



UFRR
UNIVERSIDADE FEDERAL DE RORAIMA
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS

ALICINÉIA COSTA DE OLIVEIRA

PALEOINCÊNDIOS COMO INDICADORES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS
DURANTE O CENOZOICO (FORMAÇÃO BOA VISTA), BACIA DO TACUTU,
RORAIMA

BOA VISTA
2020

ALICINÉIA COSTA DE OLIVEIRA

PALEOINCÊNDIOS COMO INDICADORES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS
DURANTE O CENOZOICO (FORMAÇÃO BOA VISTA), BACIA DO TACUTU,
RORAIMA

Dissertação de mestrado apresentado ao programa de Pós-graduação em recursos Naturais, da Universidade Federal de Roraima, como parte dos requisitos avaliativos para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais. Área de concentração: Bioprospecção. Orientadora: Profa. Dra. Elizete Celestino Holanda

BOA VISTA
2020

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação
(CIP) Biblioteca Central da Universidade Federal de
Roraima

O48p Oliveira, Alicinéia Costa de.

Paleoincêndios como indicadores de mudanças climáticas durante o cenozoico (formação Boa Vista), bacia do Tacutu, Roraima / Alicinéia Costa de Oliveira. – Boa Vista, 2020.

54 f. : il.

Orientadora: Profa. Dra. Elizete Celestino Holanda.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Roraima,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais.

1 – Paleoincêndios. 2 – Quaternário. 3 – Amazônia. 4 –
Datação. I – Título. II – Holanda, Elizete Celestino (orientadora).

CDU – 551.79(811.4)

Ficha Catalográfica elaborada pela
Bibliotecária/Documentalista: Shirdoill Batalha de
Souza - CRB-11/573-AM

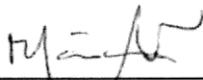
ALICINÉIA COSTA DE OLIVEIRA

**PALEOINCÊNDIOS COMO INDICADORES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS
DURANTE O CENOZOICO (FORMAÇÃO BOA VISTA) DA BACIA DO TACUTU,
RORAIMA**

Dissertação apresentada como pré-requisito para conclusão do Curso de Mestrado em Ciências Ambientais (Recursos Naturais) da Universidade Federal de Roraima, defendida em 27 de novembro de 2020 e avaliada pela seguinte Banca Examinadora:



Profa. Dra. Elizete Celestino Holanda
Orientadora - Universidade Federal de Roraima



Profa. Dra. Márcia Teixeira Falcão
Membro - Universidade Estadual de Roraima



Profa. Dra. Juliane Marques de Souza
Membro - Universidade Estadual de Roraima



Prof. Dr. Haron Abrahim Magalhães Xaud
Membro - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - RR

Dedico este trabalho ao meu
filho Bernardo Oliveira, e também a
todas as mulheres que foram
inspiração em minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus por me permitir trilhar este caminho com saúde e ao universo por todos as experiências vividas nesses anos.

A essa instituição de ensino pelo amparo científico e pela bolsa de estudos.

Aos Laboratório de Paleontologia da Amazônia por ceder as amostras utilizadas no desenvolvimento da pesquisa e pelo espaço físico.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar do Núcleo de Pesquisas Energéticas (NUPERNERG/UFRR) pelo espaço físico.

Ao Laboratório Aberto de Física Nuclear do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IF-USP) e à Profa. Dra. Sônia Tatumi por sua estimada contribuição.

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis do instituto de geociências da Universidade de Brasília – LAIS/IG/UnB com colaboração do professor Elton Luiz Dantas.

Especialmente a minha orientadora, Profa. Dra. Elizete C. Holanda, por ter acreditado e depositado em mim confiança, agradeço a orientação exemplar pautada por um elevado e rigoroso nível científico, um interesse permanente com uma visão crítica e oportuna, saudavelmente exigente, os quais contribuíram para enriquecer, com grande dedicação, passo por passo, todas as etapas subjacentes ao trabalho realizado.

Aos meus pais Antônio e Ana Maria, pelo amor incondicional, generosidade, compreensão e por sempre me apoiarem, e principalmente pelo tempo dedicado ao meu filho enquanto eu estive longe. A vocês toda minha gratidão.

As minhas irmãs “Lili” e “Danda” pelo apoio imprescindível, total disponibilidade e encorajamentos em momentos cruciais desta jornada.

As minhas amigas geólogas Camila, “Manu” e Raissa, agradeço o precioso apoio e energia que me estimularam intelectual e emocionalmente durante toda a trajetória dessa pesquisa.

As minhas amigas e companheiras nessa trajetória, Thaylanna, Nayara, Pollyana e Julia, por dividirem comigo momentos preciosos e por contribuírem significativamente tornando este trabalho uma válida e agradável experiência de aprendizagem durante esses anos de mestrado.

Aos amigos de laboratório Thiago e Camila, agradeço pelo apoio logístico nos campos, momentos de descontração e motivação incondicional.

Ao Frederick e ao Matheus Zambonin pelo apoio e disponibilidade em um momento oportuno e crucial nesta pesquisa.

Ao Caio Rodrigues por ser tão prestativo e solícito quando precisei, minha profunda gratidão.

Um agradecimento muito especial a minha grande e admirável amiga Juliele Maria de Lima, por se manter sempre presente, mesmo que distante fisicamente. Parte do que me tornei hoje é graças a você, que me inspirou e mostrou que, com perseverança e dedicação poderia superar meus medos e conquistar o mais temido dos objetivos.

E claro, ao meu filho Bernardo, que amo incondicionalmente e que veio dar um novo colorido na minha vida, desejo doravante compensá-lo das horas de atenção e brincadeiras que lhe devo. Foi ele o meu maior estímulo nesta caminhada.

Por fim, o meu profundo e sentido agradecimento a todos os amigos que não citei, mas que mesmo de longe estavam sempre emanando boas energias e proferindo palavras de apoio.

“N3o h3a limite para o que n3os, como
mulheres, podemos realizar.”
Michelle Obama

RESUMO

Os estudos envolvendo registros de paleoincêndios a partir de análise de fragmentos de carvão na região amazônica são ainda restritos e escassos. Os fragmentos fósseis de carvão vegetal, quando bem preservados, fornecem importantes informações acerca do seu ambiente de vida, bem como sobre clima e vegetação. Com base nisso, este trabalho tem por objetivo caracterizar a ocorrência dos eventos de paleoincêndios para o Cenozoico da Bacia do Tacutu, associados a fragmentos de carvão vegetal recuperados de depósitos Formação Boa Vista, e tecer inferências paleoclimáticas e paleoambientais. Para elucidar questões cronoestratigráficas e compreender melhor a evolução deposicional desses depósitos durante esse período foram identificadas fácies sedimentares e simultaneamente a idade absoluta (LOE em quartzo) usando-se o protocolo SAR em quatorze amostras de sedimentos. Para as interpretações paleoclimáticas e paleoambientais utilizou-se quatorze exemplares de fragmentos de carvão provenientes de três localidades dentro dos limites do município de Boa Vista, estado de Roraima. As etapas metodológicas adotadas para os espécimes consistiram na elaboração de micrografias em três seções (transversal, longitudinal radial e longitudinal tangencial) para observação e identificação das estruturas dos lenhos por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), juntamente com a datação ^{14}C usando o Espectrômetro de Massa com Acelerador (AMS), análise isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e petrografia orgânica. Através da análise faciológica foi possível estabelecer que os depósitos são constituídos por cinco fácies: Fácies Cascalho maciço laterítico (Gcm1), Fácies Cascalho ferruginoso (Gcm2), Fácies Arenito maciço (Sm), Fácies Silte arenoso maciço (Fsm) e Fácies Arenito maciço fossilífero (Smf), com intervalo de idades entre 105,2 e 3,2 Ka, indicando que essa unidade está posicionada na transição Pleistoceno Superior - Holoceno Superior. Os resultados de MEV sugerem que os fragmentos de carvão se assemelham ao grupo de plantas angiospermas, do tipo arbóreo/arbustivo, de acordo com os dados isotópicos, e que esses lenhos passaram por dois eventos de incêndios. Um cerca de 3.200 anos cal AP e outro a 4.820 anos cal AP, com temperatura de queima entre 340°C e 400°C. O conjunto de dados apresentados nessa pesquisa constitui-se como a primeira aproximação entre indicadores cronoestratigráficos e *proxies* paleoclimáticos regionais correspondentes ao Holoceno Médio/Superior para a região e para a Formação Boa Vista, e são coerentes com episódios climáticos globais ao longo do tempo geológico recente.

Palavras-chave: Paleoincêndios. Quaternário. Amazônia. Datação.

ABSTRACT

The studies involving records of paleofire from analysis of coal fragments in the Amazon region are still restricted and scarce. Fossil charcoal fragments, when well preserved, provide important information about their living environment, as well as about climate and vegetation. Based on this, this work aims to characterize the occurrence of paleo-fire events for the Cenozoic of the Tacutu Basin, associated with fragments of charcoal recovered from Boa Vista Formation deposits, and to make paleoclimatic and paleoenvironmental inferences. In order to elucidate chronostratigraphic issues and to better understand the depositional evolution of these deposits during this period, sedimentary facies and simultaneously absolute age (LOE in quartz) were identified using the SAR protocol in fourteen sediment samples. For the paleoclimatic and paleoenvironmental interpretations, fourteen specimens of coal fragments from three locations were used within the limits of the municipality of Boa Vista, state of Roraima. The methodological steps adopted for the specimens consisted in the preparation of micrographs in three sections (transversal, radial longitudinal and tangential longitudinal) for observation and identification of the wood structures by means of Scanning Electron Microscopy (SEM), together with the ^{14}C dating using Accelerated Mass Spectrometer (AMS), isotopic carbon analysis ($\delta^{13}\text{C}$) and Organic Petrography. Through the easy analysis, it was possible to establish that the deposits are constituted by five easy ones: Massive lateritic gravel (Gcm1), Ferruginous gravel (Gcm2), Massive Sandstone (Sm), Massive sand silt (Fsm) and Fossiliferous massive sandstone (Smf), with age range between 105.2 and 3.2 Ka, indicating that this unit is positioned in the Upper Pleistocene-Holocene transition. The SEM results suggest that the charcoal fragments resemble the group of angiosperms, arboreal/shrub type plants, according to isotopic data, and that these woods have undergone two fire events. One is about 3,200 years cal BP and the other at 4,820 years cal BP, with burning temperatures between 340°C and 400°C. The set of data presented in this research constitutes the first approximation between chronostratigraphic indicators and regional paleoclimatic proxies corresponding to the Middle / Upper Holocene for the region, and therefore are consistent with global climatic episodes over recent geological time.

Keywords: Paleofires. Quaternary. Amazonia. Dating.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	Paleoincêndios durante o Quaternário da Bacia do Tacutu, Formação Boa Vista, Roraima.....	14
2.1	NORMAS DA REVISTA	50
3	CONCLUSÃO	51
	REFERÊNCIAS	52

1 INTRODUÇÃO

A presença de carvão fóssil em depósitos sedimentares indica a ocorrência de incêndios florestais e tem seu registro desde o período Siluriano até o Quaternário (GLASSPOOL et al., 2004, GLASSPOOL, 2006). Os incêndios florestais estão intrinsecamente ligados às condições climáticas e, portanto, de considerável interesse tanto do ponto de vista paleontológico, bem como para preencher lacunas existentes relacionados a incêndios passados (BOWMAN et al., 2009, BROWN et al., 2012, SCOTT et al., 2014). A maior parte das paisagens dos continentes atuais são de origem geológica relativamente recente e os processos que as modificaram continuam atuando. Essas mudanças estão ligadas às fases quentes e frias, e também à frequência e à amplitude das oscilações climáticas registradas neste curto espaço de tempo, gerando influências na dinâmica da vegetação e nos processos sedimentares (FISCHER, 1982; SALGADO-LABOURIAU, 2007).

Por ser facilmente preservado, o carvão fóssil tem sido amplamente utilizado para interpretar a história de paleoincêndios em escala local, e tem se mostrado útil no desenvolvimento da compreensão do efeito das alterações climáticas (BRUBAKER et al., 2009; HUDSPITH et al., 2012; LI et al., 2009; MARLON et al., 2009; POWER et al., 2008; SCOTT, 2010). O estudo de incêndios antigos é baseado na análise dos restos de carvão vegetal, que pode ser classificado microscopicamente de acordo com as características dos macerais semifusinita, fusinita ou inertodetrinita e pelas medidas de reflectância, sendo conhecido como fusênio, o carvão vegetal do registro fóssil pré-quaternário (SCOTT, 1989, 2000).

O Quaternário é um período conhecido por apresentar sucessivos eventos climáticos que marcaram a transição Pleistoceno - Holoceno, quando ocorreu o final do Último Máximo Glacial e deu-se início a uma fase interglacial, provocando modificações na dinâmica da superfície terrestre (SIFEDDINE et al., 2014). Possui um grande número de informações paleoambientais e, devido a esse fato, é muito estudado, principalmente com temas relacionados a incêndios florestais atribuídos tanto às condições climáticas como também à atividade humana, ligada às primeiras civilizações que ocuparam a Terra (HUBER et al., 2004; MARLON et al., 2008; WHITLOCK et al., 2006).

As informações paleoclimáticas acerca do Período Quaternário no Brasil, apesar de apresentar frequentes estudos, ainda são extremamente fragmentadas e esparsas.

Com o intuito de auxiliar na compreensão das variações climáticas ocorridas ao longo do tempo geológico mais recente e dessa forma preencher as lacunas que existem acerca dessas mudanças, é necessário investigar por meio de coletas e análises sistemáticas dados paleoambientais, que retêm informações a respeito das condições climáticas do período mais recente da história geológica da Terra. Para a região Amazônica, estudos de cunho paleoambiental e paleoclimáticos a partir de fragmentos de carvão em períodos recentes são ainda bastante limitados, sendo na maioria das vezes estudos direcionados a outros tipos de dados, como isótopos, pólenes, entre outros.

Em Roraima, na Bacia do Tacutu, há um registro paleobotânico já conhecido para unidades cretáceas, e recentemente, fragmentos de carvão coletados em níveis de arenito fino da Formação Boa Vista, cenozoico, apresentam grande potencialidade quanto à caracterização geológica, ambiental e climática para o Estado.

Em vista disso, o objetivo geral deste trabalho foi caracterizar a ocorrência dos eventos de paleoincêndios para o Cenozoico da Bacia do Tacutu, associados a fragmentos de carvão vegetal recuperados de depósitos Formação Boa Vista, e tecer inferências paleoclimáticas e paleoambientais para a região. Para alcançar o objetivo geral, foram propostos os seguintes objetivos específicos: posicionar cronoestratigraficamente a ocorrência dos carvões dentro da Bacia do Tacutu. Identificar os tipos de incêndios e as características anatômicas preservadas nos fragmentos de carvão vegetal, e quando possível, estabelecer sua afinidade taxonômica. Estabelecer a cronologia dos eventos de incêndios e estipular o tipo de vegetação atingida por esses incêndios.

A metodologia desse estudo baseou-se inicialmente na confecção de perfis estratigráficos *in loco*, com o intuito de observar as características texturais, mineralógicas, presença de estruturas, coloração e espessuras dos depósitos, e coletar amostras de sedimentos para, em laboratório, serem analisadas pelo método de separação granulométrica e assim atestar a faciologia. Além disso, as amostras de sedimentos foram datadas por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE em quartzo) para investigar a geocronologia desses depósitos, a fim de estabelecer sua posição cronoestratigráfica. Para estabelecer o tipo de incêndio e descrever o carvão, foram identificadas as características anatômicas preservadas nos lenhos utilizando-se da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), juntamente com a Petrografia Orgânica, o que permitiu também determinar a que grupos de macerais pertence o carvão. Para determinar a data aproximada de queima e identificar os episódios de

incêndios foi utilizada a datação por radiocarbono AMS (Accelerator Mass Spectrometry) e para estipular o tipo de vegetação atingida pelos incêndios foi utilizada a técnica de espectrometria de massas (Mass Espectrometer) para medir as concentrações isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) contidas nos carvões.

