0,07	-21,77	3,15
132	32,05	1,12	28,57	4,34	7,63	17,96	29,45	1,52	2,60	0,09	-21,89	3,90
134	22,64	0,89	25,41	3,18	5,33	24,85	34,59	1,80	2,97	0,11	-21,86	3,73
136	21,55	0,93	23,09	3,36	5,57	23,05	33,24	1,78	3,02	0,11	-21,91	3,68
138	21,10	0,85	24,94	3,08	5,90	28,43	34,69	1,62	3,32	0,14	-21,94	3,96
140	20,89	0,82	25,44	2,93	6,09	24,58	36,39	1,63	3,20	0,14	-21,21	3,70
142	20,87	0,89	23,34	3,01	6,05	25,19	35,21	1,80	3,19	0,13	-20,68	4,43
144	30,38	1,20	25,34	3,84	5,16	20,55	30,41	1,78	2,78	0,09	-20,67	4,19
146	36,39	1,36	26,68	4,36	7,13	14,59	27,68	1,35	2,02	0,06	-21,34	3,75
148	31,43	1,26	25,02	4,09	7,80	18,80	29,08	1,56	2,46	0,08	-21,65	4,08
150	33,95	1,25	27,20	3,24	8,44	23,44	31,64	1,53	2,68	0,08	-20,97	4,03
152	33,38	1,22	27,27	3,97	10,25	15,04	29,36	1,41	2,20	0,05	-21,44	3,41
154	37,04	1,42	26,07	4,58	10,17	13,67	28,47	1,35	2,08	0,05	-22,45	3,46
156	34,12	1,25	27,38	4,46	10,09	14,17	29,62	1,29	2,00	0,05	-22,88	3,64

158	30,51	1,04	29,48	3,76	8,93	17,21	31,54	1,49	2,22	0,06	-21,02	4,03
160	28,79	0,95	30,34	3,52	6,25	20,03	32,90	1,92	2,85	0,07	-20,84	4,17
162	29,94	0,92	32,65	3,84	10,21	17,08	30,89	1,53	2,28	0,06	-19,90	3,93
164	25,92	0,84	31,00	3,25	10,99	18,45	33,43	1,51	2,37	0,06	-20,81	4,44
166	27,60	0,89	31,15	3,48	8,25	19,00	33,43	1,54	2,52	0,07	-20,32	4,22
168	28,32	0,92	30,95	3,48	7,10	18,45	34,29	1,64	2,39	0,07	-20,58	3,59
170	26,94	0,93	28,93	3,53	6,82	19,20	34,74	1,73	2,52	0,06	-21,80	4,14
172	28,51	0,96	29,63	3,66	8,25	18,13	32,84	1,69	2,39	0,07	-22,27	4,14
174	29,53	1,05	28,24	3,88	7,51	18,09	32,63	1,61	2,20	0,06	-22,60	4,21
176	29,60	1,05	28,30	3,78	9,09	17,00	32,16	1,62	2,37	0,05	-22,51	4,08
178	28,12	0,98	28,78	3,66	6,35	19,76	33,74	1,64	2,36	0,07	-22,19	4,28
180	28,63	1,03	27,85	3,82	7,26	17,67	34,21	1,69	2,24	0,07	-22,60	3,96
182	28,03	0,97	28,98	3,48	4,96	19,69	34,71	1,90	2,48	0,07	-21,43	4,18
184	26,82	0,91	29,44	3,35	4,96	20,31	35,63	1,95	2,60	0,08	-21,33	4,22
186	21,82	0,78	28,12	2,95	4,42	23,44	38,25	1,89	2,72	0,10	-20,75	5,12
188	19,31	0,64	30,27	2,86	5,49	24,77	35,97	1,74	2,53	0,09	-19,91	5,05
190	17,32	0,53	32,87	2,53	7,11	25,32	38,48	1,97	2,90	0,10	-18,73	5,77
192	16,20	0,51	32,08	2,44	6,44	25,91	38,99	2,19	3,19	0,06	-18,14	5,75
194	13,45	0,44	30,65	1,97	5,82	28,63	39,16	2,35	3,43	0,10	-18,10	4,99
196	12,88	0,38	33,80	1,81	3,74	31,47	40,03	2,17	3,06	0,10	-18,69	4,89
198	14,76	0,46	31,87	2,10	4,69	29,30	39,28	2,07	3,06	0,09	-18,64	4,52
200	12,93	0,43	29,93	1,95	4,47	31,63	39,10	1,95	3,24	0,10	-18,76	4,63
202	13,68	0,35	38,75	1,71	4,69	30,19	38,54	2,20	3,33	0,11	-19,03	4,96
204	9,80	0,36	27,07	1,65	4,46	31,69	41,90	2,32	3,52	0,11	-18,54	4,53
206	7,80	0,27	29,00	1,54	4,23	34,60	39,84	2,75	3,97	0,14	-17,91	4,45
208	7,90	0,26	30,72	1,60	3,79	34,22	40,97	2,81	3,76	0,12	-17,58	5,24

