

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RELAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS  
DURANTE O HOLOCENO NO LESTE DA AMAZÔNIA NA  
REGIÃO DA VOLTA GRANDE DO RIO XINGU**

RUDNEY DE ALMEIDA SANTOS

Tese apresentada ao Programa  
Geociências (Geoquímica e Geotectônica)  
para obtenção do título de Doutor em  
Ciências.

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira

Coordenadora: Prof. Dra. Juliana de Moraes Leme Basso

SÃO PAULO  
2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)  
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:  
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

de Almeida Santos, Rudney  
RELAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS  
DURANTE O HOLOCENO NO LESTE DA AMAZÔNIA NA REGIÃO DA  
VOLTA GRANDE DO RIO XINGU / Rudney de Almeida  
Santos; orientador Paulo Eduardo de Oliveira. --  
São Paulo, 2019.  
112 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em  
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de  
Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Xingu. 2. Amazônia. 3. Palinologia. 4.  
Holoceno. 5. Paleoambiente. I. Eduardo de Oliveira,  
Paulo, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RELAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS  
DURANTE O HOLOCENO NO LESTE DA AMAZÔNIA NA  
REGIÃO DA VOLTA GRANDE DO RIO XINGU**

**RUDNEY DE ALMEIDA SANTOS**

Orientador: Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira

Tese de Doutorado

**Nº 594**

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Paulo Eduardo de Oliveira

Dr. Vinícius Ribau Mendes

Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Dr. Gregório Cardoso Tápias Ceccantini

Dr. Nicolas Misailidis Strikis

SÃO PAULO  
2019



## AGRADECIMENTOS

Agradecendo à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos de Doutorado. Os projetos CAPES 2043/2014 e FAPESP 2016/02656-9 pelo apoio financeiro.

A presente tese de doutorado não poderia chegar a um bom final sem a preciosa ajuda e apoio de várias pessoas.

Em primeiro lugar, meus sinceros agradecimentos ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira, por todo empenho e sentido prático com que me orientou neste trabalho e em todos aqueles que realizei durante o tempo do doutorado.

Desejo igualmente agradecer aos professores doutores André Sawakuchi, Francisco William da Cruz, Paulo Cesar Fonseca Giannini, Nicolás Strikis, Vinícius Ribau, Fabiano Pupim e Maria Judite Garcia e aos seus respectivos grupos de pesquisa pelas trocas de materiais e informações em colaborações estabelecidas durante estes quatro anos que culminaram em uma sinergia que muito melhorou a qualidade deste trabalho. Sem estas colaborações, este trabalho não poderia existir da forma como está.

Gostaria de deixar aqui minha gratidão aos colegas do programa de Pós-Graduação do IGc/USP em especial a Mariana Benites, Luana Morais, Gustavo Prado, Dailson Bertassoli, Marcelo Galé, Fernanda Rodrigues, Jenny Watling, Vanda Medeiros e Thomas Akabane, obrigado por compartilhar momentos de desenvolvimento acadêmico que sempre lembrarei.

Da mesma forma, agradeço aos pesquisadores Marie-Pierre Ledru e Michael McGlue por abrirem as portas de seus laboratórios em Montpellier (França) e Lexington Kentucky (EUA) para realização de análises e serem tão receptivos.

Também agradeço aos meus grandes amigos Marco Raczka e Majoi por acompanharem a distância o desenvolvimento desta tese dando suporte sempre que necessário.

Aos demais professores do Programa de Pós-graduação em Geociências sem os quais as discussões que geraram este trabalho não teriam se fortalecido.

Agradeço aos funcionários da secretaria de pós-graduação do IGc-USP que foram sempre prestativos, e me ajudaram a ultrapassar um grande obstáculo.

Por último, quero agradecer à minha família e amigos pelo apoio incondicional que me deram especialmente aos meus pais.