O presente estudo será apresentado de forma compactada, conforme prevista na Resolução nº 008/2017-CEPE da Universidade Federal de Roraima. Na seção Introdução é apresentado a contextualização deste estudo. Na segunda seção, os resultados desta pesquisa serão apresentados no formato de um manuscrito a ser submetido à revista “Quaternary International” seguindo as normas de formatação e publicação da revista. O manuscrito só será enviado à revista após a aprovação da defesa e com as alterações sugeridas pela banca examinadora. Na terceira seção são apresentadas as considerações finais referentes ao desenvolvimento da pesquisa, além das referências.

1 **2 Paleocincendios durante o Quaternário da Bacia do Tacutu, Formação Boa Vista,**
2 **Roraima**

3

4 Alicinéia Costa de Oliveira^{a,b}, Elizete Celestino Holanda^b, Sonia Hatsue Tatumi^c

5

6 *a. Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais (PRONAT), Universidade*
7 *Federal de Roraima, Boa Vista, Roraima, Brasil*

8 *b. Laboratório de Paleontologia da Amazônia (LapA), Universidade Federal de*
9 *Roraima, Boa Vista, Roraima, Brasil*

10 *c. Universidade Federal de São Paulo, Santos, Brasil*

11

12

13 **Resumo**

14 Este trabalho apresenta dados sobre fragmentos de carvão encontrados em depósitos
15 Cenozoicos da Formação Boa Vista e dados da primeira datação absoluta para essa
16 unidade. A partir dos dados analisados foi possível estabelecer um quadro relativo
17 quanto à evolução deposicional da área e compreender de que forma as alterações
18 climáticas influenciaram na mudança da paisagem nesse período. As etapas
19 metodológicas adotadas consistiram na definição de fácies sedimentares, bem como no
20 estabelecimento da idade deposicional (OSL in quartz). Para interpretações
21 paleoclimáticas e paleoambientais as amostras de carvão foram submetidas a análise
22 paleoantracológica através de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), datação ¹⁴C
23 usando espectrometria de massa com acelerador (AMS), isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e
24 Petrografia Orgânica. Através das análises de faciológica, foi possível identificar cinco
25 fácies: Fácies Cascalho maciço laterítico (Gcm1), Fácies Cascalho ferruginoso (Gcm2),
26 Fácies Arenito maciço (Sm), Fácies Silte arenoso maciço (Fsm), Fácies Arenito maciço
27 fossilífero (Smf). As idades dos depósitos oscilaram entre 105,2 e 3,2 Ka, indicando que
28 essa unidade está posicionada na transição Pleistoceno Superior- Holoceno Superior. As
29 características anatômicas observadas no MEV estavam bem preservadas e
30 apresentaram afinidade angiospérmica, do tipo arbóreo/arbustivo, de acordo com os
31 dados isotópicos. Dois episódios de incêndios foram identificados, com idades entre
32 3.200 e 4.820 anos cal AP na região estudada, com temperatura de queima entre 340°C e
33 400°C.

34

35 **Palavras-chave:** carvão vegetal, incêndios, datação, alterações climáticas, Pleistoceno,
36 Holoceno.

37

38

39 **1. Introdução**

40

41

42 O fogo é um fator de perturbação dominante na história das florestas naturais em
43 várias partes do mundo (Attiwill, 1994), e afeta o ciclo biogeoquímico e global do
44 carbono (Andreae, 1991). Análises paleoantracológicas realizadas em restos de carvões
45 pretéritos indicam que por um longo período do Quaternário, o fogo tem sido um agente
46 de grande perturbação em ecossistemas tropicais e subtropicais e, juntamente com o
47 clima, de suma importância na determinação da dinâmica da vegetação no passado
48 geológico recente (Sifeddine et al., 2014). Podem ser atribuídos, inicialmente, às
49 condições climáticas (Marlon et al., 2008; Whitlock et al., 2006), embora ações
50 humanas também tenham tido importância como fonte de ignição (Huber et al., 2004).

51

52 O carvão vegetal tem sido amplamente utilizado em estudos geológicos, pois
53 fornece dados sobre a ocorrência de muitos grupos de plantas (Friis et al., 2006;
54 Glasspool et al., 2004; Scott et al., 2009), incluindo as mais antigas, em alguns casos
55 (Scott, 1974).

56

57 No Brasil existem registros da ocorrência de carvões do Quaternário associados
58 a estudos paleoclimáticos e paleoambientais, utilizados para identificar os fatores que
59 contribuíram para as variações climáticas durante esse período do tempo geológico. Na
60 região Amazônica, o registro desses fragmentos e partículas de carvão encontrados em
61 solos e rochas são associados a eventos de incêndios, produtos das alterações climáticas
62 ocorridas durante o Holoceno (Pessenda e Camargo, 2001).

63

64 O carvão vegetal é indicativo direto da ocorrência de incêndios vegetacionais
65 atuais e pretéritos, sendo que o seu estudo tem amplo potencial nas discussões voltadas
66 à evolução dos biomas terrestres (Kauffman, 2008). Isso é possível porque diferentes
67 grupos de plantas possuem diferentes razões isotópicas estáveis, com isso as assinaturas
68 distintas das plantas C3 e C4 podem ser retidas em material vegetal queimado
69 (Grocke, 2002).

70

71 Este estudo relata as primeiras análises antracológicas e datação por
72 radiocarbono em amostras de carvão vegetal coletadas em uma porção dos sedimentos
73 inconsolidados da Formação Boa Vista, Quaternário da Bacia do Tacutu, noroeste do
74 Brasil. O objetivo deste trabalho foi estabelecer a idade absoluta e fornecer elementos

70 necessários para compreender a evolução desses depósitos mais recentes da Bacia do
71 Tacutu, bem como avaliar as condições paleoambientais e tecer as inferências
72 paleoclimáticas da época para a área estudada com ênfase na ocorrência dos carvões
73 macroscópicos.

74

75 **2. Contexto Regional**

76 A Formação Boa Vista é uma das sete unidades litoestratigráficas que compõem
77 a Bacia do Tacutu, localizada na região central do Cráton Escudo das Guianas na
78 fronteira entre o extremo norte do Brasil e a Guiana (Reis; et al., 2001; Silva e Porsani,
79 2006). A Bacia do Tacutu constitui um graben com extensão sudoeste do Rifte Norte
80 Atlântico, implantado em uma zona de reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana
81 Central, no domínio Escudo das Guianas, com orientação NE-SW controlado por
82 movimentos de blocos ao longo de um sistema de falhas lítricas durante o Mesozoico
83 (Costa et al.,1991), e tem sua origem ligada à abertura do Oceano Atlântico Norte, no
84 final do Jurássico Superior e início do Cretáceo Inferior, quando a América do Sul e a
85 África ainda estavam unidas na Gondwana (McConnell, 1969).

86 A unidade estudada recobre discordantemente o conjunto vulcano-sedimentar
87 Mesozoico do Graben do Tacutu e apresenta espessuras de até 120 m em blocos
88 rebaixados das grandes falhas das bordas, indicados por dados sísmicos. Sua idade não
89 foi ainda precisamente definida, devido à ausência de informações bioestratigráficas,
90 com isso supõe-se que a mesma tenha sido depositada no fim do Pleistoceno (Eiras et
91 al., 1994). Contudo, para Montalvão et al. (1975), esta unidade é correlacionável com a
92 Formação White Sand (Pleistoceno-Holoceno) da Guiana.

93 Constitui duas sucessões sedimentares, separadas por uma discordância angular
94 ao longo da estruturação da borda norte da Bacia do Tacutu. A sucessão sedimentar
95 inferior que ocorre a sudoeste e nordeste da capital Boa Vista, está fortemente
96 controlada pela estruturação da Bacia Tacutu, no Domínio Guiana Central, e a sucessão
97 sedimentar superior, com ocorrência no Domínio Uraricoera, perfaz *inselbergs*
98 vulcânicos ou granitoides, com depósitos de leques aluviais e uma planície aluvial com
99 incipiente desenvolvimento de canais fluviais. Ambas sucessões desenvolvem
100 localmente perfis lateríticos imaturos, com desenvolvimento de solos podzólico e
101 hidromórficos (Reis et al., 2001). Essa sedimentação resultou da última fase
102 tectonicamente ativa no graben Tacutu, em que ocorreu movimentos transcorrentes e
103 compressivos em resposta às interações das placas da região do Caribe e a placa da

104 América do Sul. Após o término da fase ativa, a paisagem passou a ser exposta aos
105 elementos climáticos que são agentes erosivos, tais como vento, chuva e sol, iniciando o
106 processo de arrasamento do relevo, formando um sistema fluvial entrelaçado de barra
107 arenosa distributário, transportando os sedimentos finos que se depositaram por todo o
108 domínio fisiográfico que hoje compõe a Formação Boa Vista, resultando no extenso
109 pediplano que caracteriza a região centro-noroeste do estado de Roraima (Menezes et
110 al., 2020).

111 Sob esses depósitos configura-se grande parte do maior bloco contínuo de
112 savanas do extremo norte da Amazônia Brasileira. As savanas de Roraima ocupam 17%
113 do Estado e representam a maior área contínua de savanas no bioma Amazônia,
114 ocupando quase todo o setor centro-leste e nordeste do estado em uma área aproximada
115 de 43.000 km² (Barbosa e Campos, 2011). São fitofisionomias em formas de mosaico,
116 dominada por vegetação esparsa de indivíduos arbóreos arbustivos, estabelecidos em
117 um tapete herbáceo, primordialmente gramíneas e ciperáceas interrompido
118 abruptamente por ilhas florestais com ocorrência de fragmentos florestais naturais,
119 isolados, geralmente estacionais, muito comuns principalmente na região da Formação
120 Boa Vista (Barbosa e Campos, 2011; Miranda et al 2003).

121 A origem da atual flora e diversidade de ecossistemas naturais de savanas está
122 diretamente ligada aos eventos deposicionais da Formação Boa Vista, que foi
123 desenvolvida sob intenso tectonismo associados a eventos climáticos e erosionais
124 ocorridos durante o Quaternário e pode ser explicada como resultado de interações
125 edafoclimáticas ocorridas ao longo dos últimos períodos glaciais e interglaciais,
126 associadas ao tipo de solo e dinâmica de flutuação do lençol freático, produzindo
127 ecossistemas em mosaico, formando veredas de buritizais, lagos, florestas ribeirinhas,
128 ilhas de mata e florestas de altitude (Barbosa et al., 2007; Carneiro-Filho, 1991).

129

130 **3. Material e Métodos**

131

132 *3.1 Área de estudo*

133

134 Os depósitos sedimentares estudados encontram-se na porção centro-nordeste do
135 estado de Roraima, no município de Boa Vista (Figure 1). O estudo foi realizado com
136 amostras de sedimentos e carvão provenientes de três afloramentos atribuídos à Formação
137 Boa Vista (CPRM 2004). As amostras de carvão utilizadas neste estudo, encontram-se
138 armazenadas e catalogadas no Laboratório de Paleontologia da Amazônia (LaPA), no

139 Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima, sob a sigla IGEO PB,
140 referente ao significado de paleobotânica. Os afloramentos encontram-se sob a forma de
141 trincheira e caixas de empréstimos com espessura variando entre 3 e 8 metros. O
142 afloramento Trincheira fica localizado na área rural da cidade de Boa Vista, é uma
143 trincheira cavada na planície de inundação do rio Branco, possui aproximadamente 3
144 metros de espessura e se estende lateralmente por aproximadamente 2 quilômetros. O
145 afloramento Pedreira e Cidade Satélite ocorrem em forma de caixa de empréstimo,
146 sendo que a Pedreira encontra-se na zona rural do município de Boa Vista, e o Cidade
147 Satélite encontra-se dentro da zona urbana da cidade.

148 A área é caracterizada por um clima predominantemente tropical úmido do tipo Aw
149 (segundo a classificação de Köppen), apresentando primordialmente duas estações bem
150 definidas, uma chuvosa e outra seca (Barbosa, 1997). A rede hidrográfica possui como rio
151 principal, o rio Branco, afluente da margem esquerda do rio Negro o, o qual possui uma
152 bacia de drenagem abrangendo uma área de 187.540 km², com perímetro de 3.253 km,
153 drenando 83% de Roraima, dos quais 12.310 km² são pertencentes às nascentes na
154 região oeste da Guiana. Considera-se o rio Branco a partir da confluência dos rios
155 Uraricoera e Tacutu, cerca de 30 km a montante da cidade de Boa Vista, formando uma
156 planície fluvial de 3.419 km² (Carvalho, 2014). A concentração de chuvas no lavrado
157 produz, em sua paisagem grandes contrastes ao longo do ano, nos períodos de secas
158 crescem os riscos de queimadas que podem ser tanto naturais quanto induzidas,
159 favorecidas pela composição vegetal, que apresentam características mais vulneráveis
160 ao fogo que as comuns, o que favorece o surgimento de manchas antrópicas
161 fragmentando negativamente a paisagem local e, além disso, modificam a variabilidade
162 dos processos físicos da atmosfera da região (Morais, 2014).

163

164 *3.1 Contextualização geológica e cronoestratigráfica*

165

166 Foram confeccionados seis perfis estratigráficos *in loco*, dois para cada ponto
167 estudado, a partir da observação das propriedades texturais da rocha/sedimento, cor,
168 diâmetro, espessura, presença de estruturas sedimentares, bioturbações, fósseis e contato
169 entre as camadas, de acordo com Tucker (2014). Para confirmação da granulometria
170 dominante e atestar a faciologia desses depósitos, foram coletadas 18 amostras de
171 sedimentos ao longo das camadas de seis perfis, dois em cada ponto, variando de duas a
172 três amostras por perfil e submetidas a separação granulométrica de acordo com

173 EMBRAPA (1997). Esse procedimento foi realizado no Laboratório de Geologia
174 Sedimentar do Núcleo de Pesquisas Energéticas (NUPENERG/UFRR) e os dados foram
175 posteriormente dos perfis estratigráficos foram vetorizados com uso do programa
176 *software* SedLog.

177 Para a interpretação dos dados granulométricos e estatísticos, utilizou-se o
178 software “*Sysgran*” versão 3.0 (pacote estatístico para “Microsoft Excel”) que
179 representou a distribuição das classes texturais dos sedimentos em histogramas, e os
180 diagramas triangulares de areia-silte-argila pelo método de Folk e Ward (1957).

181

182 3.2 *Datações*

183

184 Foram coletadas 06 amostras no afloramento Trincheira, 05 amostras na Pedreira
185 e 06 amostras no Cidade Satélite, totalizando 17 amostras de sedimentos distribuídas em
186 diferentes níveis de profundidade nos três pontos de estudo, para datação via
187 luminescência opticamente estimulada (LOE). Contudo, devido a limitações
188 laboratoriais, somente 14 amostras de seis perfis apresentaram resultados consistentes
189 (tabela 01). O método LOE avalia a idade do sedimento através da quantificação de
190 propriedades dosimétricas dos grãos minerais dependentes do tempo. Considera-se que
191 a idade do material a ser datado é proporcional às concentrações de defeitos na rede
192 cristalina, induzidos por radiações ionizantes (Forman,1989).

193 Para a coleta das amostras, tubos de alumínio de 20 cm de comprimento e uma
194 polegada de diâmetro foram inseridos perpendicularmente a cada perfil, evitando-se a
195 incidência de luz solar. Os procedimentos para datação foram realizados no Laboratório
196 Aberto de Física Nuclear do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IF-USP).
197 Foi realizado um tratamento com HF (20%) e HCl (10%); posteriormente, foi separada
198 uma fração granulométrica na faixa de 100-160 μm a partir da técnica de peneiramento.
199 As idades dos três depósitos foram obtidas seguindo-se o uso do protocolo SAR
200 (Single-Aliquot Reageration) de Murray e Wintle (2000).