210	5,10	0,19	26,28	1,17	3,85	37,54	39,82	2,96	3,88	0,13	-18,12	3,83
212	6,65	0,19	35,96	1,22	3,82	37,56	38,76	2,59	3,88	0,12	-18,37	4,14
214	2,82	0,08	35,21	1,02	2,73	43,65	36,21	2,15	7,09	0,18	-18,66	3,77
216	2,95	0,10	30,07	1,03	3,33	42,34	36,64	2,19	7,28	0,21	-18,14	2,84
218	2,42	0,08	31,36	0,88	2,98	44,35	36,76	1,87	6,85	0,18	-19,23	3,50
220	2,94	0,07	43,29	0,79	2,87	47,11	35,17	1,70	5,23	0,16	-20,26	2,21
222	2,98	0,07	45,89	0,77	3,27	45,28	35,67	1,69	5,55	0,15	-20,13	1,62
224	2,21	0,07	33,04	0,60	3,00	53,91	31,12	1,49	4,94	0,15	-20,06	3,96
226	1,92	0,07	29,06	0,61	2,90	49,45	33,78	1,90	5,30	0,15	-19,56	1,57
228	1,74	0,06	31,13	0,72	3,20	49,09	34,64	1,68	5,18	0,15	-20,06	2,02
230	1,90	0,05	38,06	0,86	2,90	44,87	38,44	1,69	4,59	0,11	-20,76	2,98
232	2,00	0,05	39,16	0,67	3,03	43,65	38,75	1,91	5,01	0,14	-20,29	2,19
234	1,50	0,04	34,91	0,62	3,08	44,73	38,38	1,85	4,61	0,13	-20,57	2,68
236	1,07	0,07	14,70	0,83	2,90	39,46	44,95	1,93	3,74	0,08	-20,80	1,56
238	0,82	0,08	9,82	1,05	3,25	37,02	46,88	2,08	3,51	0,05	-21,64	4,28
240	0,51	0,09	5,54	1,10	2,92	37,37	47,53	2,03	3,48	0,05	-22,01	4,10
242	0,99	0,08	12,33	1,04	2,94	37,47	47,70	1,98	2,88	0,04	-21,97	3,82
244	0,53	0,06	9,26	1,02	2,90	37,98	47,57	2,19	2,32	0,03	-21,64	4,05
246	0,43	0,07	6,43	0,99	2,97	39,91	45,57	2,11	2,12	0,03	-22,07	1,76
248	0,39	0,05	7,20	0,88	3,29	38,87	46,31	2,19	2,55	0,03	-21,03	1,79
250	0,32	0,04	7,62	0,90	3,11	39,11	46,56	2,08	2,24	0,03	-23,92	-0,72
252	0,39	0,06	7,00	1,06	3,27	36,71	47,01	2,58	2,22	0,03	-24,19	-1,76
254	0,38	0,06	6,10	1,28	3,11	35,90	46,41	2,94	2,95	0,03	-22,15	0,54
256	0,35	0,05	6,98	1,25	3,37	36,01	47,17	2,54	3,41	0,04	-23,83	0,04
258	0,34	0,05	7,17	1,26	3,13	35,48	47,26	2,72	3,59	0,04	-23,48	-0,83
260	0,37	0,04	8,60	1,20	3,19	35,65	47,75	2,51	3,53	0,04	-25,59	-0,71

262	0,37	0,05	7,45	1,16	3,16	35,97	46,98	2,56	3,79	0,05	-22,73	-1,56
264	0,40	0,05	7,51	1,29	3,28	36,11	46,72	2,60	3,51	0,04	-25,66	-0,33
266	0,36	0,06	6,17	1,20	3,04	36,99	47,25	2,35	3,23	0,04	-25,81	-3,78
268	0,36	0,06	5,97	1,20	3,19	35,51	46,76	2,87	3,62	0,06	-24,11	2,15
270	0,36	0,05	6,72	1,18	3,27	37,13	48,21	1,99	3,09	0,04	-23,81	-3,23
272	0,32	0,05	6,63	1,16	3,82	36,68	47,23	2,28	3,93	0,05	-25,25	-0,82
274	0,35	0,05	7,82	1,68	2,25	36,63	47,62	2,11	3,80	0,06	-22,15	8,02
276	0,35	0,06	6,40	1,08	3,53	38,24	46,79	1,96	3,50	0,05	-22,75	5,71
278	0,35	0,05	6,43	1,25	3,64	37,52	48,47	1,70	2,78	0,05	-23,12	-0,12
280	0,35	0,06	5,49	1,23	2,95	39,41	48,31	1,48	3,02	0,05	-23,75	-3,71
282	0,35	0,06	6,09	1,30	2,62	40,12	48,23	1,45	3,07	0,05	-23,78	-0,57
284	0,33	0,07	4,81	1,24	3,06	39,33	48,76	1,41	3,15	0,04	-23,86	-1,12
286	0,34	0,07	4,71	1,26	2,81	38,96	48,35	1,70	3,04	0,04	-25,01	5,16
288	0,37	0,06	5,80	1,31	3,29	39,64	48,66	1,35	3,47	0,06	-23,77	0,76
290	0,37	0,07	5,66	1,61	3,50	39,54	50,98	0,77	2,71	0,04	-25,08	2,31
292	0,31	0,07	4,35	1,32	3,11	41,19	49,26	0,97	3,02	0,05	-24,55	-1,38
294	0,37	0,08	4,88	1,65	3,17	41,53	48,92	0,90	2,80	0,04	-22,74	-0,58
296	0,37	0,08	4,92	1,49	3,33	41,14	49,18	0,78	2,60	0,04	-24,78	2,52
298	0,38	0,08	5,04	1,38	2,99	41,16	49,86	0,80	2,80	0,04	-24,68	2,17
300	0,38	0,08	4,49	1,47	3,33	41,28	48,96	0,81	3,20	0,04	-24,56	0,74
302	0,38	0,06	6,75	1,40	3,26	39,27	50,05	0,72	2,86	0,04	-24,70	-1,93
304	0,38	0,04	9,07	1,69	3,32	41,10	48,84	0,81	3,30	0,04	-23,12	0,80
306	0,38	0,05	7,09	1,78	3,25	40,91	49,59	0,73	3,00	0,04	-24,55	-0,07
308	0,33	0,06	5,45	1,42	2,87	40,83	49,84	0,77	3,22	0,05	-23,41	2,14
310	0,35	0,06	5,72	1,35	3,42	40,43	49,88	0,74	3,27	0,04	-23,14	-1,68
312	0,36	0,07	5,20	1,63	3,19	40,56	49,44	0,80	3,54	0,04	-22,48	2,67