*“Na história da humanidade (e dos animais também) aqueles que aprenderam a colaborar e improvisar foram os que prevaleceram.”*

Charles Darwin

## RESUMO

O leste da região amazônica é uma região ainda pouco explorada pela palinologia, sendo que algumas questões sobre o paleoclima e o paleoambiente ainda necessitam de respostas. Além disso, o conhecimento da vegetação de planícies de inundação é fundamental para o entendimento da formação e evolução das Florestas de Várzea e Igapó. O trabalho foi desenvolvido na porção leste da Amazônia na região da Volta Grande do Rio Xingu, município de Altamira no Estado do Pará. Foram coletados dois testemunhos intitulados XC06 - Lago Irirí (3°48' 56.09" S - 52°40' 29.60" O) e XC01-2 - Ilha Arapujá (3°48' 57.56" S - 52°40' 27.42" O). Os objetivos da pesquisa foram: Verificar a evolução da vegetação de várzea e igapó durante o Holoceno; investigar o possível evento seco durante o Holoceno Médio no leste da Amazônia; avaliar o clima que prevaleceu ao longo do perfil sedimentar e buscar evidências de alteração na paisagem relacionadas a atividades antrópicas. A técnica empregada para o desenvolvimento da pesquisa foram a palinologia, partículas carbonizadas, granulometria, XRF e isótopos (C/N, NT,  $\delta^{15}\text{N}$  e COT). Os resultados obtidos mostraram que a vegetação alcançou dois momentos de expansão e desenvolvimento sendo o primeiro em cerca de 8.700 anos cal. AP e o segundo cerca de 2.000 anos cal. AP. Oscilações na concentração de táxons polínicos, mostraram momentos de períodos de inundação prolongados que afetou diretamente a vegetação. Durante o Holoceno a região de estudo apresentou umidade sempre presente, o que revela a ausência de evento seco no Médio Holoceno em Altamira. Atividades antrópicas estão evidenciadas a partir de 1.900 anos cal. AP, pelo aumento de esporos, presença de vegetação característica de abertura de floresta e presença de vegetação de interesse humano como é o caso de *Mauritia flexuosa* (Buriti).

**Palavras chaves:** Amazônia; planície de inundação; Xingu; várzea; igapó; palinologia; Holoceno.



## ABSTRACT

The eastern part of the Amazon region is a region not yet explored by palynology, and some questions about paleoclimate and paleoenvironment still require answers. In addition, the knowledge of floodplain vegetation is fundamental for understanding the formation and evolution of the Várzea and Igapó Forests. The work was carried out in the eastern portion of the Amazon region of the Volta Grande region of the Xingu River, in the municipality of Altamira in the State of Pará. Two cores entitled XC06 - Lago Irirí (3 ° 48 '56.09 "S - 52 ° 40' 29.60" W) and XC01-2 - Ilha Arapujá (3 ° 48 '57.56 "S - 52 ° 40' 27.42" W). The objectives of the research were: To verify the evolution of the vegetation of várzea and igapó during the Holocene; to investigate the possible dry event during the Middle Holocene in eastern Amazonia; to evaluate the climate that prevailed along the sedimentary profile and to seek evidence of alterations in the landscape related to anthropic activities. The technique used for the development of the research was palynology, carbonized particles, granulometry, XRF and isotopes (C/N, NT,  $\delta^{15}\text{N}$  and TOC). The results showed that the vegetation reached two moments of expansion and development, being the first in about 8,700 cal. years BP and the second about 2,000 cal. years BP. Oscillations in the concentration of pollen taxa showed moments of prolonged flood periods that directly affected the vegetation. During the Holocene, the study area presented constant moisture, which reveals the absence of a dry event in the Middle Holocene in Altamira. Anthropogenic activities are evidenced from 1,900 cal. years BP, by the increase of spores, presence of vegetation characteristic of opening of forest and presence of vegetation of human interest as is the case of *Mauritia flexuosa* (Buriti).