201 Foram realizadas datações ^{14}C em dois fragmentos de carvão, um do
202 afloramento Pedreira e um do Cidade Satélite através da técnica AMS (Accelerator
203 Mass Spectrometry). O procedimento foi realizado no Laboratório de Isótopos Estáveis
204 - CENA/USP, em um espectrômetro de massa acoplado a um analisador elementar
205 ANCA-SL, pela separação e contagem dos diferentes isótopos (Pessenda et al., 1996).

206 A principal vantagem da utilização desta técnica é a possibilidade de medir quantidades
207 muito pequenas de material com grande confiabilidade.

208

209 *3.3 Identificação das estruturas anatômicas preservadas nos carvões*

210

211 Para observação das estruturas anatômicas, foram fotografados 14 fragmentos de
212 carvão em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), provenientes dos três
213 afloramentos estudados, os quais encontram-se catalogados sob a sigla IGEO PB no
214 laboratório de Paleontologia da Amazônia (LaPA/UFRR). Para realização dessa análise,
215 os espécimes de carvão vegetal foram separados dos sedimentos, e em seguida
216 submetidos a lavagem com água para eliminação de resíduos. Posteriormente o material
217 triado foi colocado em *stubs* providos com fita adesiva dupla-face, metalizados e
218 posteriormente examinado sob MEV modelo CARL ZEISS EVO/LS10 para observação
219 dos detalhes anatômicos preservados e definição de características necessárias para a
220 confirmação da tipologia para carvão vegetal macroscópico, de acordo com Scott
221 (2010). O procedimento foi realizado no Centro de Microscopia e Microanálises IDEIA
222 da Universidade Católica do Rio Grande do Sul. A caracterização morfoanatômica dos
223 lenhos foi baseada no guia de identificação Iawa List of Microscopic Features for Soft
224 Wood Identification (Iawa Commitee, 2004).

225

226 *3.4 Microscopia de Luz refletida com óleo de imersão e luz UV*

227

228 Para interpretar a feição microscópica dos espécimes e determinar os percentuais
229 e a distribuição dos diferentes grupos de macerais do material foi realizada em 14
230 amostras de carvão a análise petrográfica orgânica no Laboratório de Palinofáceis e
231 Fáceis Orgânica (LAFO) da Universidade Federal do Rio de Janeiro, seguindo a
232 metodologia utilizada em análise de maturação de querogênio, descrita por Mendonça
233 Filho et al. (2010). A observação dos blocos polidos foi realizada em um micriscópio
234 Zeiss Axioskop, sob objetivas de 10x, 20x, 50x e 100x em óleo de imersão Zeiss
235 *Immersion 518F* e filtros ultravioletas Zeiss G365, FT395 e LP420, com uma câmera
236 digital acoplada a um monitor e conectado a um computador utilizando o programa
237 *Diskus Fossil*.

238

239 *3. 5 Análise Isotópica ($\delta^{13}C$)*

240

241 A técnica utilizada para discriminação do sistema fotossintético das plantas C₃ e
242 C₄ foi a determinação das razões isotópicas de carbono por espectrometria de massas
243 (“Mass Spectrometer”) de acordo com Pessenda et al. (2005). Essa análise foi realizada
244 em quatro amostras, sendo duas do afloramento trincheira e uma para o afloramento
245 pedreira e cidade satélite. O procedimento foi realizado no Laboratório de Isótopos
246 Estáveis do instituto de geociências da Universidade de Brasília – LAIS/IG/UnB. As
247 análises foram realizadas utilizando o espectrômetro de massa Delta V Plus conectado
248 ao Gás Bench II com auto sampler. Os resultados de teor de carbono foram reportados
249 como carbono orgânico total e expressos em porcentagem de peso seco. Os resultados
250 da análise isotópica foram expressos em unidade de δ (‰), determinada em relação ao
251 padrão internacional PDB e referem-se à média de duas determinações, com precisão de
252 $\pm 0,2\%$.

253

254 **4. Resultados**

255 *4.1 Caracterização faciológica e idade dos depósitos*

256

257 A partir das análises granulométricas, de acordo com a classificação proposta
258 por Folk (1954), e da síntese faciológica, baseada na nomenclatura de fácies
259 sedimentares desenvolvida por Miall (1996), foram reconhecidas cinco fácies distintas
260 primordialmente de textura arenosa e silto-arenosa (figura 2a), que refletem a evolução
261 deposicional para esses depósitos:

262 **Fácies Cascalho maciço laterítico (Gcm1):** corresponde a base dos depósitos
263 com 1,5m de espessura (Figura 2g). É constituída por camadas maciças de matriz fina a
264 média, com estruturas secundárias de lateritas incipientes em forma de crostas colunares
265 bem desenvolvidas de coloração marrom alaranjada e concreções ferruginosas, onde
266 também são frequentes aspectos cavernosos e vermífugos com presença de grãos de
267 quartzo médio a grosso (1 a 5mm), angulosos a subangulosos moderadamente
268 selecionados.

269 **Fácies Cascalho ferruginoso (Gcm2):** corresponde ao desmantelamento da
270 crosta, composta por rocha dura e densa com 0,5 m de espessura (Figura 2f/g). Seu
271 arcabouço é caracterizado por agregados de concreções nodulares ferruginosas e
272 esferólitos de coloração acobreada de oxi-hidróxidos de ferro, cimentados por fosfatos
273 e/ou hidróxidos de alumínio, originadas a partir dos processos secundários de
274 laterização e pedogênese. Seu contato com a fácies Gcm1 é erosional (figura 2g).

275 **Fácies Arenito maciço (Sm):** é constituída por camadas maciças de até 4 metros
276 de espessura, de coloração marrom-amarelada a bege amarelada, subordinadamente
277 bioturbadas, predominantemente composta por uma matriz arenosa muito fina a média
278 composta por grãos de quartzo subangulosos a subarredondados pobremente
279 selecionados (figura 2b/d/f). Possui contato gradual com as fácies Smf e erosional com
280 a fácies Gcm2 (figura 2f).

281 **Fácies Silte arenoso maciço (Fsm):** corresponde a rochas maciças com até 3 m
282 de espessura. Possui coloração marrom amarelada e avermelhada, predominantemente
283 composta por silte médio a muito grosso e menores concentrações de areia fina a média,
284 com grãos de quartzo subangulosos a subarredondados pobremente selecionados (figura
285 2b). O contato é erosivo com as fácies Gcm1 e gradual com as fácies Sm e Smf. A
286 presença de raízes proporciona intensa bioturbação na porção superior, onde ocorrem
287 os níveis de fragmentos de carvão.

288 **Fácies Arenito maciço fossilífero (Smf):** Corresponde a rochas maciças com
289 até 3 metros de espessura de coloração marrom amarelada a amarelada, e avermelhada
290 no afloramento pedreira. Possui matriz arenosa fina a média composta por grãos de
291 quartzo subangulosos a subarredondados pobremente selecionados, dispersos também
292 de forma aleatória com diâmetros de médio a grosso (1-2mm) por todo afloramento
293 (figura 2b/d). As camadas encontram-se moderadamente bioturbadas com níveis de
294 fragmentos de carvão na base e no topo (figura 2c/e). Horizontalmente, na porção
295 superior, no mesmo nível dos carvões, está posicionada uma linha de pedra composta
296 por grânulos e seixos subangulosos a subarredondados de quartzo (3 a 11cm) de
297 coloração rosa-esbranquiçada (figura 2d). O contato é gradual com as fácies Sm e Smf.

298 Os depósitos Pedreira e Cidade Satélite são fortemente influenciados pela
299 composição basáltica da formação Apoteri, pois encontram-se muito próximos a esta
300 unidade, e devido a isso, possuem uma coloração mais avermelhada em relação ao
301 depósito trincheira.

302 As idades LOE obtidas para os depósitos do afloramento Trincheira constataram
303 intervalo entre 12.700 ± 1.0 e 4.400 ± 200 Ka para o perfil 1 e intervalo de 36.600 ± 3.1
304 e 6.700 ± 400 Ka para o perfil 2 (figura 3a/b). O intervalo das idades para o depósito da
305 Pedreira foram de 105.200 ± 4.3 e 3.200 ± 300 Ka (figura 3c/d), e para o depósito
306 Cidade Satélite o intervalo foi de 98.100 ± 6.4 e 14.500 ± 700 Ka (figura 3e/f),
307 respectivamente, da base para o topo.

308 Os dois fragmentos de carvão datados constataram dois episódios de incêndios.
309 Um episódio a 4.820 ± 70 anos cal AP para o depósito Pedreira (figura 3c), e um de
310 3.200 ± 70 anos cal AP para o Cidade Satélite (figura 3e).

311 *4.2 Caracterização do carvão macroscópico*

312

313 Os fragmentos de lenho foram primeiramente classificados como carvão vegetal
314 após a observação sob microscópio estereoscópico, de acordo com os critérios
315 estabelecidos por Jones e Chaloner (1991), sendo posteriormente confirmada a partir da
316 observação em microscópio eletrônico de varredura (MEV), conforme Scott (2010),
317 onde foram observados nos fragmentos de todas as localidades coletadas
318 homogeneização da lamela média com as paredes celulares. Macroscopicamente, os
319 espécimes de carvão analisados apresentaram coloração preta, brilho acetinado, textura
320 quebradiça ou de pó, fraturamento de material lenhoso em cubos (figura 04), evidências
321 diretas para ocorrência de paleoincêndios florestais.

322 De maneira geral, as estruturas celulares dos lenhos estão bem preservadas. No
323 entanto, os fragmentos encontram-se densamente agregados aos sedimentos, o que
324 dificulta a observação de estruturas celulares nas amostras.

325 A homogeneização das paredes celulares ocorre tanto em tecido xilemático, no
326 qual apresenta paredes celulares mais complexas, como em tecidos parenquimáticos,
327 cujas paredes são menos complexas. Entretanto, as análises das imagens mostram que o
328 tecido condutor composto por traqueídeos e vasos são dominantes em relação ao tecido
329 parenquimático para todas as amostras.

330 Os fragmentos apresentaram em seção transversal, parênquima axial confluyente
331 a losangular e vasicêntrico (figura 5a), com vasos dispersos, radial a diagonal,
332 semiporoso, predominantemente solitários com raros duplos (figura 5a). Em seção
333 tangencial, ocorre a presença de raios predominantemente unisseriados, alguns
334 multisseriados e raros bisseriados, elementos de vasos desobstruídos, fragmentação das
335 paredes dos elementos de vasos (Figura 5c/d), pontoações multisseriadas abertas (figura
336 5e) distribuídas de forma diagonal em meio a intensa impregnação de sedimentos no
337 espécime, paredes celulares fragmentadas e homogeneizadas (figura 5f). Em seção
338 radial, foi constatada a presença de eixo composto por tecido parenquimático
339 evidenciando extremidades de elementos de vasos solitários, raios exclusivamente
340 procumbentes e pontoações simples (figura 5g/h).

341 Os dados isotópicos ($\delta^{13}C$) dos carvões amostrados são bastantes similares nos
342 três depósitos, e denotam um empobrecimento isotópico (-26,50‰, -26,67‰, -25,95‰
343 e -25,75‰), evidenciando que os fragmentos queimados são essencialmente de origem
344 fotossintética de plantas C_3 , indicando que na área estudada provavelmente
345 predominavam plantas desse grupo.

346 Ao ser analisado ao microscópio de luz refletida, os fragmentos de carvão
347 apresentaram características exclusivas do grupo da inertinita, com predominância do
348 maceral fusinita. O material apresentou coloração em tons esbranquiçados, textura
349 opaca e fibrosa com algumas estruturas celulares visíveis, como raios bisseriados e
350 placas de perfuração com pontoações simples (figura 6a/b), além de células residuais de
351 feixes e fibras deformadas, com as paredes celulares fragmentadas e compactadas,
352 resultando em estruturas “bogen” ou “estrela” (cavidades cilíndricas com os lumens
353 não preenchidos), característica típica de fusinita (figura 6c/d).

354

355 **5. Discussões**

356 *5.1 Aspectos estratigráficos e geocronológicos*

357

358 A caracterização estratigráfica permitiu individualizar quatro fácies
359 sedimentares, equivalente aos depósitos fluviais investigados, e conseqüentemente a
360 dinâmica deposicional desses estratos. O empilhamento dos depósitos analisados são
361 representados pelas fácies Gcm1, Gcm2, Sm, Fsm e Smf, sendo as três últimas
362 representantes dos depósitos com ocorrência de carvões macroscópicos aqui estudados.

363 A análise e associações de fácies refletem características típicas de depósitos
364 continentais originados a partir de leques fluviais, conforme consideraram Reis et al.
365 (2003). O caráter planar das camadas sugere depósitos cujo cenário contemplava
366 extensas áreas de planícies aluviais proximais, em que pequenos paleocanais se
367 desenvolviam favorecendo o predomínio de sedimentos formados sob condições
368 hidrodinâmicas de moderada energia, representados por areias finas a médias e silte
369 grosso a muito grosso com empilhamento granocrescente ascendente pouco
370 desenvolvido, sob estratos de perfis lateríticos.

371 Feições topográficas de grande escala como as planícies de inundação, assim
372 como os terraços refletem um ajuste do rio na busca do equilíbrio e podem ter-se
373 formados por processos relacionados com glaciação/deglaciação, mudanças do nível do

374 mar (ou níveis de base), movimentos tectônicos, oscilações climáticas e outros
375 fenômenos desta ordem de escala (Ward e Stanford, 1995).

376 Dessa forma, a origem desses depósitos pode ser compreendida a partir dos
377 registros das mudanças climáticas e movimentações tectônicas que afetaram a região
378 amazônica durante o Cenozoico final, estando associado principalmente a uma fase de
379 subsidência que afetou a Bacia do Tacutu a partir do Plioceno, onde um movimento
380 transcorrente reativou antigos falhamentos em que se instalou a moderna sedimentação
381 do Alto Rio Branco ao longo do hemigráben, implantando o atual sistema flúvio-
382 lacustre da Formação Boa Vista (Eiras e Kinoshita 1988; Reis et al, 2001). Estes
383 movimentos provocaram a inversão das unidades sedimentares mesozoicas e causaram
384 seu soerguimento, sendo que estas proto-elevações forneceram o suprimento sedimentar
385 cascalhoso que preencheu as depressões já formadas que constituem a sucessão inferior,
386 através de um sistema fluvial de barras cascalhosas. Este sistema fluvial parece ter sua
387 abrangência geográfica restrita a esses antigos terraços fluviais dentro do âmbito
388 estrutural do Graben Tacucu (Menezes et al., 2020).

389 A distribuição granulométrica foi pouco variável ao longo do perfil, indicando
390 pouca mudança nos processos de transporte dos sedimentos ao longo do tempo, com
391 predominância da fração areia, silte e argila, que se mantiveram mais ou menos
392 constantes indicando um controle climático, com pouca alteração na energia do fluxo,
393 evidenciando altas taxas de intemperismo químico associado a presença de um clima
394 úmido.

395 Datações LOE/SAR dos sedimentos arenosos das três áreas de sedimentação
396 pesquisada apresentaram boa correspondência às evidências geomorfológicas e critérios
397 estratigráficos utilizados para definir a idade da Formação Boa Vista, conforme os
398 trabalhos pretéritos de Montalvão et al. (1975) e Eiras et al. (1994).

399 As idades registradas para esses depósitos oscilaram entre 105,2 e 3,2 Ka,
400 indicando que essa unidade está posicionada na transição Pleistoceno Superior-
401 Holoceno Superior. Correlações entre as idades, altitude e profundidade de amostragem
402 indicaram uma sequência cronológica coerente de soterramento dos depósitos
403 investigados com as idades progressivamente mais jovens obtidas nos níveis superiores
404 da seção.