314	0,35	0,07	4,79	1,81	3,25	39,52	50,46	0,73	3,27	0,04	-24,78	4,06
316	0,33	0,07	4,56	1,40	3,32	39,79	50,21	0,81	3,53	0,04	-23,78	6,68
318	0,37	0,08	4,89	1,47	3,26	40,47	48,95	0,88	3,70	0,05	-24,73	1,10
320	0,39	0,03	12,90	1,70	3,11	39,90	49,02	0,97	3,47	0,06	-23,79	-3,90
322	0,39	0,09	4,37	1,36	3,00	38,92	49,24	1,19	3,55	0,05	-23,34	6,02
324	0,39	0,01	43,33	1,44	3,30	38,94	48,26	1,42	3,46	0,04	-22,62	3,14
326	0,38	0,01	42,22	1,54	3,24	38,60	48,68	1,36	3,69	0,05	-23,06	-7,09
328	0,33	0,01	36,78	1,44	3,34	38,87	48,94	1,25	3,58	0,05	-23,80	4,70
330	0,33	0,01	41,00	1,61	3,26	38,47	48,67	1,44	3,37	0,04	-24,38	2,24
332	0,33	0,02	14,52	1,51	3,35	38,04	47,81	1,65	3,78	0,04	-22,40	-7,40
334	0,37	0,04	9,05	1,56	3,15	37,82	48,52	1,62	3,41	0,04	-21,23	-8,37
336	0,33	0,03	13,20	1,34	3,99	38,41	47,74	1,38	4,08	0,05	-23,13	-7,78
338	0,34	0,03	13,19	1,59	3,13	38,08	48,20	1,40	4,21	0,07	-21,74	-6,47
340	0,34	0,02	18,72	1,48	3,07	38,15	49,35	1,19	3,98	0,07	-22,63	-5,17
342	0,35	0,02	17,30	1,23	3,03	41,03	46,81	1,15	3,93	0,05	-20,08	-0,33
344	0,34	0,05	7,32	1,18	3,43	40,36	46,61	1,28	3,97	0,05	-23,22	-0,20
346	0,29	0,03	10,00	1,42	3,08	38,64	47,75	1,62	3,94	0,04	-24,98	-4,30
348	0,37	0,03	11,50	1,40	3,17	38,50	48,31	1,56	3,41	0,04	-24,68	-4,20
350	0,34	0,02	16,90	1,42	3,04	38,51	48,53	1,55	3,40	0,04	-26,06	-0,24
352	0,32	0,02	20,00	1,34	2,85	37,17	47,56	2,12	3,60	0,04	-25,24	-1,99
354	0,33	0,03	13,20	1,34	3,32	37,15	47,79	1,85	3,96	0,05	-24,71	-1,77
RPB												
2	42,25	2,28	18,50	5,00	9,24	18,15	15,49	3,50	0,65	0,01	-28,38	3,29
4	43,09	2,31	18,70	5,19	9,43	17,96	15,77	2,61	0,64	0,01	-28,37	3,63
6	43,69	2,30	18,99	5,37	8,56	18,37	17,30	2,46	0,76	0,00	-27,72	3,71
8	41,36	2,19	18,91	5,67	7,68	14,74	23,24	1,30	0,92	0,00	-27,15	4,31

10	41,56	2,18	19,05	5,63	7,14	14,43	24,14	1,16	0,95	0,02	-27,13	4,33
12	39,69	2,05	19,35	5,71	7,70	14,86	24,73	1,16	0,97	0,03	-27,12	4,08
14	37,08	1,84	20,12	5,54	10,18	15,63	24,29	1,22	1,13	0,02	-27,38	3,74
16	32,59	1,55	20,97	4,90	11,14	17,42	26,64	1,28	1,18	0,02	-27,40	3,00
18	33,62	1,60	20,98	5,05	11,01	17,50	25,60	1,30	1,20	0,03	-27,29	3,14
20	36,35	1,62	22,45	5,07	11,85	16,86	23,19	1,25	1,00	0,02	-27,45	2,93
22	37,66	1,70	22,15	5,36	7,82	16,38	25,48	1,36	1,12	0,03	-27,68	2,65
24	34,90	1,69	20,65	5,20	6,47	18,31	27,69	1,29	1,19	0,03	-27,33	3,71
26	32,51	1,58	20,54	5,02	7,73	19,56	27,98	1,31	1,17	0,03	-27,26	4,01
28	27,58	1,31	21,08	4,54	6,98	23,45	29,57	1,49	1,44	0,03	-27,52	3,93
30	26,29	1,30	20,22	4,37	8,08	24,95	28,64	1,38	1,43	0,04	-27,52	4,55
32	34,73	1,75	19,87	5,23	7,48	20,49	25,01	1,18	1,11	0,03	-27,57	4,25
34	30,80	1,53	20,17	4,77	8,07	21,70	27,41	1,30	1,30	0,03	-27,75	4,64
36	35,76	1,77	20,23	5,07	9,16	19,48	24,22	1,00	0,93	0,02	-27,43	4,41
38	34,59	1,65	20,91	5,00	8,72	20,81	24,62	1,05	0,93	0,02	-26,39	4,57
40	35,90	1,74	20,63	5,07	8,59	21,26	23,20	1,17	0,80	0,00	-25,68	4,64
42	33,66	1,60	21,05	4,90	9,45	20,97	25,51	0,96	0,78	0,03	-26,12	4,34
44	20,85	0,98	21,21	4,50	7,43	31,53	29,27	1,45	1,36	0,05	-26,36	5,83
46	4,71	0,24	19,60	1,15	3,75	46,17	35,99	2,40	2,42	0,06	-25,14	6,29
48	2,54	0,14	17,65	1,10	3,12	51,02	34,53	2,40	2,64	0,09	-23,46	7,05
50	1,35	0,09	15,64	0,89	3,27	48,89	36,37	3,07	2,86	0,07	-19,73	3,15
52	1,90	0,09	20,21	0,84	2,85	45,89	39,89	3,34	2,63	0,08	-18,72	5,26
54	1,75	0,15	11,82	0,79	2,89	46,03	40,49	3,04	2,45	0,08	-17,99	7,52
56	1,19	0,10	12,34	0,74	3,20	46,66	38,48	3,37	2,88	0,07	-19,62	4,70
58	0,94	0,06	16,73	0,77	3,24	48,64	36,59	3,91	2,46	0,07	-19,44	8,05
60	1,01	0,05	19,78	0,89	2,79	45,77	39,09	4,02	2,72	0,08	-18,31	6,24