**Keywords:** Amazon; flood plain; Xingu; várzea; igapó; palynology; Holocene.



## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>5</b>
<b>3. CLIMA E OCUPAÇÕES HUMANAS DURANTE O HOLOCENO</b> .....	<b>7</b>
3.1. Variabilidade Climática na América do Sul Durante o Holoceno.....	7
3.2. Ocupação Humana na Amazônia e Divergência de Ideias na Alteração da Paisagem .....	10
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>13</b>
4.1. Área de Estudo.....	13
4.1.1. Aspectos geográficos .....	13
4.1.2. Aspectos geológicos e geomorfológicos .....	14
4.1.3. Aspectos climáticos e vegetacionais.....	15
4.2. Coletas .....	18
4.2.1. Volta Grande do Rio Xingu .....	19
4.3. Análise Palinológica .....	19
4.4. Análise de Partículas Carbonizadas- Ilha Arapujá .....	20
4.5 Análise de partículas carbonizadas- Irirí .....	20
4.6. Análise Granulométrica dos Sedimentos .....	21
4.7. ED-FRX (Energia Dispersiva - Fluorescência de Raio X).....	21
4.8. Carbono Total (CT) e Carbono Orgânico Total (COT).....	22
4.9. Datação <sup>14</sup> C.....	23
4.10. Modelo de Idades .....	23
<b>5. RESULTADOS</b> .....	<b>25</b>
5.1 Lago Irirí – Testemunho XC06.....	25
5.1.1. Descrição sedimentológica .....	25
5.1.2. Datação <sup>14</sup> C.....	25
5.1.3 Granulometria .....	26
5.1.4. Partículas carbonizadas .....	27
5.1.5. Fluorescência de raio-X (XRF).....	28
5.1.6. Análise palinológica .....	29
5.1.7. Análise palinológica .....	35
5.2 Ilha Arapujá (XC01-2).....	45
5.2.1. Descrição sedimentológica .....	45
5.2.2. Datação <sup>14</sup> C.....	45
5.2.4. Análises Isotópicas .....	46

5.2.5. Partículas carbonizadas .....	47
5.2.6. Análise palinológica – Ilha Arapujá (XC01-2).....	48
6. DISCUSSÃO .....	61
6.1 Reconstituição Vegetacional da VGRX.....	61
6.2 Reconstituição Paleoclimática e Presença Humana .....	73
7. CONCLUSOES .....	77
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS .....	79

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Dados de precipitação de sítios selecionados dos Andes mostrando evidências do evento seco do Médio Holoceno (entre as linhas laranjas) em diferentes latitudes e frequência de eventos ENSO com registro de Pallcacocha (Moy et al., 2002). A insolação de janeiro é mostrada em vermelho. Outros registros são: Tigre Perdido Precipitação da caverna inferida do  $\delta^{18}O$  de espeleotema (van Breukelen et al., 2008); Precipitação de Lake Junín inferida a partir do  $\delta^{18}O$  de calcita (Abbott et al., 2000); A precipitação da caverna de Huagapo inferida do  $\delta^{18}O$  de espeleotema (Kanner et al., 2013) e as mudanças no nível do lago, conforme medido por  $\delta^{13}C$  no Lago Titicaca (Abbott et al., 2003).  
.....9
- Figura 2: Mapa de localização das áreas de estudo no Rio Xingu (XC01-2) e no Rio Iriri (XC06). (A) bacia Amazônica e bacia do Rio Xingu; (B) Volta Grande do Rio Xingu e áreas de estudo indicados (estrela); (C) Ilha Arapujá - XC01-2 e (D) Lago Iriri- XC06. .... 13
- Figura 3: Mapa geológico simplificado da Volta Grande do Xingu, leste da Amazônia (Bahia et al., 2004). Litologias: (A) gnaisses, granodioritos e granitóides arqueanos (complexo Xingu) e rochas metavulcânicas e metassedimentares; (PP) suítes intrusivas: granitos e granodioritos e charnockitês paleoproterozóicos; (Ou) folhelhos e arenitos ricos em Ordoviciano e Devoniano (grupo Trombetas); (Dm1 – Dm2 – Du) folhelhos, siltitos e arenitos médio-superiores (grupos Urupadi e Curuá); (J) diabásio Triássico-Jurássico (Formação Penatecaua); (K) Formação Alter do Chão: arenitos e conglomerados; (EN) Eoceno - Neogene sedimentos indiferenciados e crostas lateríticas; (Q) sedimentos quaternários indiferenciados. A barra vermelha indica a posição da principal barragem de Belo Monte (Sítio Pimental). Adaptado de (Sawakuchi et al., 2015). .... 14
- Figura 4: Precipitação anual no município de Altamira Pará. .... 16
- Figura 5: Diagrama esquemático que ilustra o padrão de precipitação da América do Sul durante o verão austral e as mudanças da célula de Walker e Hadley durante os períodos correspondentes a alta insolação de verão no Hemisfério Sul no último 4 mil anos (Holoceno Superior) e b) baixa insolação de verão no Hemisfério sul e entre 9.0 e 6.0 mil anos (Holoceno Inferior e médio). Modificado de Cruz et al. (2009). .... 17
- Figura 6: Mapa da vegetação da Volta Grande do Rio Xingu. .... 18
- Figura 7: Coleta de sedimentos na VGRX (Sawakuchi et al., 2015). .... 19
- Figura 8: Perfil sedimentológico Lago Iriri (XC06). .... 25
- Figura 9: Modelo de idades para o Lago Iriri (XC06). .... 26
- Figura 10: Gráfico de granulometria. Areia (cinza); Silte (azul) e argila (vermelho) – Lago Iriri (XC06). .... 27
- Figura 11: Análises de partículas carbonizadas – Concentração (azul), Influxo (vermelho) e Largura/Comprimento (preto) e 0,5 mm (tracejado vermelho). .... 28
- Figura 12: Razões geoquímicas P/K (verde) Fe/Ca (vermelho). .... 29
- Figura 13: Alismateceae: *Sagittaria* (a); Amaranthaceae: *Alternanthera*, (b), *Amaranthus* (c); Anacardiaceae: *Astronium* (d), *Spondias cf. radokoferi* (e), *Tapirira* (f) Anacardiaceae 1 (g) Anacardiaceae 2 (h); Annonaceae: Annonaceae (i) *Xylopia* (j); Apiaceae: Apiaceae (k); Apocynaceae: *Parahancornia* (l), *Mucoa*