405 Na base dos afloramentos Pedreira e Cidade Satélite, onde é possível observar o
406 contato com os depósitos lateríticos, as idades apresentaram valores similares, assim
407 como as idades da porção superior (ver figura 04), mantendo-se equiparadas apesar da

408 diferença de profundidade, demonstrando boa correlação lateral e horizontal. Entretanto,
409 considerando as cinco idades estabelecidas próximo ao mesmo alinhamento ($4,4\pm 0,2$;
410 $6,7\pm 0,4$; $19,9\pm 1,3$; $3,2\pm 0,3$ e $14,5\pm 0,7$ ka), somente três valores mostraram maior
411 semelhança entre si para esse intervalo e duas idades. Cabe ressaltar que para nenhuma
412 amostra houve inversão de idades e o desvio padrão das paleodoses das alíquotas
413 utilizadas para análise são menores que 5 Gy. Esse valor, segundo Clarke et al. (1999), é
414 considerado o limite que indica pouca probabilidade de existir sinal residual de
415 luminescência nas amostras, o que poderia gerar idades acima do esperado. Outro fator
416 que poderia proporcionar idades com intervalos variáveis para um mesmo nível seria a
417 migração lateral dos depósitos devido a dinâmica fluvial. Contudo, as idades revelam
418 consistência e apresentaram valores semelhantes de paleodose, indicando a
419 confiabilidade do resultado.

420

421 *5.2 Inferências paleoclimáticas e paleoambientais*

422

423 Os conhecimentos acerca do período do Quaternário revelam acentuada
424 instabilidade climática de caráter cíclico, abrangendo épocas de clima glacial outras de
425 clima quente, com amplitudes variadas, conferindo à climatologia quaternária um
426 caráter oscilatório evidenciado por numerosas flutuações climáticas, conforme registra a
427 literatura sobre o assunto (Costa Júnior, 2008). Dentre as dezesseis glaciações, apenas
428 quatro a cinco foram identificadas geologicamente nos continentes, com duração de
429 cerca de 100 mil anos, intercaladas por interglaciais com duração aproximada de 20 mil
430 anos (Salgado-Laboriau, 1994). Esses intervalos estão provavelmente relacionados aos
431 ciclos de Milankovitch, ou seja, a obliquidade da eclíptica, precessão dos equinócios e
432 excentricidade da órbita terrestre.

433

434 Para a Amazônia, essas alterações nas condições climáticas durante o
435 Quaternário têm refletido em diversas interpretações de caráter paleoambiental, e
436 devido a isso, tem sido motivo de muitas discussões no meio científico. Enquanto
437 alguns autores defendem a ideia de que a região Amazônica foi mais seca durante o
438 Pleistoceno (Absy et al., 1991, Barbosa e Ferreira, 2004; Ledru et al., 1998), outros
439 autores acreditam que foi uma época mais úmida (Baker et al., 2001; Behling et al.,
439 2001, 2002; Colinvaux et al., 1996; Kastner, Goñi 2003).

440

441 As plantas fósseis tem sido excelentes *proxies* para reconstruções
441 paleoambientais e de paleoclimas continentais (Francis et al., 2008). No Brasil, esse

442 tema tem despertado grande interesse, porém ainda há uma grande escassez de
443 pesquisas sobre carvão vegetal macroscópico. Esse é o primeiro registro de madeira
444 carbonizada descrito para a Formação Boa Vista, e portanto, representa uma evidência
445 direta de que as condições paleoclimáticas foram favoráveis à ocorrência desses eventos
446 durante o Quaternário. A única evidência de paleoincêndio registrada para a Bacia do
447 Tacutu se restringe à Formação Serra do Tucano (Cretáceo Inferior), relatada por Santos
448 et al. (2016), através da ocorrência de charcoal de afinidade taxonômica gimnospérmica.

449 O material estudado apresentou características diagnósticas bastante restritas,
450 porém as estruturas anatômicas dos lenhos observadas sob microscópio eletrônico de
451 varredura (ver figura 05), demonstraram predominância de tecido condutor relacionado
452 ao grupo das angiospermas, sendo possível reconhecer elementos de vaso com
453 pontoações multisseriadas abertas e distribuídas em variadas formas, além da ocorrência
454 de feixes radiais e células parenquimáticas (Luttge et al., 2005; Wheeler et al., 2007).
455 Alguns fragmentos apresentaram estruturas extremamente danificadas em função da
456 intensa impregnação dos sedimentos nas amostras, o que dificultou a identificação de
457 alguns caracteres diagnósticos, outros permanecem indeterminados pois encontram-se
458 bastante fragmentados e comprimidos.

459 As paredes celulares apresentam-se totalmente homogeneizadas com quebras na
460 região da lamela média e rachaduras nas paredes (figura 05), sugerindo que esses lenhos
461 foram expostos a incêndios de baixas temperaturas, não muito intensos, em torno de
462 340° e 400°C, ou a um curto intervalo de tempo de queima (Owens, 1998; Jones e
463 Chaloner, 1991). Scott (2010) afirma que além da homogeneização das paredes
464 celulares com lamelas em temperaturas acima de 325°C, outros tecidos vegetais e
465 elementos não lenhosos como fungos tornam-se homogeneizados, apresentando
466 reflectância crescente com o aumento de temperatura.

467 As estruturas "*bogen*" ou "*estrela*" (paredes celulares bem definidas, com as
468 cavidades celulares vazias) observadas em luz refletida (figura 06), indicam pressão de
469 compactação, reflexo do ajuste das fibras do lenho para se acomodar a mudanças de
470 estresse associado ao colapso plástico, onde as várias estruturas associadas as fibras vão
471 se comprimindo e deformando, sendo esmagadas e empurradas uma para outra (Gamson
472 et al., 1993).

473 Pelo tamanho das partículas, estes fragmentos grandes seriam restos lenhosos
474 ricos em lignina que foram oxidados pelo incêndio e seus restos incorporados
475 posteriormente pelos sedimentos fluviais. A deposição dos fragmentos de fusênios

476 (carvão vegetal) relativamente grandes e angulosos com ocorrência em formações
477 litológicas de lamitos e arenitos é concordante com lenhos pouco transportados em
478 fluxos fluviais (Sweeney et al, 2009). Considerando a dimensão centimétrica dos
479 carvões e a intensidade do transporte em pequenas distancias é provável que eles sejam
480 provenientes da queima de alguns galhos (Jones e Challoner, 1991).

481 Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ disponíveis nos fragmentos de carvão dos três afloramentos
482 estudados apresentaram um empobrecimento do sinal isotópico, com valores entre
483 25,75‰ e -26,67‰, indicando exclusividade de queima das plantas com ciclo
484 fotossintético C_3 (arbustos, arbórea e algumas Poaceae), visto que a média dessas
485 plantas é de -27‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). Esses valores demonstram típicos
486 padrões de arbustos C_3 , que possivelmente constituem também a formação vegetal atual
487 da área, representada por elementos que compõem a savana, e pode estar associado a
488 condições de clima mais seco ou menos úmido durante o Holoceno inferior e médio.
489 Análises palinológicas, antracológicas e dados de ^{13}C da MOS, indicaram que a
490 vegetação de savana na região de Boa Vista foi predominante no passado e
491 demonstraram poucas mudanças para os últimos 3.650 anos AP (Absy et al., 1997;
492 Desjardins et al., 1996). Assim, os dados isotópicos obtidos neste trabalho corroboram
493 semelhança com estudos anteriores, como demonstrado pelos autores supracitados.

494 As idades dos fragmentos concentraram-se entre 3.200 e 4.820 anos cal AP,
495 sugerindo dois episódios de paleoincêndios para essa região. A cronologia desses
496 eventos coincide com outros registrados na bacia Amazônica que compreendem
497 intervalos semelhantes. Os fragmentos datados ao sul da Venezuela e nos estados do
498 Amazonas, Pará, Rondônia e Mato Grosso no Brasil foram atribuídos a eventos de
499 incêndios e relacionados com trocas de vegetação de floresta durante esse período
500 (Cordeiro et al., 2008; Goulart et al., 2017; Pessenda et al., 1998a, 1998b; Sifeddine et
501 al.,1994; Sifeddine, 2014), onde severas secas têm sido documentadas na Amazônia,
502 entre 8.000 e 4.000 anos cal AP (Mayle e Power, 2008).

503 Apesar da diferença de profundidade em que os fragmentos se encontram,
504 sugere-se que os episódios de incêndios estejam associados a eventos climáticos,
505 possivelmente de um período mais seco ocorridos durante o Holoceno médio, ligados
506 com históricos de fogo descritos para a Amazônia relacionados à registros de alterações
507 climáticas globais. Um desses eventos é o período de Ótimo Climático, ocorrido entre
508 5.600 e 2.500 anos atrás, momento em que a temperatura média da Terra foi mais
509 elevada dentro do último ciclo, fase que marca o início da reumidificação na Transição

510 Pleistoceno/Holoceno com seu ápice em torno de 7.000 anos AP (Sant'Anna Neto e
511 Nery, 2005).

512 Um dos episódios coincide também com períodos de aridez tropical
513 documentado na África Ocidental, bacia do Amazonas, Equador e região do
514 Caribe/Bermudas ocorrido entre 3.500 e 2.500 anos cal AP (Haug et al., 2001). Além
515 disso, eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS) sugerem condições similares àquelas
516 encontradas nos dias atuais em eventos de El Niño, com condições de seca em algumas
517 regiões da bacia Amazônica entre 8.900 e 4.500 anos AP (Moy et al., 2002; Riedinger et
518 al., 2002; Sifeddine et al., 2001). A confirmação da veiculação entre o incêndio
519 detectado localmente com fenômeno El Niño (ENOS) necessita ratificação através do
520 aumento da amostra estatística regional.

521 Diferentes proxies e modelos climáticos (modelos de circulação geral) têm
522 demonstrado que o clima amazônico durante o UMG (Último Máximo Glacial) foi
523 complexo ao longo da bacia e generalizadamente mais úmido que hoje, em resposta às
524 forçantes orbitais e posição da Zona de Convergência Intertropical (Baker et al., 2001;
525 Bush et al., 2002; Sylvestre, 2009; Van Breukelen et al., 2008; Wang et al., 2017). Esses
526 estudos indicam que as condições ambientais foram favoráveis para o estabelecimento
527 de uma floresta similar à floresta atlântica costeira (com menores temperaturas que a
528 floresta equatorial), e que em algumas porções da bacia mantiveram-se refúgios de
529 floresta quente (Arruda et al., 2018), como já havia citado Haffer (1969). Com
530 aquecimento e o fim da glaciação, os táxons foram então substituídos (Reis et al., 2017).
531 Demais pesquisas corroboram com essa hipótese e demonstram que as vegetações
532 brasileiras sofreram efeitos em diferentes graus com as alterações climáticas do UMG, e
533 posteriormente, com o fim da glaciação houve uma maior distribuição das vegetações
534 sazonais, seguindo o aquecimento do início do Holoceno (Arruda et al., 2018; Mayle,
535 2004; Werneck et al., 2011; Whitney et al., 2011). Devido à maior complexidade
536 climática da bacia amazônica, essa possivelmente experimentou maiores alterações da
537 cobertura vegetal. Já as demais formações podem ter tido sua dinâmica restrita às
538 regiões ecotonais (Arruda e Schaefer, 2020).

539 A origem das fitofisionomias que compõem os atuais lavrados de Roraima pode
540 ser explicada como o resultado de interações edafoclimáticas ocorridas ao longo dos
541 períodos glaciais e interglaciais, associadas principalmente ao tipo de solo e dinâmica
542 de flutuação do lençol freático (Amorim, 2017), fortalecendo a hipótese de que essa
543 paisagem foi construída em um clima de savana bastante seco, com tendência a

544 semiárido, onde a sedimentação da Formação Boa Vista foi predominantemente rápida
545 com baixo transporte, representando ambiente de extensos pedimentos varridos
546 ocasionalmente por enxurradas profusamente distribuídas, diretamente ligada a eventos
547 tectônicos, erosionais e flutuações climáticas do passado (Schaefer e Vale Júnior 1997).

548 A presença da linha de pedra em um dos afloramentos fortalece a hipótese de
549 uma fase mais quente/árida para essa região nesse período e denotam proximidade das
550 áreas fontes. A formação desses paleopavimento geralmente estão relacionadas a ciclos
551 erosivos, impulsionados por condições semiáridas, que causaram a destruição das
552 crostas lateríticas estabelecidas sobre rochas, como xistos, ganisses e quartzitos com
553 veios de quartzo parcialmente intemperizados, promovendo o rebaixamento progressivo
554 da topografia, esculpindo morros sustentados por crostas e veios mais resistentes a
555 erosão, e a formação de vales abertos sob savanas (Meneses et al., 2012).

556 Outros eventos de incêndios foram registrados para Roraima, evidenciando que
557 o fogo tem sido um fator relevante na dinâmica composicional entre savana e floresta.
558 Os estudos concentram-se na região norte e noroeste do estado. Duas dessas pesquisas
559 indicam que o acúmulo de carvão em áreas de savana está relacionado a disponibilidade
560 de biomassa com a alta variabilidade espacial com estoque de carbono e é controlado
561 pela distância da fonte de ignição (Carvalho et al., 2018; Turcios et al., 2016).

562 Estudos realizados com pólenes e registros sedimentológicos na região de
563 Amajari mostraram que durante os últimos 1550 anos AP os incêndios, provavelmente
564 de origem antropogênica, foram frequentes, influenciando o desenvolvimento deste
565 mosaico savana-floresta, mesmo em condições úmidas (Meneses et al; 2013; 2015).
566 Outros dois eventos de incêndios regionais foram verificados na região da serra do
567 Tepequém. Um, de cerca de 7.570 a 6.190 anos AP, indicou um período relativamente
568 seco em função do domínio de vegetação de savana e pequenas manchas de floresta.
569 Uma outra fase, de 6.190 a 4.900 anos AP, mostrou que nesse período a floresta se
570 expandiu, enquanto a savana se reduziu (Rodrigues-Zorro et al., 2017).

571 Essas pesquisas fortalecem ainda mais a probabilidade de que em diversos
572 momentos regiões de savana estavam mais propícias à ocorrência de incêndios, e que
573 esses episódios poderiam ser ainda resultantes de um mega incêndio, desencadeando
574 uma rede natural se alastrando por diversos pontos dentro da savana de Roraima. Esses
575 episódios podem estar também diretamente ligados às mudanças climáticas originadas
576 de fenômenos naturais, porém, não se pode descartar a possibilidade de causas
577 antropogênicas.

578 Em estudo sobre as queimadas modernas na savana de Roraima, Barbosa e
579 Fearnside (2005) demonstraram que as maiores ocorrências de incêndios estão
580 concentradas nas proximidades das sedes das fazendas de gado e das aldeias indígenas.
581 Segundo os autores, os incêndios nas savanas de Roraima são tipicamente
582 antropogênicos, pois os relâmpagos (causa potencial de incêndios naturais) na
583 Amazônia são quase sempre acompanhados de chuva, reduzindo a chance de acender
584 um fogo natural. No entanto, os incêndios atuais geralmente são desencadeados durante
585 a estação seca (outubro a março), quando a região apresenta condições favoráveis para
586 geração de focos de calor, destacando-se principalmente nos meses de setembro,
587 fevereiro e março, enquanto que no período chuvoso (abril a setembro), os focos de
588 calor são muito baixos (Barbosa, 1997; Lima et al, 2009).

589 Roraima é o estado que atualmente contempla a maior área de savana da
590 Amazônia Brasileira, e é de considerável interesse, tanto pela variedade de vegetação,
591 como pela perspectiva de explicar o equilíbrio entre floresta e savana. Estudos relatam
592 que a configuração atual favorece o avanço da floresta sobre a savana (Dejardins, 1996;
593 Meneses et al., 2015; Sette Silva, 1993), assim como tem sido demonstrado em outras
594 regiões similares a esta na América do Sul (Burbridge et al., 2004; Freitas et al., 2001).
595 As condições de umidade nos vales abertos sob savanas no Holoceno tardio,
596 propiciaram o desenvolvimento e rápida instalação de veredas sobre solos arenosos
597 promovendo a atual configuração da paisagem marcada por ilhas de florestas em matriz
598 savânica e retalhos de savana envolvidos por florestas (Meneses et al., 2012).