62	0,99	0,07	14,79	0,85	2,97	48,03	37,37	3,71	2,70	0,08	-18,07	6,20
64	0,74	0,09	8,46	0,72	2,77	47,88	37,38	5,08	2,58	0,07	-18,91	6,84
66	0,74	0,10	7,67	0,71	2,95	47,70	36,92	5,44	2,50	0,11	-19,11	5,46
68	0,64	0,07	9,41	0,85	2,73	43,30	39,63	6,86	2,15	0,07	-19,95	7,75
70	0,78	0,11	7,39	0,79	2,90	41,44	39,87	7,51	2,11	0,08	-19,20	6,46
72	0,93	0,09	9,98	0,83	2,94	44,54	39,54	4,90	2,42	0,07	-17,22	6,45
74	0,85	0,08	10,52	0,58	3,21	48,99	36,20	4,00	2,55	0,09	-17,06	6,33
76	0,81	0,08	9,73	0,98	2,84	48,30	35,95	5,64	2,72	0,08	-18,18	6,07
78	0,72	0,08	9,05	0,66	3,34	48,86	35,40	6,07	2,81	0,08	-19,49	5,50
80	0,62	0,04	15,00	0,67	2,91	54,76	30,00	6,12	3,02	0,07	-20,11	2,86
82	0,55	0,05	11,60	0,66	3,36	54,09	30,66	5,06	3,62	0,09	-19,71	6,18
84	0,52	0,05	11,56	0,78	3,04	54,90	29,88	4,76	3,87	0,09	-20,47	2,81
86	0,58	0,04	13,23	0,75	3,33	52,19	30,72	5,03	5,02	0,08	-20,75	2,13
88	0,58	0,05	12,91	0,75	2,72	54,11	29,29	6,00	4,76	0,10	-22,76	1,13
90	0,74	0,05	15,98	0,67	3,36	47,86	33,37	6,17	3,20	0,08	-22,92	5,20
92	0,69	0,03	20,94	0,86	3,14	41,24	35,15	6,33	2,54	0,07	-22,06	5,40
94	0,58	0,03	20,03	0,70	2,79	41,03	41,68	5,20	2,16	0,12	-21,62	7,05
96	0,57	0,04	14,13	0,62	2,79	44,87	38,89	3,83	1,76	0,09	-21,06	7,29
98	0,52	0,08	6,29	0,75	2,81	46,30	38,03	3,52	1,62	0,07	-21,29	5,95
100	0,50	0,07	7,37	0,74	2,99	54,27	31,81	3,03	2,19	0,07	-21,16	4,90
102	0,44	0,07	6,26	0,54	3,08	60,32	28,43	3,70	2,50	0,07	-21,34	4,78
104	0,42	0,08	5,29	0,63	3,04	60,10	26,87	2,77	2,60	0,06	-20,63	3,46
106	0,47	0,07	6,37	0,77	3,19	62,14	25,03	3,57	2,39	0,07	-21,19	4,55
108	0,38	0,07	5,39	0,63	2,80	64,98	22,37	3,84	3,00	0,10	-21,11	1,88
110	0,38	0,09	4,51	0,75	2,99	69,84	19,69	1,29	3,01	0,07	-19,01	4,61
112	0,41	0,07	5,80	0,78	2,83	71,30	18,54	0,95	3,32	0,06	-17,83	8,31

114	0,47	0,07	6,75	0,68	2,75	70,72	19,04	1,04	3,65	0,06	-18,22	3,41
116	0,47	0,07	6,56	0,64	2,99	74,56	14,80	1,10	4,16	0,05	-17,98	3,98
118	0,35	0,05	7,84	0,65	3,31	73,54	16,53	0,95	3,63	0,06	-17,92	6,09
120	0,32	0,03	10,23	0,56	3,36	74,11	15,97	0,94	3,63	0,11	-18,32	6,14
122	0,43	0,02	18,83	0,71	2,95	75,73	15,14	0,91	2,91	0,08	-18,82	-1,48
124	0,44	0,03	17,64	0,68	2,81	72,73	17,97	1,26	2,81	0,07	-18,51	0,87
126	0,54	0,03	20,00	0,62	3,20	68,78	18,63	2,23	4,30	0,07	-18,16	1,40
128	0,66	0,03	25,36	0,62	3,20	69,76	18,96	1,67	5,60	0,08	-19,36	0,77
130	0,66	0,03	23,50	0,69	2,98	68,79	19,28	1,28	5,03	0,10	-20,81	-0,63
132	0,66	0,03	25,27	0,56	3,28	73,10	16,66	1,01	4,87	0,07	-20,95	0,53
134	0,54	0,03	21,64	0,57	3,07	72,56	16,20	1,24	4,53	0,08	-20,84	0,83
136	0,48	0,03	19,32	0,71	2,83	71,48	16,54	1,10	5,31	0,12	-21,93	-1,34
138	0,48	0,03	19,04	0,74	2,86	72,55	16,90	0,97	4,06	0,12	-23,23	-5,37
140	0,46	0,02	20,91	0,71	2,82	64,16	24,46	0,97	3,14	0,09	-22,97	1,06
142	0,45	0,02	23,42	0,77	3,16	56,11	31,97	0,84	1,66	0,05	-23,31	2,15
144	0,35	0,02	19,56	0,73	3,03	55,46	32,89	0,64	0,99	0,04	-22,93	-5,76
146	0,34	0,02	19,94	0,71	2,83	52,67	33,83	1,05	2,06	0,05	-23,08	-5,34
148	0,68	0,03	20,03	0,58	2,77	57,60	31,06	1,92	2,70	0,07	-23,57	-1,05
150	0,65	0,04	18,54	0,68	2,84	58,50	30,09	1,70	3,33	0,07	-23,65	0,12
152	0,74	0,04	21,14	0,76	2,85	54,82	30,47	3,00	2,73	0,08	-23,04	0,39
154	0,70	0,04	17,92	0,65	3,02	52,14	34,14	2,16	1,62	0,08	-23,12	-2,25
156	0,72	0,04	17,07	0,83	3,02	49,70	36,28	1,61	1,54	0,07	-23,71	0,09
158	0,50	0,03	19,12	0,77	2,84	49,75	36,98	1,61	1,23	0,06	-24,01	-4,63
160	0,47	0,02	31,47	0,65	2,95	49,77	37,43	1,35	1,15	0,06	-24,24	-8,53
162	0,50	0,02	30,94	0,60	3,47	50,23	34,64	3,31	0,95	0,05	-23,37	1,16
164	0,43	0,02	26,56	0,76	2,98	52,53	32,76	4,57	0,90	0,06	-23,14	-1,91

F1. Teste de Mann-Kendall para a composição elementar orgânica e inorgânica do testemunho PIA da turfeira Pinheiro.