599 Por outro lado, é importante ressaltar que os incêndios atuais em áreas entre
600 savana e floresta podem desencadear uma série de efeitos ecológicos, como mudanças
601 na biomassa, estoque de nutrientes, alterações do ciclo hídrico e a redução do número de
602 espécies de grupos de animais e de plantas nativas. Os incêndios podem, também, estar
603 afetando os padrões climáticos tanto numa escala regional, pela sua contribuição na
604 emissão de gases de efeito estufa, e no balanço de energia. Além disso, o fogo aumenta
605 a inflamabilidade das paisagens Amazônicas e inicia um ciclo de retroalimentação
606 positiva pelo qual as florestas tropicais são gradualmente substituídas por uma
607 vegetação mais propensa ao fogo (Nepested et al., 1999).

608 É importante ressaltar que o fogo foi e continua sendo primordial para a
609 evolução e modelagem das diversas paisagens que compõem o planeta Terra, visto que
610 ele desempenha um papel fundamental nos padrões e processos do ecossistema global e
611 influencia diretamente na dinâmica estrutural e florística da vegetação, no ciclo do

612 carbono e no clima (Bond 2015; Bond e Midgley, 2012; Kraft et al., 2015). Contudo,
613 esse processo pode ser acelerado em virtude das atividades antropogênicas, que utilizam
614 o fogo para fins agrícolas e conseqüentemente mudam sua frequência natural em todo o
615 mundo (Bowman et al., 2009). Atualmente, formações vegetais propensas ao fogo,
616 como as savanas, cobrem cerca de 40% da superfície terrestre (Bond e Keeley, 2005).

617

618

619 **6. Conclusão**

620

621 Sob o aspecto da dinâmica deposicional, os sedimentos da Formação Boa Vista
622 foram depositados de forma episódica, formando uma extensa superfície plana e
623 levemente ondulada em que posteriormente se desenvolveu uma ampla cobertura
624 vegetal marcada por episódios climáticos globais ao longo do tempo geológico recente.
625 As idades obtidas pelo método LOE definem um espectro temporal amplo para esses
626 depósitos da Formação Boa Vista, onde a cronologia registrada demonstra que os
627 sedimentos foram assentados do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior. Essas
628 idades são estratigraficamente coerentes e de elevada confiabilidade do ponto de vista
629 metodológico.

630 A interpretação paleoambiental destaca dois episódios de incêndios durante o
631 Holoceno Médio, período em que as condições climáticas globais foram propícias para
632 geração de fontes de ignição, que afetaram muitas regiões da Amazônia brasileira. O
633 aspecto geral dos fragmentos de carvão vegetal implica que o processo de queima
634 envolvia principalmente temperaturas baixas, prevalecendo paredes celulares
635 homogêneas, indicando vigência de incêndios de superfície, de caráter regional de
636 baixa intensidade (em torno de 400°C) que se propagaram rapidamente e se extinguiram
637 em curtos intervalos de tempo.

638 O conjunto de dados apresentados nessa pesquisa constitui-se como a primeira
639 aproximação entre indicadores cronoestratigráficos e *proxies* paleoclimáticos regionais
640 correspondentes ao Holoceno Médio/Superior para a região. Embora os dados sejam
641 significativos, as correlações são ainda imprecisas para se estabelecer interpretações
642 mais acuradas sobre o cenário evolutivo da paisagem dessa região. Para elucidar
643 questões mais relevantes, enfatiza-se a necessidade de desenvolvimento de pesquisas
644 dessa natureza em áreas com características semelhantes, com a experimentação de
645 outras técnicas e paleoindicadores, com o propósito de se avaliar os efeitos das

646 alternâncias ou pulsos climáticos sobre a dinâmica dos sistemas fluviais em ambientes
647 dessa natureza no estado de Roraima.

648 **Agradecimentos**

649 Os autores agradecem a bolsa de mestrado concedida pela Universidade Federal de
650 Roraima por meio do edital de ações afirmativas, ao Programa de Pós-graduação em
651 Recursos Naturais da Universidade Federal de Roraima, e a Coordenação de
652 Aperfeiçoamento de pessoal e de Nível Superior (Capes) pelo suporte. Ao Laboratório
653 Aberto de Física Nuclear do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IF-USP)
654 pelas datações e ao Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da
655 Universidade de Brasília – LAIS/IG/UnB pelas análises isotópicas, com colaboração do
656 professor Elton Luiz Dantas.

657

658 **Referências**

659

660 Absy, M.L., Cleef, A., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifedine, A., Ferreira da
661 Silva, M., Soubies, K., Turq, K., Van Der Ham-Men, T., 1991. Mise en évidence de
662 quatre phases d’ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l’Amazonie au cours des
663 60.000 dernières années. Première comparaison avec d’autres régions tropicales.
664 Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, 312, 673-678.

665

666 Absy M.L., Prance G.T., Servant M.E., Miranda I.S., 1997. Registros Palinológicos em
667 sedimentos do Holoceno e vegetação atual em Roraima. In: Barbosa R.I., Ferreira
668 E.J.G., Castellón E.G. (Eds). Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima,
669 Manaus, INPA. pp. 463-480.

670

671 Ambtec,1994. Roraima - o Brasil do hemisfério norte: diagnostico científico e
672 tecnológico para o desenvolvimento. Fundação do Meio Ambiente e Tecnologia de
673 Roraima, Boa Vista.

674

675 Amorim, J. E. L. 2017. Características geoambientais da Bacia hidrográfica do igarapé
676 água boa do bom entendo, Boa Vista, Roraima. Revista Geosaberes. 9, 1-13.
677 <https://doi.org/10.26895/geosaberes.v9i17.592>

678

679 Andreae, M.O. 1991. Biomass burning: its history, use, and distribution and its impact.
680 In: LEVINE, J. S (Eds). Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and
681 Biospheric Implications. Cambridge. pp. 1-21.

682

683 Arruda, D. M., Schaefer, C. E. G. R., Fonseca, R. S., Solar, R. R. C., Fernandes-Filho,
684 E. I., 2018. Vegetation cover of Brazil in the last 21 ka: New insights into the
685 Amazonian refugia and Pleistocenic arc hypotheses. Global ecol. biogeogr. 27, 47-56.
686 <https://doi:10.1111/geb.12646>

687

688 Arruda; D.M., Schaefer, C. E. G. R., 2020. Dinâmica climática e biogeográfica do Brasil
689 no Último Máximo Glacial: o estado da arte. Estudos avançados. 34, 187-197. <https://doi.org/10.1590/s0103-4014.2020.3498.012>

690

- 691
692 Attiwill, P.M., 1994. The disturbance of forest ecosystems: the ecological basis for
693 conservative management. *For. Ecol. Manag.* 63, 247-300. [https://doi.org/10.1016/0378-](https://doi.org/10.1016/0378-1127(94)90114-7)
694 [1127\(94\)90114-7](https://doi.org/10.1016/0378-1127(94)90114-7)
695
696 Barbosa, R. I., 1997. Distribuição das chuvas em Roraima. In: Barbosa. R. I; Ferreira,
697 E. J. G.; Castellón, E. G. (Eds). *Homem, ambiente e ecologia no Estado de Roraima.*
698 *Manaus.* pp. 325-334.
699
700 Barbosa, R.I.; Ferreira, C.A.C., 2004. Biomassa acima do solo de um ecossistema de
701 “campina” em Roraima, norte da Amazônia brasileira. *Acta Amazônica.* 34, 577-586.
702 <https://doi.org/10.1590/S0044-59672004000400009>
703
704 Barbosa R. I., Fearnside P. M., 2005. Fire frequency and area burned in the Roraima
705 savannas of Brazilian Amazonia. *For. Ecol. Manag.* 204, 371–384.
706 <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.09.011>
707
708 Barbosa, R. I., Campos, C., Pinto, F., Fearnside, P. M., 2007. Os “Lavrados” de
709 Roraima: Biodiversidade e Conservação de savanas Amazônica Brasileiras. *Funct*
710 *Ecosyst Commun.* 1, 29-41.
711
712 Barbosa, R.I.; Campos, C., 2011. Detection and geographical distribution of clearing
713 areas in the savannas (‘lavrado’) of Roraima using Google Earth web tool. *Jour. Geogr.*
714 *and Reg. Plann.*, 4, 122-136. <https://repositorio.inpa.gov.br/handle/1/22421>

715 Baker, P. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Dunbar, R. B., Grove, M. J., Tapia, P. M.,
716 Cross, S. L., Rowe, H. D., Broda, J. M., 2001. The history of South American tropical
717 precipitation for the past 25,000 years. *Science.* 291, 640-643.
718 <https://doi:10.1126/science.291.5504.640>
719
720 Behling, H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuca
721 region (eastern Amazonia) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Veget.*
722 *Hist. Archaeob.* 10, 175-183. <https://doi.org/10.1007/PL00006929>
723
724 Behling, H., 2002. Carbon storage increases by major forest ecosystems in tropical
725 South America since the Last Glacial Maximum and the early Holocene. *Global and*
726 *Planetary Change.* 33, 107-116. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00065-6)
727
728 Bond, W.J., Keeley, J.E., 2005. Fire as a global ‘herbivore’: The ecology and evolution
729 of flammable ecosystems. *Trends Ecol. Evol.* 20, 387–394.
730 <https://doi.org/10.1016/j.tree.2005.04.025>
731
732 Bond, W.J., Midgley, G.F., 2012. Carbon dioxide and the uneasy interactions of trees
733 and savannah grasses. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 367, 601–612.
734 <https://doi.org/10.1098/rstb.2011.0182>
735
736 Bond, W.J., 2015. Fires in the Cenozoic: a late flowering of flammable ecosystems.
737 *Front. Plant Sci.* 5, 1–11. <https://doi.org/10.3389/fpls.2014.00749>.
738
739 Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A.,

- 740 D'Antonio, C.M., Defries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J.E.,
741 Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I.,
742 Scott, A.C., Swetnam, T.W., Van der Werf, G.R., Pyne, S.J., 2009. Fire in the Earth
743 System. *Science*. 324, 481-484. [https://doi.org/ 10.1126/Science.1163886](https://doi.org/10.1126/Science.1163886).
744
- 745 Burbridge, R.E., Mayle, F. E., Killeen, T. J., 2004. Fifty-thousand-year vegetation and
746 climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quat. Res.*
747 61, 215-230. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.12.004>
748
- 749 Bush, M. B., Miller, M. C., De Oliveira, P. E., Colinaux, P. A., 2002. Orbital forcing
750 signal in sediments of two Amazonian lakes. *Journ. Paleolimn.* 27, 341-352.
751 <https://doi.org/10.1023/A:1016059415848>
752
- 753 Carneiro Filho, A., 1991. Contribution to the study of the forest-savanna mosaic in the
754 area of Roraima, northern Amazon basin, Brazil. Geopedologic. approach. Master's
755 Thesis, University of Enschede, Netherlands.
756
- 757 Carvalho, T. M., 2014, Sistemas e Ambientes Denudacionais e Agradacionais, uma
758 primeira aproximação para o Estado de Roraima, Norte da Amazônia. *Revista Acta*
759 *Geográfica*. 8, 16, 77- 98. <http://dx.doi.org/10.5654/acta.v8i16.2452>
760
761
- 762 Carvalho, L. C. S., Fearnside, P. M., Nascimento, M. T., Barbosa, R. I., 2018. Amazon
763 soil charcoal: Pyrogenic carbon stock depends of ignition source distance and forest
764 type in Roraima, Brazil. *Glob. chang. biol.* 24, 4122-4130. [https://doi:](https://doi:10.1111/gcb.14277)
765 [10.1111/gcb.14277](https://doi:10.1111/gcb.14277)
766
- 767 Clarke, M. L., Rendell, H. M., Wintle, A. G., 1999. Quality assurance in luminescence
768 dating. *Geomorphology*. 29, 173– 185. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00013-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00013-6)
769
770
- 771 Colinvaux, P. A., de Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C., Bush, M. B., 1996.
772 Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times.
773 *Science*. 274, 85-88. [https://doi.org 10.1126/science.274.5284.85](https://doi.org/10.1126/science.274.5284.85)
774
- 775 Cordeiro, R.C., Turc, B., Suguio, K., Oliveira da Silva, A., Sifeddine, A.,
776 Volkmer_ribeiro, C., 2008. Holocene fires in east Amazônia (Carajás), new evidences,
777 chronology and relation with paleoclimate. *Glob. Planet. chang.* 61, 49-
778 62. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.005>
779
- 780 Costa, J.B.S., Pinheiro, R. V. L., Reis, N. J., Pessoa, M. R., Pinheiro, S. da S., 1991.
781 Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada geométrica do cinturão de
782 cisalhamento Guiana central. *Revista Brasileira de Geociências*, 10, 119-130.
783
- 784 Costa Júnior, M. P., 2008. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo
785 Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no Litoral Norte da Bahia – município de
786 Conde. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador.
787
- 788 CPRM. 2004. Bacias Sedimentares - Mapa de localização. Bonfim. Mapa, color. Escala
789 1:700.000.

- 790
791 Desjardins, T., Carneiro-Filho, A., Mariotti, A., Chauvel, A., Girardin, C., 1996.
792 Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene
793 revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. *Oecologia*.108,749–756.
794 <https://doi.org/10.1007/BF00329051>
795
- 796 Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M.,1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia
797 do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 2, 193-208.
798
- 799 Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M.,1990. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do
800 Tacutu. In: Gabaglia, G.P.R.; Milani, E. J. *Origem e evolução de bacias sedimentares*.
801 Rio de Janeiro: Petrobrás, pp. 197-220.
802
- 803 Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M.; Feijó, F. J.,1994. Bacia do Tacutu. *Boletim de*
804 *Geociências da PETROBRÁS S.A.* Rio de Janeiro.8, 83-89.
805
- 806 Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). 1997. Manual de métodos de
807 análise de solos. Rio de Janeiro.
808
- 809 Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in
810 sedimentary-rock nomenclature. *J. Geol.* 62, 344-
811 359.<https://www.jstor.org/stable/30065016>
812
- 813 Folk, R. L.; Ward, W., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size
814 parameters. *J. Sediment. Res.* 27, 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
815
- 816 Forman, S. L., 1989. Applications and limitations of thermoluminescence to date
817 quaternary sediments. *Quat. Int.* 1, 47-59.[https://doi.org/10.1016/1040-6182\(89\)90008-](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90008-6)
818 [6](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90008-6)
819
- 820 Francis, J.E., Marensi, S., Levy, R. Hambrey, M., Thorn, V. C., Mohr, B., Brinkhuis,
821 H., Warnaar, J., Zachos, J., Bohaty, S., Deconto, R., 2008. From Grenhouse to Icehouse
822 - The Eocene/Oligocene in Antarctica. In: Florindo, F., Siebert, M. (Eds.). *Developments*
823 *in Earth and Environmental Sciences*. Elsevier. pp. 309-367.
824 [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(08\)00008-6](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(08)00008-6)
825
- 826 Freitas, H. A., Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Gouveia, S. E. M., De Souza Ribeiro,
827 A., Boulet, R., 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon
828 Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter.*Quatern Res.* 55, 39-46.
829 [doi:10.1006/qres.2000.2192](https://doi.org/10.1006/qres.2000.2192).
830
- 831 Friis, E.M., Pedersen, K. R., Crane, P. R., 2006. Cretaceous angiosperm "owers:
832 innovation and evolution in plant reproduction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*
833 *Palaeoecol.* 232, 251-293. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.07.006>
834
- 835 Gamson, P. D., Beamish, B. B., Johnson, D. P., 1993. Coal microstructure and
836 micropermeability and their effects on natural gas recovery. *Fuel.* 72, 87–
837 99.[https://doi.org/10.1016/0016-2361\(93\)90381-B](https://doi.org/10.1016/0016-2361(93)90381-B).
838
839