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$C
z = -10.571, n = 68, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1998.0000000 35688.6666667 -0.8770852

> mk.test(dados$N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$N
z = -10.513, n = 68, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1987.0000000 35687.6666667 -0.8724479

> mk.test(dados$H)

Mann-Kendall trend test
data: dados$H
z = -8.9039, n = 68, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1683.0000000 35685.6666667 -0.7392929

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$O
z = -8.1576, n = 68, p-value = 3.418e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1542.0000000 35684.6666667 -0.6775047

> mk.test(dados$C.N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$C.N
z = -6.8867, n = 68, p-value = 5.71e-12
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1302.0000000 35688.6666667 -0.571554

> mk.test(dados$Si)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Si
z = 8.6335, n = 68, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
1.632000e+03 3.568867e+04 7.164179e-01

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$Al
z = -1.4663, n = 68, p-value = 0.1426
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-278.0000000 35688.6666667 -0.1220369

> mk.test(dados$Ti)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Ti
z = 1.4663, n = 68, p-value = 0.1426
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
2.780000e+02 3.568867e+04 1.220369e-01

> mk.test(dados$Fe)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Fe
z = -5.8174, n = 68, p-value = 5.975e-09
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1100.0000000 35688.6666667 -0.4828797

```

```

> mk.test(dados$Zr)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Zr
z = -1.7695, n = 68, p-value = 0.07681
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-335.0000000 35628.3333333 -0.1484667

> mk.test(dados$X13C)

Mann-Kendall trend test
data: dados$X13C
z = 2.6785, n = 68, p-value = 0.007395
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
5.070000e+02 3.568767e+04 2.226125e-01

```

F2. Teste de Mann-Kendall para a composição elementar orgânica e inorgânica do testemunho PIB da turfeira Pinheiro.

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$C
z = -7.3922, n = 82, p-value = 1.444e-13
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1847.0000000 62361.0000000 -0.5561578
> mk.test(dados$N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$N
z = -8.4334, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-2107.0000000 62361.0000000 -0.6344475
> mk.test(dados$H)

Mann-Kendall trend test
data: dados$H
z = -6.1029, n = 82, p-value = 1.042e-09
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1525.0000000 62359.0000000 -0.4593374

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$O
z = -10.716, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-2677.0000000 62361.0000000 -0.8060825
> mk.test(dados$C.N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$C.N
z = -1.4096, n = 82, p-value = 0.1587
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-353.0000000 62361.0000000 -0.1062933
> mk.test(dados$Si)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Si
z = 3.8443, n = 82, p-value = 0.0001209
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
9.610000e+02 6.236100e+04 2.893707e-01

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$A1
z = 8.962, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
2.239000e+03 6.236100e+04 6.741945e-01
> mk.test(dados$Ti)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Ti
z = 8.6656, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
2.165000e+03 6.236100e+04 6.519121e-01
> mk.test(dados$Fe)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Fe
z = -0.020022, n = 82, p-value = 0.984
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-6.000000e+00 6.236000e+04 -1.806957e-03

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$Zr
z = 7.7989, n = 82, p-value = 6.243e-15
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
1.948000e+03 6.232467e+04 5.893273e-01
> mk.test(dados$X13C)

Mann-Kendall trend test
data: dados$X13C
z = 2.3586, n = 82, p-value = 0.01834
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
5.900000e+02 6.236000e+04 1.776841e-01
> mk.test(dados$X15N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$X15N
z = -2.3786, n = 82, p-value = 0.01738
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-595.0000000 62361.0000000 -0.1791629

```

F3. Teste de Mann-Kendall para a composição elementar orgânica e inorgânica do testemunho RPA da turfeira Rio Preto.

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$C
z = -7.3922, n = 82, p-value = 1.444e-13
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1847.0000000 62361.0000000 -0.5561578
> mk.test(dados$N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$N
z = -8.4334, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-2107.0000000 62361.0000000 -0.6344475
> mk.test(dados$H)

Mann-Kendall trend test
data: dados$H
z = -6.1029, n = 82, p-value = 1.042e-09
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-1525.0000000 62359.0000000 -0.4593374

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$O
z = -10.716, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-2677.0000000 62361.0000000 -0.8060825
> mk.test(dados$C.N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$C.N
z = -1.4096, n = 82, p-value = 0.1587
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-353.0000000 62361.0000000 -0.1062933
> mk.test(dados$Si)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Si
z = 3.8443, n = 82, p-value = 0.0001209
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
9.610000e+02 6.236100e+04 2.893707e-01

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$Al
z = 8.962, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
2.239000e+03 6.236100e+04 6.741945e-01
> mk.test(dados$Ti)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Ti
z = 8.6656, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
2.165000e+03 6.236100e+04 6.519121e-01
> mk.test(dados$Fe)

Mann-Kendall trend test
data: dados$Fe
z = -0.020022, n = 82, p-value = 0.984
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-6.000000e+00 6.236000e+04 -1.806957e-03

```

```

Mann-Kendall trend test
data: dados$Zr
z = 7.7989, n = 82, p-value = 6.243e-15
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
1.948000e+03 6.232467e+04 5.893273e-01
> mk.test(dados$X13C)

Mann-Kendall trend test
data: dados$X13C
z = 2.3586, n = 82, p-value = 0.01834
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
5.900000e+02 6.236000e+04 1.776841e-01
> mk.test(dados$X15N)

Mann-Kendall trend test
data: dados$X15N
z = -2.3786, n = 82, p-value = 0.01738
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      varS      tau
-595.0000000 62361.0000000 -0.1791629

```

F4. Teste de Mann-Kendall para a composição elementar orgânica e inorgânica do testemunho RPB da turfeira Rio Preto.

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$C
z = -9.2465, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-2310.000000 62358.000000 -0.695888
```

```
> mk.test(dados$N)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$N
z = -10.089, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-2520.000000 62337.333333 -0.7609876
```

```
> mk.test(dados$H)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$H
z = -7.8293, n = 82, p-value = 4.905e-15
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-1956.000000 62351.333333 -0.5897789
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Al
z = 0.54461, n = 82, p-value = 0.586
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
1.370000e+02 6.236100e+04 4.125263e-02
```

```
> mk.test(dados$Ti)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Ti
z = 3.0776, n = 82, p-value = 3.821e-07
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
1.269000e+03 6.236100e+04 3.821138e-01
```

```
> mk.test(dados$Fe)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Fe
z = -0.46452, n = 82, p-value = 0.6423
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-1.170000e+02 6.236100e+04 -3.523035e-02
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$O
z = -5.6584, n = 82, p-value = 1.528e-08
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-1414.000000 62358.000000 -0.4259678
```

```
> mk.test(dados$C.N)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$C.N
z = -0.66474, n = 82, p-value = 0.5062
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-1.670000e+02 6.236100e+04 -5.028606e-02
```

```
> mk.test(dados$Si)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Si
z = 8.2332, n = 82, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
2.057000e+03 6.236100e+04 6.193917e-01
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Izr
z = 4.6712, n = 82, p-value = 2.995e-06
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
1.167000e+03 6.230767e+04 3.537514e-01
```

```
> mk.test(dados$Ix13C)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Ix13C
z = 2.8191, n = 82, p-value = 0.004815
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
7.050000e+02 6.236100e+04 2.122855e-01
```

```
> mk.test(dados$Ix15N)
```

```
Mann-Kendall trend test
data: dados$Ix15N
z = -3.8683, n = 82, p-value = 0.0001096
alternative hypothesis: true S is not equal to 0
sample estimates:
      S      vars      tau
-967.000000 62361.000000 -0.2911774
```

Tabela S4: Valores de C, N, razão C/N, H, O, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ do testemunho PI da turfeira Pinheiro.

Hz	Cor	Prof. cm	C	N	C/N	H	O	13C	15N
			-----%-----					-----‰-----	
Oi-e	Glei 1 2,5/N	2	42,466	2,669	15,913	4,222	23,730	-28,85	0,36
		4	42,543	2,708	15,710	4,797	25,114	-28,69	1,05
		6	42,475	2,790	15,223	5,195	24,740	-28,54	1,60
Ao	Glei 1 2,5/N	8	38,380	2,575	14,903	4,440	22,541	-26,89	4,99
		10	36,100	2,520	14,328	4,262	22,459	-26,54	5,49
		12	38,344	2,676	14,329	4,766	21,613	-26,27	5,38
		14	35,228	2,371	14,857	4,310	19,015	-25,20	6,42
		16	33,402	2,153	15,514	4,098	18,757	-24,45	6,61
		18	33,181	1,982	16,743	4,278	16,120	-22,82	6,80
		20	33,211	1,855	17,907	4,247	15,856	-21,88	6,61
		22	30,103	1,707	17,638	3,897	14,199	-22,09	6,55
		24	29,377	1,556	18,879	3,618	12,732	-22,70	5,58
		26	29,088	1,611	18,053	3,709	12,651	-22,87	5,11
		28	29,958	1,785	16,781	3,141	13,982	-22,63	5,14
		30	28,270	1,687	16,758	3,712	11,238	-22,77	5,34
Oa2	Glei 1 2,5/N	32	27,923	1,664	16,777	2,904	13,528	-22,78	5,46
		34	28,020	1,042	26,891	3,121	14,569	-20,21	3,23
		36	25,663	1,012	25,359	3,334	10,950	-22,96	4,98
		38	25,292	1,001	25,259	3,177	11,206	-21,86	3,78
		40	27,503	0,993	27,697	3,334	12,560	-20,76	3,31
		42	29,416	0,988	29,768	3,694	11,913	-20,12	2,80
		44	29,339	0,990	29,627	3,647	12,914	-21,33	2,65
		46	28,477	1,008	28,254	3,714	11,986	-23,87	2,73
		48	27,153	1,037	26,194	3,887	11,131	-24,53	2,60
		50	29,438	1,038	28,374	3,852	9,331	-24,72	2,67
		52	30,923	1,159	26,681	3,714	10,908	-24,95	2,45
		54	27,976	1,152	24,283	3,467	9,112	-24,71	2,38
56	22,277	1,140	19,543	2,811	9,226	-23,83	3,28		
58	21,757	1,059	20,547	2,899	9,457	-23,81	3,35		
Oa3	Glei 1 2,5/N	60	32,883	1,210	27,176	3,670	11,970	-24,59	2,38
		62	33,655	1,181	28,507	3,873	14,223	-23,44	2,71
		64	33,723	1,163	29,009	4,300	12,676	-23,10	3,09
		66	27,959	1,179	23,718	3,520	8,972	-24,07	2,37
		68	26,853	1,128	23,797	3,437	9,009	-23,49	2,23
		70	27,359	1,040	26,312	3,399	9,660	-23,54	2,39
		72	23,787	0,947	25,121	3,530	8,396	-23,61	1,88
		74	26,863	1,051	25,569	3,896	7,688	-23,45	2,01
		76	24,146	0,972	24,830	3,479	7,839	-23,56	2,42
		78	23,215	0,985	23,573	3,292	7,072	-23,96	2,20
		80	23,192	0,988	23,474	2,856	4,908	-24,31	1,93

		82	28,004	1,044	26,819	3,769	5,237	-23,88	2,77
		84	25,628	0,950	26,966	3,600	5,566	-23,86	2,01
		86	29,860	1,070	27,899	3,893	6,255	-24,25	1,41
		88	29,570	1,047	28,243	4,007	6,933	-24,31	0,81
		90	29,279	1,012	28,935	3,544	6,265	-22,95	2,59
		92	27,347	1,058	25,858	3,772	7,601	-22,40	2,60
		94	31,209	1,179	26,466	4,139	8,245	-21,85	2,51
		96	29,234	1,153	25,353	3,702	8,820	-22,60	2,18
		98	29,616	1,132	26,160	3,686	8,314	-23,01	1,96
		100	31,998	1,310	24,418	3,777	8,618	-23,22	1,98
		102	31,374	1,334	23,517	3,909	9,387	-23,05	1,98
		104	34,146	1,332	25,639	4,364	8,151	-22,78	2,48
		106	36,537	1,350	27,064	4,293	8,236	-22,94	2,68
		108	39,909	1,343	29,707	4,901	8,320	-22,45	2,87
		110	40,680	1,361	29,885	5,062	8,369	-23,61	2,96
		112	37,234	1,431	26,018	4,513	8,516	-25,79	3,20
		114	32,000	1,098	29,157	4,329	8,270	-26,20	3,15
		116	26,530	0,927	28,628	3,774	5,279	-24,65	2,82
		118	22,624	0,856	26,430	3,310	5,663	-22,84	2,91
		120	20,842	0,795	26,210	3,059	6,085	-23,36	2,76
		122	24,008	0,890	26,974	3,140	6,170	-22,32	2,39
		124	20,698	0,788	26,266	2,473	6,763	-22,00	2,25
		126	20,541	0,794	25,883	3,000	7,008	-21,47	2,14
		128	17,400	0,674	25,808	2,659	5,067	-21,39	2,74
		130	14,945	0,655	22,817	3,243	4,425	-21,36	2,31
		132	11,290	0,616	18,340	2,229	3,981	-22,64	2,53
		134	8,749	0,538	16,262	1,746	4,226	-22,86	2,43

Oa4/C
Glei 1
3/N Glei
1 2,5/N

Tabela S5: Valores de Si, Al, Fe, S, P, Ti, K, Mn, Zr, Y, Nb e Ga do testemunho PI da turfeira Pinheiro.