- 840 Glasspool, I.J., Edwards, D., Axe, L., 2004. Charcoal in the Silurian as evidence for the
841 earliest wildfire. *Geology*. 32, 381-383. <https://doi.org/10.1130/G20363.1>
842
- 843 Grocke, D.R., 2002. The carbon isotope composition of ancient CO₂ based on
844 higherplant organic matter. *The Royal Society*. 360, 633-658.
845 <https://doi.org/10.1098/rsta.2001.0965>
846
- 847 Goulart, A. C., Macario, K. D., Scheel-Ybert, R., Alves, E. Q., Bachelet, C., Pereira, B.
848 B., Levis, C., Marimon Junior, B. H., Marimon, B. S., Quesada, C. A., Feldpausch, T.
849 R., 2017. Charcoal chronology of the Amazon forest: A record of biodiversity preserved
850 by ancient fires. *Quat Geochronol.* 41, 180–186. [https://doi.org/10.](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.005)
851 [1016/j.quageo.2017.04.005](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.005)
852
- 853 Haffer, J., 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, 165, 131-7. doi:
854 [10.1126/science.165.3889.131](https://doi.org/10.1126/science.165.3889.131)
855
- 856 Haug, G. H., Hughen, K., A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., Röhl, U., 2001.
857 Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene.
858 *Science*. 293, 304-308. [https://doi: 10.1126/science.1059725](https://doi.org/10.1126/science.1059725)
859
- 860 Huber, U.M., Markgraf, V., Schaäbitz, F., 2004. Geographical and temporal trends in
861 Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quat. Sci. Rev.* 23,
862 1079-1097. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.11.002>
863
- 864 Iawa Committee., 2004. Internacional Association of wood Anatomists. List of
865 microscopic features for softwood identification. *Iawa J.* 25, 1-70.
866
- 867 Jones, T. P.; Chaloner, W. G. 1991. Fossil charcoal, its recognition and
868 palaeoatmospheric significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 97, 39-
869 50. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90180-Y](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90180-Y).
870
- 871 Jones, T. P., Rowe, N. P., 1999. Embedding techniques: adhesive and resins. In: Jones,
872 T. P.; Rowe, N. P. (Eds), *Fossil Plant and Spores: Modern Techniques*. London:
873 Geological Society. pp. 71-75.
874
- 875 Kastner, T. P., Goñi, M. A., 2003. Constancy in the vegetation of the Amazon Basin
876 during the late Pleistocene: Evidence from the organic matter composition of Amazon
877 deep sea fan sediments. *Geology*. 31, 291-294. [https://doi.org/10.1130/0091-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031)
878 [7613\(2003\)031](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031)
879
- 880 Kauffman, M., 2008. Fragmentos de carvão (*charcoal*) como indicativo da ocorrência
881 de incêndios vegetacionais durante o Quaternário do Planalto das Araucárias, Rio
882 Grande do Sul, Brasil. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Desenvolvimento) -
883 Centro Universitário UNIVATES.
884
- 885 Kraft, N. J. B., Adler, P. B., Godoy, O., James, E. C., Fuller, S., Levine, J. M., 2015.
886 Community assembly, coexistence and the environmental filtering metaphor. *Funct.*
887 *Ecol.* 29, 592-599. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.12345>
888

- 889 Ledru, M. P., Bertaux, J., Sifeddine, A., Suguio, K., 1998. Absence of Last Glacial
890 Maximum Records in Lowland Tropical Forests. *Quat. Res.* 49, 233-237.
891 <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1953>
892
- 893 Lutge, U., Hütt, M. T., 2005. *Network Dynamics in Plant Biology: Current Progress in*
894 *Historical Perspective.* Berlin.
895
- 896 Marlon, J. R., Bartlein, p. J., Carcaillet, C., Gavin, D. G., Harrison, S. P., higuera, P. E.,
897 Joos, F., Power, M. J., Prentice, I. C., 2008. Climate and human influences on global
898 biomass burning over the past two millennia. *Nat. Geosci.* 01, 697-702.
899 <https://doi.org/10.1038/ngeo468>
900
- 901 McConnell, R. B., 1969. Fundamental fault zones in the Guiana and West African
902 Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. *Geo. Soc. Am. Bull.* 80,
903 1775-1782. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1969\)80](https://doi.org/10.1130/00167606(1969)80)
904
- 905 Mayle, F. E.; Power, M. J., 2008. Impact of a drier 520 Early-Mid-Holocene climate
906 upon Amazonian forests. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Biol. Sci.* 363, 1829-1838.
907 <https://doi:10.1098/rstb.2007.0019>
908
- 909 Mendonça Filho, J. G., Araujo, C. V., Borrego, A. G., Cook, A., Flores, D., Hackley, P.,
910 Hower, J. C., Kern, M. L., Kommeren, K., Kus, J., Mastalerz, M., Mendonça, J. O.,
911 Menezes, T. R., Newman, J., Ranasinghe, P. Souza, I. V. A. F., Suarez-Ruiz, I., Ujjié,
912 Y., 2010. Effect of concentration of dispersed organic matter on optical maturity
913 parameters: Interlaboratory results of the organic matter concentration working group of
914 the ICCP. *Int. J. coal. geo.* 84, 154-165. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2010.07.005>
915
- 916 Meneses, M.E. N. S., Costa, M. L., 2012. Caracterização mineralógica e química dos
917 regolitos de uma área de transição savana-floresta em Roraima: uma análise da evolução
918 da paisagem. *Rev. Bras. Geociênc.* 42, 42-56. [https://doi:10.5327/Z0375-](https://doi:10.5327/Z0375-75362012000500005)
919 [75362012000500005](https://doi:10.5327/Z0375-75362012000500005)
920
- 921 Meneses, M.E. N. S., Costa, M. L., Behling, H., 2013. Late Holocene vegetation and
922 fire dynamics from a savanna-forest ecotone in Roraima state, Northern Brazilian
923 Amazon. *Earth Sci.* 42, 17-26. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.007>
924
- 925 _____, Costa, M., L., Enters, D., Behling, H., 2015. Environmental changes during
926 the last millenium based on multi-proxy paleoecological records in a savanna-forest
927 mosaic from the northernmost Brazilian Amazon region. *Anais da Academia Brasileira*
928 *de Ciências*, 87, 1623-1651. <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201520130074>
929
- 930 Menezes, F. B. T., Wankler, F. L., Veloso, R. S., Gama, C. V. C., 2020. Sistemas
931 deposicionais fluviais: análise estratigráfica das unidades sedimentares da Formação
932 Boa Vista, Nordeste da Bacia do Tacutu, RR. *Rev. Geogr. Acad.* 14, 69-93. ISSN 1678-
933 7226
934
- 935 Miall, A.D., 1996. *The Geology of fluvial deposits: sedimentary fácies, basin analysis*
936 *and petroleum geology.* Germany/Italy.
937

- 938 Miranda, I. S., Absy, M. L., Rebêlo, G. H., 2003. Community Structure of woody Plants
939 of Roraima Savannahs, Brazil. *Plant ecol.* 164, 109-123.
940 <https://doi.org/10.1023/A:1021298328048>
941
- 942 Montalvão, E. R. M. G., Muniz, M. B., Issler, R. S., Dall'Agnol, R., Lima, M. I. C.,
943 Fernandes, P. E. C. D., Silva, G. G., 1975. Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha
944 NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21;
945 geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. pp. 13-
946 136.
947
- 948 Morais, R. P., 2014. Aspectos dinâmicos da paisagem do lavrado, nordeste de Roraima.
949 Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Roraima Boa
950 Vista. pp. 66.
951
- 952 Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Anderson, D. M., 2002. Variability of El
953 Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch.
954 *Nature*.420, 162-164. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
955
- 956 Murray A., Wintle A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved
957 single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* 32, 57-73.
958 [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
959
- 960 Nepstad, D. C., A. Moreira & A. A. Alencar. 1999. A Floresta em Chamas: Origens,
961 Impactos e Prevenção de Fogo na Amazônia. Programa Piloto para a Proteção das
962 Florestas Tropicais do Brasil, Brasília, Brasil.
963
- 964 Owens, M. K., Lin, C. D., Taylor Junior, C. A., Whisenant, S. G., 1998. Seasonal
965 patterns of plant flammability and monoterpenoid content in *Juniperus ashei*. *J. Chem.*
966 *Ecol.* 24, 2115-2129. <https://doi.org/10.1023/A:1020793811615>
967
- 968 Pessenda, L.C.R., Camargo, P.B., 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse
969 arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de
970 fundo. *Quím. Nova.* 14, 98-103. <http://dx.doi.org/10.21577/0100-4042.20170603>
971
- 972 Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Melfi, A. J., Boulet, R., 1996. ¹⁴C measurements in
973 tropical soil developed on basic rocks. *Radiocarbon.* 38, 203-208.
974 <https://doi:10.1016/j.yqres.2009.01.008>
975
- 976 Pessenda, L. C. R., Valencia, E. P. E., Aravena, R., Telles, E. C. C., Boulet, R., 1998a.
977 Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils. In: Wasserman, J.C.;
978 Silva-Filho, Villasboas, R. (Eds.). *Environmental geochemistry in the tropics*. Berlin.
979 pp. 7-16.
980
- 981 _____, Gomes, B. M., Aravena, R., Telles, E. C. C., Boulet, R., 1998b. ¹⁴C dating
982 and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas
983 in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon.* 40, 1013-
984 1022. <https://doi.org/10.1017/S0033822200018981>
985
- 986 _____, Ledru, M. P., Gouveia, S. E. M. N., Aravena, R., Ribeiro, A. S.,
987 Bendashsollil, J. A., Boulet, R., 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in

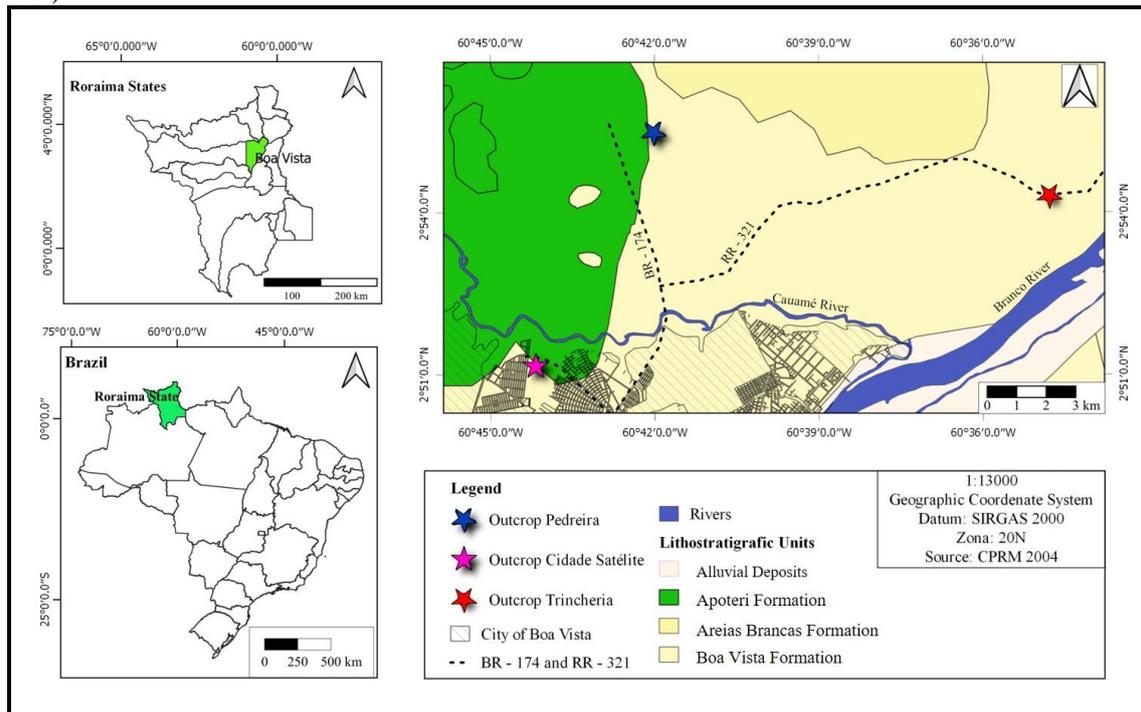
- 988 northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. The
989 Holocene. 15, 814-822. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl855ra>.
990
- 991 Reis, N. J. Faria, M. S. G., Maia, M. A. M., 2001. O quadro cenozoico da porção norte-
992 oriental do Estado de Roraima. In: Klein, E. N. et al. (Eds). Contribuições a geologia da
993 Amazônia, Belém, pp. 259-271.
994
- 995 Reis, N.J., Fraga, L. M., Almeida, M. E., 2003. Geologia Do Estado de Roraima. Rio de
996 Janeiro.
997
- 998 Reis, L. S., Guimarães, J. T. F., Souza-Filho, P. W. M., Sahoo, P. K., Figueiredo, M. M.
999 J. C., De Souza, E. B., Giannini, T. C., 2017. Environmental and vegetation changes in
1000 southeastern Amazonia during the late Pleistocene and Holocene. Quat. Int. 449, 83-
1001 105. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.031>
1002
- 1003 Riedinger, M. A., Steinitz-Kannan, M., Last, W. M., Brenner, M., 2002. A ~6100 ¹⁴C yr
1004 record of El Niño activity from the Galapagos Islands. J. Paleolimnol. 27, 1-7.
1005 <https://doi.org/10.1007/s00334-017-0605-3>.
1006
- 1007 Rodrigues-Zorro, P. A., Costa, M. L., Behling, H., 2017. Mid-Holocene vegetation
1008 dynamics with an early expansion of *Mauritia flexuosa* palm trees inferred from the
1009 Serra do Tepequém in the savannas of Roraima State in Amazonia, northwest
1010 Brazil. Veget Hist Archaeobo. 26, 445-468. <https://doi.org/10.1007/s00334-0170605-3>
1011
- 1012 Salgado-Laboriau, M. L., 1994. História ecológica da Terra. 2. ed. São Paulo.
1013
- 1014 Sant'Anna Neto, J.L., Nery, J.T., 2005. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e
1015 seus impactos regionais. In: Souza, C.R. de G., Suguio, K., Oliveira, A.M. dos S., De
1016 Oliveira, P.E. (Eds). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto. pp. 28-51.
1017
- 1018 Santos, A. C. S., Holanda, E. C., Souza, V., Guerra-Sommer, M., 2016. Evidence of
1019 paleo-wildfire from the upper lower Cretaceous (Serra do Tucano Formation, Aptian-
1020 Albian) of Roraima (North Brazil). Cretac. Res. 57, 46-49.
1021 <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.08.003>
1022
- 1023 Schaefer, C.E.R.; Vale Júnior, J.F. 1997. Mudanças climáticas e evolução da paisagem
1024 em Roraima: uma resenha do Cretáceo ao recente. In: Barbosa, R.I., Ferreira, E. J. G.,
1025 Castellon, E. G. (Eds.) Homem, Ambiente e Ecologia em Roraima. INPA, Manaus.
1026 pp.231-265.
1027
- 1028 Scott, A., 1974. The earliest conifer. Nature. 251, 707-708.
1029 <https://doi.org/10.1038/251707a0>.
1030
- 1031 _____, 2009. Forest fire in the fossil record. In: Cerdà, A., Robichaud, P. (Eds.).
1032 Fire Effects on Soils and Restoration Strategies. New Hampshire. pp. 1-37.
1033 doi:[10.1201/9781439843338-c1](https://doi.org/10.1201/9781439843338-c1)
1034
- 1035 _____, 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental
1036 analysis. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 291, 11-39.
1037 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.12.012>

- 1038 Sette Silva E. L., 1993. Inventário preliminar das espécies arbóreas das florestas dos
1039 arredores de Boa Vista (Roraima) - Uma abordagem fitossociológica. Dissertação de
1040 Mestrado. Universidade do Amazonas.
1041
- 1042 Sifeddine A., Bertrand, P., Fournier, M., Martin, L., 1994. La sédimentation organique
1043 lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie Orientale, Brésil): Relation avec
1044 les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. Bull. Soc. Géol. Fr.
1045 165, 613-621. ISSN:0037-9409.
- 1046 Sifeddine, A.; Martin, L.; Turcq, B.; Ribeiro, C.V.; Soubiès, F.; Cordeiro, R.C.; Suguio,
1047 K., 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological
1048 record covering 30,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 168, 221-235.
1049 [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00256-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00256-X)
1050
- 1051 _____, Chiessi, C. M., Cruz Junior, F. W., 2014. Informações Paleoclimáticas
1052 brasileiras. In: Ambrizzi, T., Araujo, M. (Eds). Base Científica das Mudanças climáticas
1053 – Primeiro Relatório de Avaliação Nacional. Rio de Janeiro. pp. 126-180.
1054
- 1055 Silva, M.A.G.; Porsani, M.J., 2006. Aplicação de balanceamento espectral e DMO no
1056 processamento sísmico da Bacia do Tacutu. *Rev. Bras. Geofís.* 24, 273-
1057 290. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2006000200010>.
1058
- 1059 Sweeney, I.J., Chin, K., Hower, J. C., Budd, D. A., Wolfe, D. G., 2009. Fossil wood
1060 from the middle Cretaceous Moreno Hill Formation: Unique expressions of wood
1061 mineralization and implications for the processes of wood preservation. *Int. J. coal geol.*
1062 79;1-17. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2009.04.001>
1063
- 1064 Sylvestre, F., 2009. Moisture pattern during the last glacial maximum in south America.
1065 In: Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.). *Past Climate Variability in South*
1066 *America and Surrounding Regions.* Netherlands. pp.3-27.
1067
- 1068 Tucker, M. E., 2014. Rochas sedimentares: guia geológico de campo. Porto Alegre.
1069
- 1070 Turcios, M. M., Jaramillo, M. M., Vale, J. F. Jr, Fearnside, P. M., Barbosa, R. I., 2016.
1071 Soil charcoal as long-term pyrogenic carbon storage in Amazonian seasonal forests.
1072 *Glob. chang. biol.* 22, 190-197. <https://doi:10.1111/gcb.13049>
1073
- 1074 Van Breukelen, M. R., Vonhof, H. B., Hellstrom, J. C., Wester, W. G. C., Kroon, D.,
1075 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall
1076 variation in Amazonia. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 275, 54-60.
1077 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.060>
1078
- 1079 Ward, J.V. Stanford, J.A., 1995. Ecological Connectivity in Alluvial River Ecosystem
1080 and Its Disruption by Flow Regulation. *Regulated Rivers. Regul. Riers: Res. Manag.* 11,
1081 105-119. <https://doi.org/10.1002/rrr.3450110109>.
1082
- 1083 Wang, X., dwards, LR. L., Auler, A. S., Cheng, H., Kong, X., Wang, Y., Cruz, F. W.,
1084 Dorale, J. A., Chiang, H., 2017. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands
1085 over the past 45,000 years. *Nature*, 541, 204-207. <https://doi.org/10.1038/nature20787>.

- 1086 Werneck, F. P., Costa, G. C., Colli, G. R., Prado, D. E., Sites Jr, J. W., 2011. Revisiting
1087 the historical distribution of Seasonally Dry Tropical Forests: new insights based on
1088 palaeodistribution modelling and palynological evidence. *Glob. Ecol. biogeogr.* 20,
1089 272-88. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2010.00596.x>
1090
- 1091 Wheeler, E. A., Bass, P., Gasson, P. E., 2007. A list of microscopic features for
1092 hardwood identification. *Wood Bulletin*. International Association of Wood Anatomists
1093 at the National Herbarium of the Netherlands, Leiden. 10, 219-332.
- 1094 Whitlock, C., Bianchi, M. M., Bartlein, P. J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M.,
1095 McCoy, N., 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of
1096 the Andes. *Quat. Res.* 66, 187-201. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.04.004>.
1097
- 1098 Whitney, B. S., Mayle, F. E., Punyasena, S. W., Fitzpatrick, K. A., Burn, M. J., Guillen,
1099 R., Chavez, E., Mann, D., Punnington, R. T., Metcalfe, S. E., 2011. A 45kyr
1100 palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. *Palaeogeogr.*
1101 *Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 307, 177-192.
1102 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.012>.
1103
1104

1105
1106

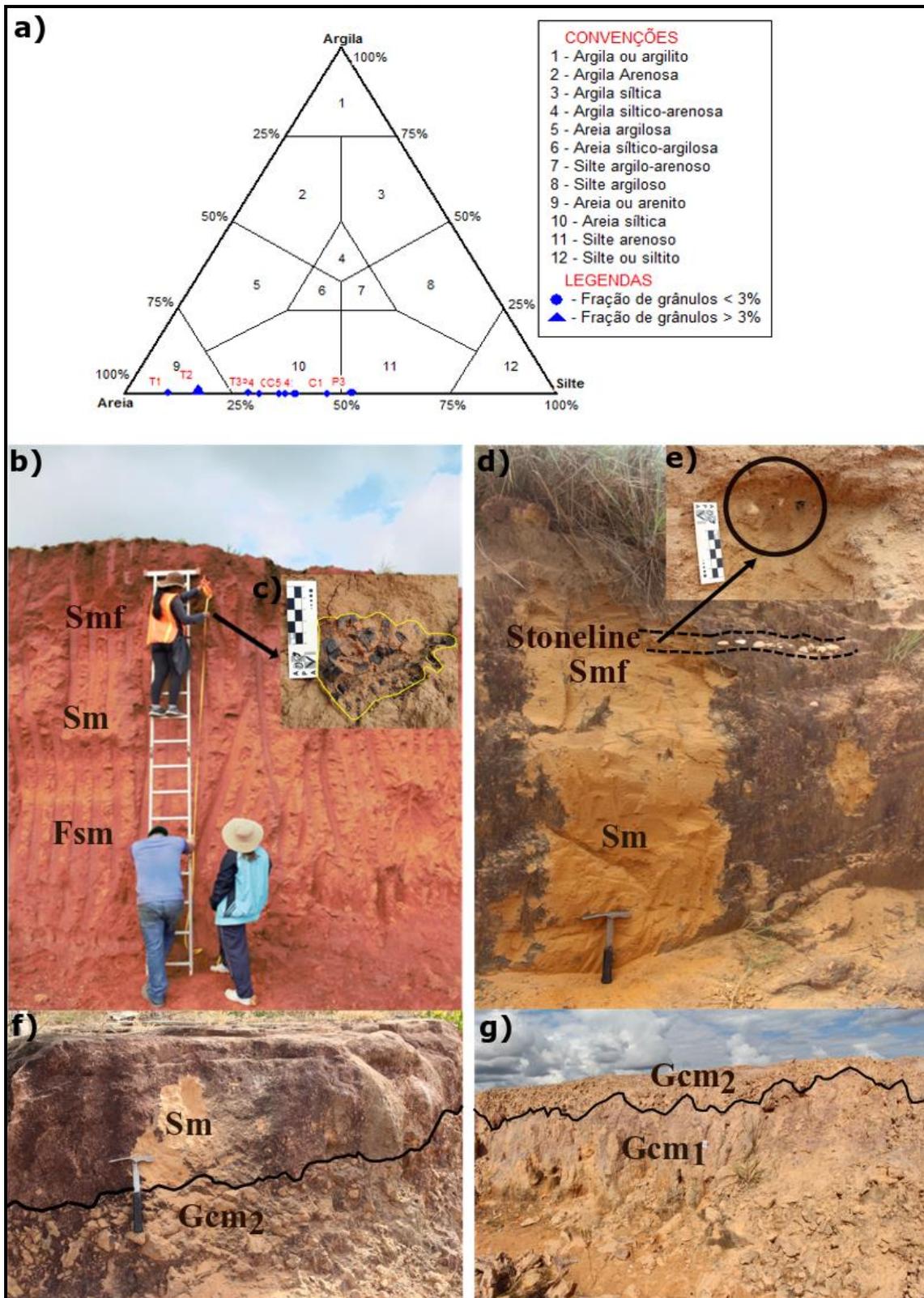
Figura 01- Mapa geológico da área indicando as três localidades estudadas (estrelas em vermelho, azul e rosa).



1107
1108
1109

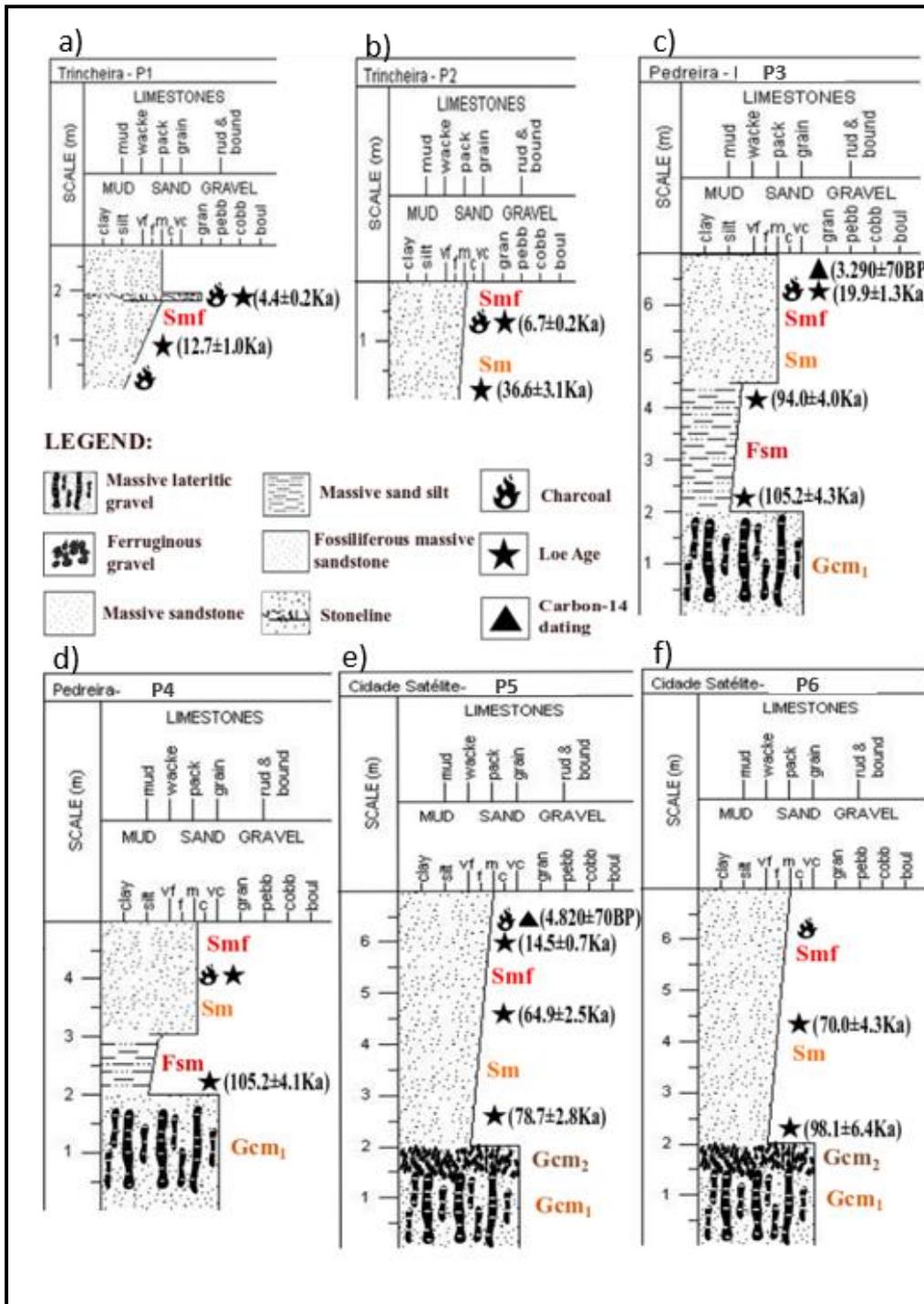
Fonte: CPRM (2004).

1110 Figura 02- a) Diagrama de Shepard indicando a granulometria predominante nos depósitos; b: seção
 1111 geológica do afloramento pedreira com suas fácies; c: detalhe de b (mostrando os fragmentos de carvão);
 1112 d) seção geológica da porção superior do afloramento trincheira evidenciando a linha de pedra;
 1113 fragmentos de carvão; e) detalhe dos contatos entre as camadas Gcm1 e Gcm2.
 1114

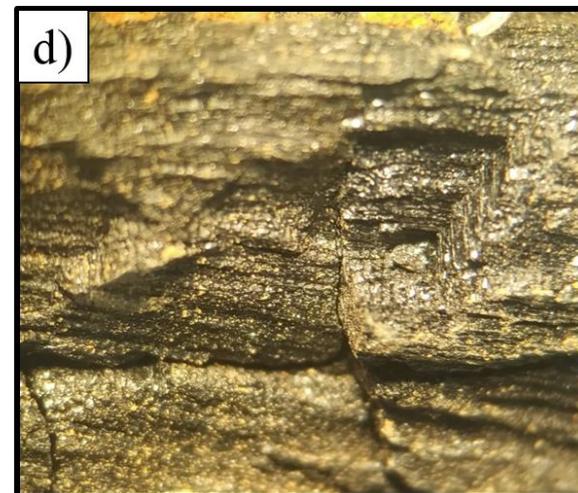
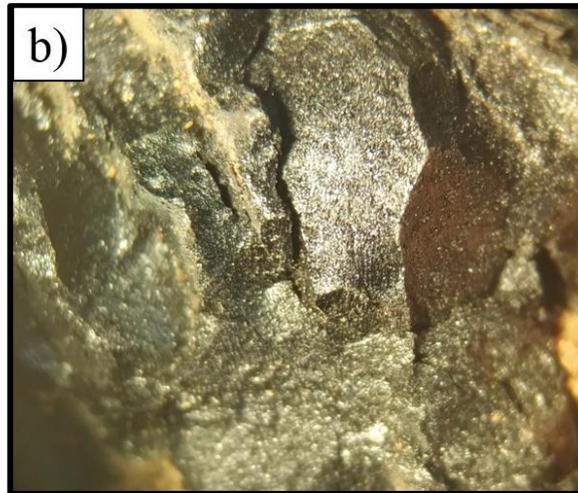
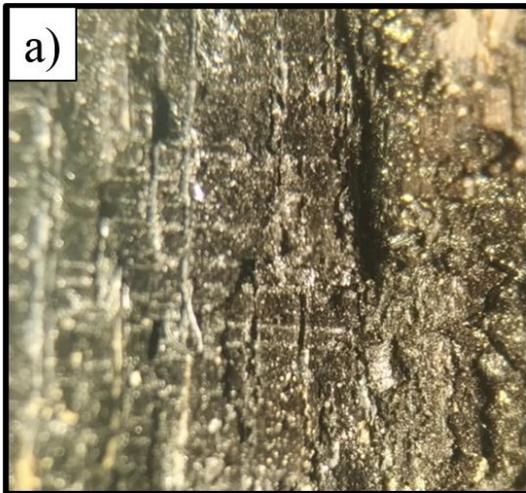