Hz	Cor	Prof. cm	Si	Al	Fe	S	P	Ti	K	Mn	Zr	Y	Nb	Ga
			%											
Oi-e	Glei 1 2,5/N	2	14,976	7,928	1,637	0,546	0,466	0,466	0,423	0,074	0,003	0,000	0,000	0,000
		4	10,458	9,127	2,533	0,565	0,309	0,674	0,619	0,041	0,005	0,000	0,000	0,000
		6	10,254	9,579	2,273	0,459	0,368	0,739	0,633	0,058	0,004	0,000	0,000	0,000
Ao	Glei 1 2,5/N	8	12,334	13,323	4,101	0,347	0,478	0,817	0,488	0,029	0,012	0,000	0,000	0,000
		10	13,195	14,239	4,675	0,378	0,530	0,984	0,484	0,025	0,014	0,000	0,000	0,000
		12	12,953	13,000	4,187	0,320	0,515	0,959	0,504	0,033	0,016	0,000	0,000	0,000
		14	17,485	14,246	4,584	0,324	0,650	1,072	0,610	0,028	0,016	0,000	0,000	0,000
		16	19,920	14,020	4,894	0,302	0,684	1,066	0,669	0,026	0,017	0,000	0,000	0,000
		18	21,576	15,024	4,759	0,282	0,684	1,195	0,806	0,027	0,023	0,000	0,000	0,000
		20	21,009	17,060	3,919	0,252	0,558	1,208	0,743	0,024	0,027	0,000	0,000	0,000
		22	23,378	18,762	4,124	0,288	0,637	1,815	0,949	0,033	0,030	0,000	0,000	0,000
		24	22,070	22,365	3,836	0,232	0,483	2,543	1,010	0,030	0,035	0,000	0,000	0,000
		26	20,728	23,516	3,969	0,180	0,371	2,946	1,055	0,015	0,050	0,005	0,003	0,000
		28	19,912	24,150	7,917	0,188	0,836	2,935	0,873	0,056	0,026	0,006	0,000	0,000
		30	21,686	24,639	3,868	0,185	0,379	3,317	1,169	0,000	0,055	0,006	0,000	0,000
Oa2	Glei 1 2,5/N	32	21,092	24,295	3,943	0,198	0,353	2,895	1,075	0,000	0,051	0,005	0,000	0,000
		34	20,904	32,837	2,831	0,107	0,000	3,057	1,175	0,019	0,044	0,004	0,000	0,006
		36	19,933	29,474	4,030	0,142	0,000	3,807	1,232	0,025	0,060	0,005	0,000	0,000
		38	17,274	31,505	5,315	0,104	0,000	3,685	1,259	0,000	0,063	0,006	0,000	0,000
		40	15,111	32,106	3,786	0,106	0,000	3,194	1,155	0,000	0,050	0,005	0,003	0,000
		42	12,614	33,789	2,806	0,112	0,000	3,275	1,304	0,000	0,042	0,004	0,000	0,000
		44	11,451	33,956	2,480	0,116	0,000	3,613	1,302	0,021	0,043	0,004	0,000	0,007
		46	10,999	31,776	2,248	0,093	0,135	3,817	1,229	0,000	0,040	0,004	0,003	0,006
		48	13,098	34,413	2,445	0,093	0,000	4,980	1,653	0,016	0,053	0,005	0,004	0,007

			50	12,140	35,261	2,647	0,104	0,000	4,466	1,635	0,000	0,053	0,005	0,003	0,008
			52	11,246	33,948	2,203	0,110	0,000	4,157	1,548	0,000	0,045	0,004	0,002	0,006
			54	11,210	35,884	1,994	0,083	0,118	3,600	1,599	0,005	0,035	0,003	0,002	0,006
			56	17,007	38,092	3,232	0,088	0,000	5,884	2,651	0,012	0,081	0,006	0,005	0,011
			58	16,685	36,234	3,179	0,093	0,000	5,902	2,597	0,013	0,073	0,006	0,005	0,009
			60	9,754	33,019	2,221	0,135	0,000	3,549	1,499	0,018	0,037	0,004	0,002	0,007
			62	8,664	32,107	1,913	0,133	0,000	3,000	1,198	0,007	0,021	0,002	0,000	0,005
			64	9,318	32,481	1,921	0,172	0,154	2,699	1,245	0,012	0,026	0,003	0,000	0,000
			66	13,669	35,399	2,456	0,139	0,154	4,277	2,103	0,000	0,034	0,003	0,002	0,006
			68	14,709	37,225	3,187	0,121	0,000	4,917	2,373	0,016	0,054	0,004	0,004	0,008
			70	12,438	36,340	2,915	0,127	0,000	4,583	2,051	0,013	0,040	0,004	0,002	0,007
			72	13,459	36,435	2,714	0,083	0,000	4,469	2,109	0,019	0,057	0,004	0,004	0,008
			74	13,807	36,680	3,001	0,119	0,000	4,657	2,115	0,000	0,062	0,005	0,004	0,008
			76	14,772	38,009	2,973	0,117	0,000	5,219	2,335	0,010	0,063	0,005	0,004	0,008
			78	16,239	37,858	3,128	0,104	0,000	5,521	2,478	0,000	0,065	0,006	0,004	0,008
			80	17,612	38,572	3,332	0,139	0,000	5,661	2,603	0,007	0,071	0,006	0,005	0,011
	Oa3	Glei 1	82	12,012	38,415	3,065	0,142	0,000	5,515	1,865	0,012	0,063	0,004	0,002	0,007
		2,5/N	84	13,473	39,220	3,616	0,148	0,000	5,660	2,012	0,011	0,053	0,005	0,003	0,008
			86	11,455	34,255	2,853	0,141	0,000	4,102	1,696	0,000	0,029	0,003	0,002	0,007
			88	13,723	36,026	1,870	0,204	0,000	5,076	1,059	0,000	0,025	0,003	0,000	0,005
			90	15,593	37,865	3,345	0,161	0,000	5,465	2,307	0,015	0,038	0,005	0,004	0,009
			92	14,122	35,957	2,861	0,145	0,000	4,831	2,072	0,000	0,047	0,004	0,003	0,008
			94	10,952	32,914	2,651	0,198	0,000	4,175	1,773	0,018	0,042	0,004	0,003	0,008
			96	13,638	36,823	3,041	0,185	0,000	5,104	2,194	0,000	0,055	0,004	0,004	0,010
			98	13,131	34,483	2,655	0,181	0,000	4,516	2,001	0,000	0,056	0,005	0,003	0,007
			100	11,493	32,131	4,137	0,194	0,000	4,137	1,781	0,000	0,050	0,004	0,002	0,007
			102	11,953	32,672	2,555	0,203	0,000	4,422	1,897	0,000	0,051	0,005	0,003	0,007

	104	10,781	32,644	2,397	0,262	0,000	4,007	1,624	0,000	0,038	0,004	0,000	0,007	
	106	8,937	30,287	2,074	0,262	0,000	3,243	1,292	0,000	0,031	0,003	0,000	0,006	
	108	8,460	30,065	2,018	0,354	0,214	2,878	1,143	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	
	110	5,909	28,377	1,553	0,322	0,411	1,917	0,764	0,000	0,016	0,000	0,000	0,004	
	112	8,888	32,044	2,230	0,343	0,465	2,757	1,235	0,000	0,043	0,005	0,000	0,007	
	114	12,236	33,623	2,380	0,174	0,000	3,841	1,807	0,000	0,064	0,006	0,003	0,007	
	116	15,676	37,360	2,779	0,122	0,000	4,828	2,458	0,017	0,074	0,006	0,004	0,008	
	118	16,167	39,822	3,125	0,102	0,000	5,445	2,734	0,000	0,071	0,007	0,004	0,009	
	120	16,491	40,246	3,693	0,137	0,000	5,843	2,544	0,000	0,059	0,006	0,004	0,010	
	122	17,451	40,551	2,643	0,105	0,000	4,512	2,015	0,014	0,056	0,006	0,003	0,008	
	124	19,934	42,342	4,019	0,100	0,000	4,798	4,478	0,017	0,071	0,009	0,004	0,000	
Oa4/C	Glei 1 3/N Glei 1 2,5/N	126	17,211	39,794	3,408	0,095	0,185	4,659	3,164	0,000	0,079	0,008	0,004	0,009
		128	19,508	41,752	3,684	0,118	0,000	5,223	3,881	0,016	0,078	0,009	0,004	0,010
		130	22,428	43,637	3,822	0,140	0,000	5,305	2,690	0,000	0,071	0,009	0,003	0,010
		132	23,522	42,768	3,988	0,000	0,000	5,268	5,268	0,026	0,103	0,011	0,005	0,011
		134	24,255	44,957	3,773	0,000	0,000	6,22	5,338	0,031	0,117	0,031	0,005	0,009

F5. Teste de Mann-Kendall para a composição elementar orgânica e inorgânica do testemunho PI da turfeira Pinheiro.

<pre>> mk.test(dados\$C) Mann-Kendall trend test data: dados\$C z = -4.1128, n = 67, p-value = 3.91e-05 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -761.0000000 34147.6666667 -0.3441882</pre>	<pre>> mk.test(dados\$N) Mann-Kendall trend test data: dados\$N z = -5.6228, n = 67, p-value = 1.879e-08 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -1040.0000000 34144.6666667 -0.4706948</pre>	<pre>> mk.test(dados\$C.N) Mann-Kendall trend test data: dados\$C.N z = 3.9504, n = 67, p-value = 7.802e-05 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 7.310000e+02 3.414767e+04 3.306196e-01</pre>	<pre>> mk.test(dados\$X13C) Mann-Kendall trend test data: dados\$X13C z = 2.6139, n = 67, p-value = 0.008952 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 4.840000e+02 3.414467e+04 2.190541e-01</pre>
<pre>> mk.test(dados\$H) Mann-Kendall trend test data: dados\$H z = -2.4028, n = 67, p-value = 0.01627 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -445.0000000 34145.6666667 -0.2013575</pre>	<pre>> mk.test(dados\$O) Mann-Kendall trend test data: dados\$O z = -8.7775, n = 67, p-value < 2.2e-16 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -1623.0000000 34147.6666667 -0.734057</pre>	<pre>> mk.test(dados\$Si) Mann-Kendall trend test data: dados\$Si z = -0.66021, n = 67, p-value = 0.5091 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -1.230000e+02 3.414767e+04 -5.563094e-02</pre>	<pre>> mk.test(dados\$Al) Mann-Kendall trend test data: dados\$Al z = 7.4895, n = 67, p-value = 6.911e-14 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 1.385000e+03 3.414767e+04 6.264134e-01</pre>
<pre>> mk.test(dados\$Fe) Mann-Kendall trend test data: dados\$Fe z = -1.8399, n = 67, p-value = 0.06578 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -341.0000000 34147.6666667 -0.1542289</pre>	<pre>> mk.test(dados\$S) Mann-Kendall trend test data: dados\$S z = -2.755, n = 67, p-value = 0.005868 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -510.0000000 34133.3333333 -0.231346</pre>	<pre>> mk.test(dados\$P) Mann-Kendall trend test data: dados\$P z = -4.7103, n = 67, p-value = 2.473e-06 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -746.0000000 25015.3333333 -0.4390084</pre>	<pre>> mk.test(dados\$Ti) Mann-Kendall trend test data: dados\$Ti z = 6.2341, n = 67, p-value = 4.545e-10 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 1.153000e+03 3.414767e+04 5.214835e-01</pre>
<pre>> mk.test(dados\$K) Mann-Kendall trend test data: dados\$K z = 7.3056, n = 67, p-value = 2.761e-13 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 1.351000e+03 3.414767e+04 6.110357e-01</pre>	<pre>> mk.test(dados\$Mn) Mann-Kendall trend test data: dados\$Mn z = -4.238, n = 67, p-value = 2.255e-05 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau -754.0000000 31569.3333333 -0.3760798</pre>	<pre>> mk.test(dados\$Y) Mann-Kendall trend test data: dados\$Y z = 5.0195, n = 67, p-value = 5.182e-07 alternative hypothesis: true S is not equal to 0 sample estimates: S varS tau 9.120000e+02 3.294000e+04 4.492391e-01</pre>	