1115

1116 Figura 03 – Perfis estratigráficos indicando suas respectivas fácies e as datações LOE e ¹⁴C.
 1117

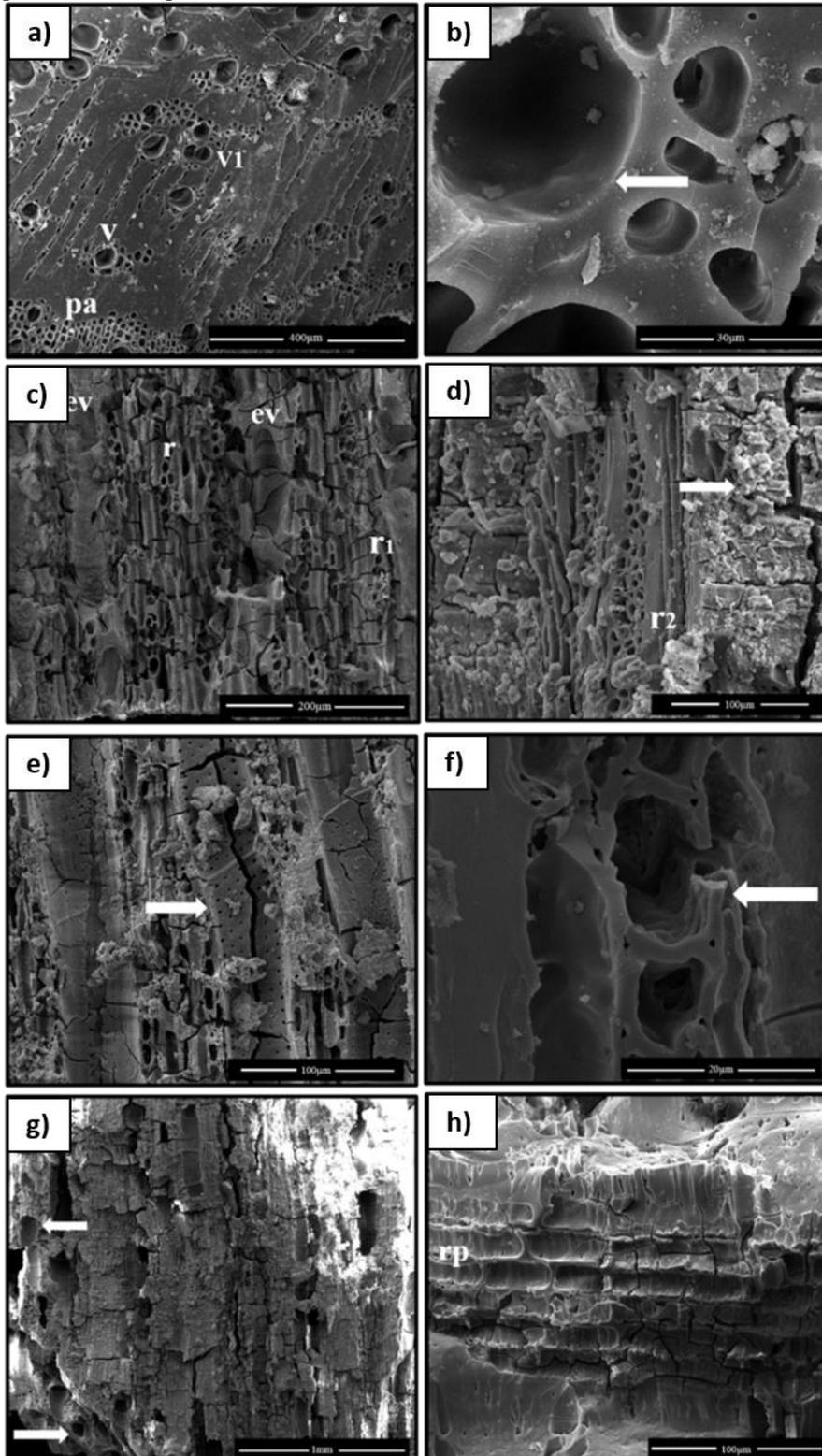


1119 Figura 04 – Fragmentos de carvão em lupa extremamente queimados demonstrando características
1120 diagnósticas de acordo com Jones e Chaloner (1991): a/b) coloração preta e brilho acetinado;
1121 quebradiça, d) fraturamento em cubos



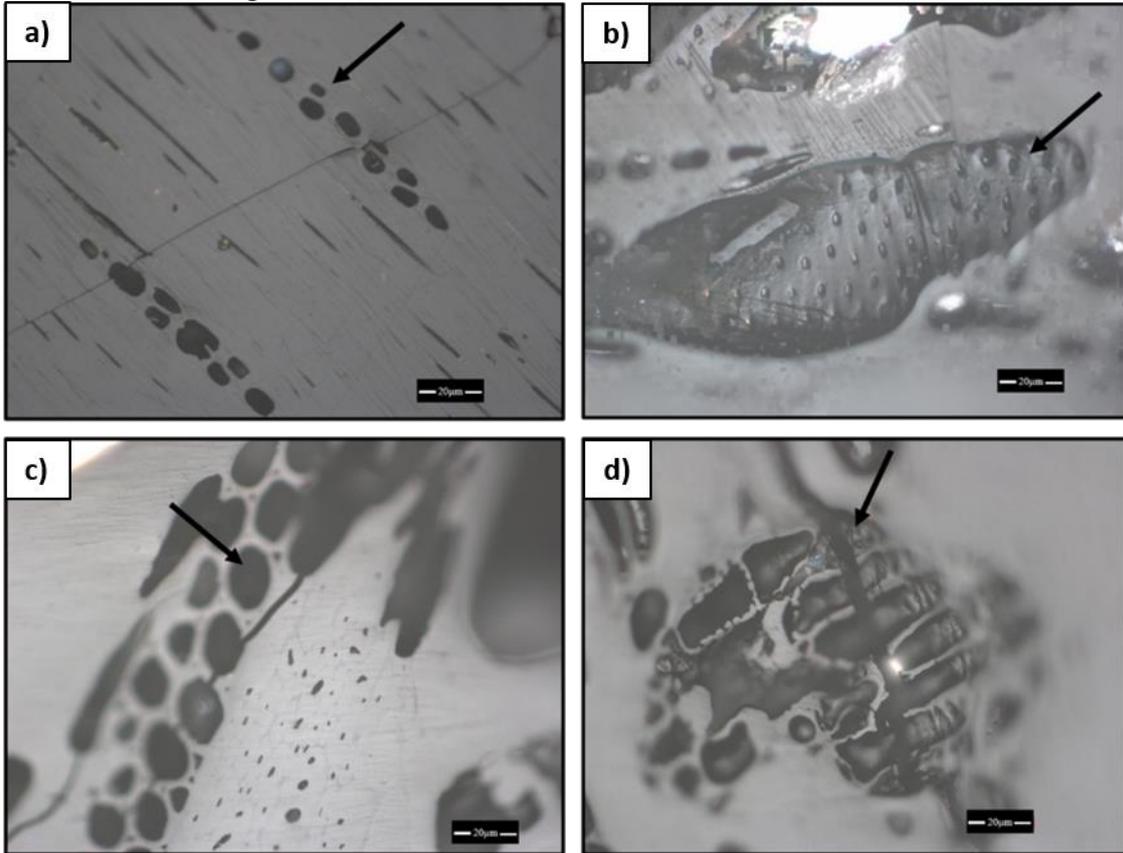
1122

1123 Figura 05- Aspecto anatômico dos fragmentos. Seção transversal (IGEO PB-581): a) parênquima axial
 1124 confluenta a losangular e vasicêntrico (pa), vasos solitários (v) e duplos (v₁) dispersos; b) paredes
 1125 celulares homogeneizadas (seta). Seção tangencial (IGEO PB-587/580/585): c) elementos de vasos
 1126 desobstruídos (ev), raios unisseriados (r) e bisseriados (r₁); d) sedimentos impregnados no fragmento
 1127 (seta), raios multisseriados (r₂); e) pontoações multisseriadas abertas com fragmentação da parede celular
 1128 (seta); f) detalhe das paredes celulares homogeneizadas e fragmentadas. Seção radial (IGEO PB-
 1129 582/587): g) tecido parenquimático com extremidades de elementos de vasos solitários (seta); h) raios
 1130 procumbentes (rp).



1131
 1132

1133 Figura 06– Micrografia em luz refletida do maceral fusinita (tonalidade esbranquiçada) dos espécimes
1134 IGEO PB-578 e 583: a) raios bisseriados (seta); b) placas com pontoações simples (seta); c) resíduos
1135 celulares de feixes com lumens vazios em preto (seta); d) microcavidades residuais de fibra lenhosa em
1136 forma de estrutura “bogen” (seta).



1137
1138
1139
1140

1141 Legenda de Figuras:

1142

1143 Figura 01- Mapa geológico da área indicando as três localidades estudadas (estrelas em vermelho, azul e
1144 rosa).

1145

1146 Figura 02- a) Diagrama de Shepard indicando a granulometria predominante nos depósitos; b: seção
1147 geológica do afloramento pedreira com suas fácies; c: detalhe de b (mostrando os fragmentos de carvão);
1148 d) seção geológica da porção superior do afloramento trincheira evidenciando a linha de pedra; e)
1149 fragmentos de carvão; f; contato erosional entre as fácies Sm e Gcm2; g) base dos afloramentos com
1150 detalhe dos contatos entre as camadas Gcm1 e Gcm2.

1151

1152 Figura 03 – Perfis estratigráficos indicando suas respectivas fácies e as datações LOE e ¹⁴C.

1153 Figura 04 – Fragmentos de carvão em lupa extremamente queimados demonstrando características
1154 diagnósticas de acordo com Jones e Chaloner (1991): a/b) coloração preta e brilho acetinado; c) textura
1155 quebradiça, d) fraturamento em cubos

1156

1157 Figura 05- Aspecto anatômico dos fragmentos. Seção transversal (IGEO PB-581): a) parênquima axial
1158 confluyente a losangular e vasicêntrico (pa), vasos solitários (v) e duplos (v₁) dispersos; b) paredes
1159 celulares homogeneizadas (seta). Seção tangencial (IGEO PB-587/580/585): c) elementos de vasos
1160 desobstruídos (ev), raios unisseriados (r) e bisseriados (r₁); d) sedimentos impregnados no fragmento
1161 (seta), raios multisseriados (r₂); e) pontoações multisseriadas abertas com fragmentação da parede celular
1162 (seta); f) detalhe das paredes celulares homogeneizadas e fragmentadas. Seção radial (IGEO PB-
1163 582/587): g) tecido parenquimático com extremidades de elementos de vasos solitários (seta); h) raios
1164 procumbentes (rp).

1165

1166 Figura 06– Micrografia em luz refletida do maceral fusinita (tonalidade esbranquiçada) dos espécimes
1167 IGEO PB-578 e 583: a) raios bisseriados (seta); b) placas com pontoações simples (seta); c) resíduos
1168 celulares de feixes com lumens vazios em preto (seta); d) microcavidades residuais de fibra lenhosa em
1169 forma de estrutura “bogen” (seta).

1170

1171

1172 **Tabelas**1173 Tabela 01- Coordenadas das amostras coletadas para datação LOE e suas respectivas profundidades por
1174 perfil.

Localidades	Perfis	Coordenadas	Profundidade (metros)
Trincheira	P1	60° 34' 47.3"	0,80
		2° 54' 17.4"	1,80
Trincheira	P2	60° 34' 50.8"	1,00
		2° 54' 17.9"	2,00
Pedreira	P3	60° 42' 25.5"	0,90
		2° 55' 22.6"	2,90
			4,90
Pedreira	P4	60° 42' 26.4"	1,00
		2° 55' 23.3"	3,00
Cidade Satélite	P5	60° 44' 8.7"	1,00
		2° 51' 11.5"	2,40
			4,40
Cidade Satélite	P6	60° 44' 11.4"	2,95
		2° 51' 10.1"	4,60

1175

2.1. NORMAS DA REVISTA

Manuscrito em elaboração para submissão a revista Quaternary International, qualis A2 na área de Ciências Ambientais. Instruções aos autores em

<https://www.elsevier.com/journals/quaternary-international/1040-6182/guide-for-authors>.

3. CONCLUSÃO

O estudo faciológico da área estudada juntamente com a datação LOE e carbono-14 estabeleceram que os carvões macroscópicos aqui analisados encontram-se posicionados no Holoceno Médio/Superior, e que a sua ocorrência coincide com condições favoráveis para eventos de incêndios nesse período. A origem desses depósitos é compreendida como resultado das movimentações tectônicas que provocaram a inversão das unidades sedimentares mesozoicas e mudanças climáticas que afetaram a região amazônica no final do Cenozoico. Os dados das datações LOE apresentam o primeiro resultado de datação absoluta para a Formação Boa Vista e foram simultâneos, indicando que não houve diferença significativa na cronologia, e, portanto, são coerentes com dados estratigráficos já apresentados anteriormente por outros autores.

As duas fases de paleoincêndios identificadas sugerem incêndios associados a baixa temperatura, em torno de 400° C, ou que ficaram expostas ao fogo num curto intervalo de tempo, pois as características observadas, como a homogeneização e rachaduras das paredes celulares e presença de lumens abertos implicam que o processo de queima se assemelha a incêndios desse tipo. O grupo de plantas atingidos pelo fogo se restringem à vegetação com características semelhantes ao das angiospermas, e são do tipo arbórea/arbustiva, como sugerido pelos dados isotópicos. Assim, o conjunto de dados demonstram que durante o Holoceno Médio/Superior as savanas inclusas na Formação Boa Vista passaram por diferentes momentos de mudanças paleoclimáticas e paleoambientais, associadas a eventos climáticos naturais, influência antrópica ou ambos os casos.

Apesar desse estudo apresentar dados consistentes entre a dinâmica deposicional evolutiva e eventos climáticos regionais, salienta-se a importância da continuidade dos estudos relacionados as alterações climáticas e evolução da paisagem para a região que busquem aprimorar e preencher as lacunas existentes acerca dessas mudanças relacionadas à evolução da paisagem.

REFERÊNCIAS

BOWMAN, D.M.J.S., et al. Fire in the Earth system. **International Journal of Coal Geology**. Amsterdam, v. 324, p. 481-484, 2009.

BROWN, S.A.E., et al. Cretaceous wildfires and their impact on the Earth system. **Cretac. Res.** London, v. 36, p.162-190, 2012

BRUBAKER, L.B. et al. Linking sediment-charcoal records and ecological modeling to understand causes of fire-regime change in boreal forests. **Ecology**, Brooklyn, v. 90, n. 7, p. 1788–1801, 2009.

DOS SANTOS, M. A.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E.; SANT'ANNA, L. G. Evidências paleoclimática e paleoecológicas, segundo dados paleobotânicos e minerológicos, dos argilitos neógenos de Jaguariúna (SP), correlatos À formação Rio Claro. **Revista UNG-Geociências**, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 80-106, 2007.

FISHER A.G. Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy. In: Studies Geophysics:Climate in Earth history. **National Acad. Press**, London, [s.v], p. 97-104, 1982.

GLASSPOOL, I.J., EDWARDS, D., AXE, L. Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. **Geology**, Boulder, v. 32, p. 381–383, 2004.

GLASSPOOL, I. J.; EDWARDS, D.; AXE, L. Charcoal in the Early Devonian: a wildfire-derived Konservat-Lagerstätte. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.142, p. 131–136. 2006.

HUBER, U.M., MARKGRAF, V., SCHABITZ, F. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. **Quaternary Science Reviews, Oxford**, v. 23, p. 1079–1097, 2004.

HUDSPITH, V. A. **The Palaeoecological and Industrial Significance of Inertinite (Charcoal) in Late Permian Coals from the Kuznetsk Basin, Russia**. London, 2012, 326p. Thesis (Doctor of Philosophy) - University of London.

LI, X. et al. Holocene agriculture in the Guanzhong Basin in NW China indicated by pollen and charcoal evidence. **Holocene**, Austrália. v. 19, n. 8, p. 1213–1220, 2009.

MARLON, J.R. et al. Climate and human influences on global biomassburning over the past two millennia. **Nature Geoscience**, local, v.1, p. 697–702, 2008.

MARLON, J.R. et.al. Wildfire responses to abrupt climate change in North America. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, Washington, v.106, n. 8, p. 2519–2524, 2009.

POWER, M.J. et.al. Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 30, p. 887-907, 2008.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. Critérios e técnicas para o Quaternário. 1.ed. São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 2007. 387p.

SCOTT, A. Observations on the nature and origin of fusain. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 12, n. 4, p. 443–475, 1989.

_____.The Pre-Quaternary history of fire. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 164, n. 4, p. 281–329, 2000.

_____. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 291, n. 1-2, p. 11–39, 2010.

SCOTT, A. et al. **Fire on earth: an introduction**.1.ed. Chichester: Wiley-Blackwell, 2014.

SIFEDDINE, A. et al. Informações Paleoclimáticas brasileiras. In: AMBRIZZI, T., ARAUJO, M. (Org). **Base Científica das Mudanças climáticas – Primeiro Relatório de Avaliação Nacional**. Rio de Janeiro: UFRJ, 2014. v. 1. p. 126-180.

WHITLOCK, C. et al. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes. **Quaternary Research**, Argentina, v. 66, p. 187–201, 2006.