(m); Aquifoliaceae: <i>Ilex</i> (f); Araliaceae: <i>Didymopanax</i> (G); Arecaceae: <i>Arecaceae</i> (p), <i>Attalea</i> (q), <i>Euterpe</i> (r), <i>Mauritia flexuosa</i> (s), <i>Mauritiella</i> (t). .....	31
Figura 14: Asteraceae: Asteraceae 1 (a), Asteraceae 2 (b) Begoniaceae: <i>Begonia</i> (c); Bignoniaceae: <i>Arrabidaea</i> (d); Bombacaceae: <i>Bombacaceae</i> 1 (e); Burseraceae: <i>Protium</i> (f); Caesalpinioideae: <i>Copaifera</i> (g); Chloranthaceae: <i>Hedyosmum</i> (h); Clusiaceae: <i>Symphonia</i> (i); Combretaceae: <i>Combretum</i> (j); Cyperaceae: <i>Cyperaceae</i> (k); Euphorbiaceae: <i>Acalypha</i> (l), <i>Alchornea</i> (m), <i>Phyllanthus</i> (n), <i>Piranhea</i> (o), <i>Sapium</i> (p); Anacardiaceae: <i>Spondias</i> (q); Fabaceae: <i>Machaerium</i> (r) Fabaceae: <i>Fabeceae</i> (s); Flacourtiaceae: <i>Caesaria</i> (t).....	32
Figura 15: Lamiaceae: Lamiaceae (a); Lentibulariaceae: <i>Lentibulariaceae</i> (b); Loranthaceae: <i>Loranthaceae</i> (c); Malpighiaceae: <i>Stigmaphyllon</i> (d), <i>Malpighiaceae</i> (e); Malvaceae: <i>Malvaceae</i> (f); Melastomataceae: <i>Melastomataceae</i> (g); Meliaceae: <i>Cedrela</i> (h); Mimosaceae: <i>Mimosa</i> (i), <i>Zygia</i> (j); Moraceae: <i>Moraceae</i> (k); Myrsinaceae: <i>Myrsine</i> (l); Myrtaceae: <i>Psidium</i> (m), <i>Myrtaceae</i> (n); Papilionoidae: <i>Dalbergia</i> (o); Poaceae: <i>Poaceae</i> (p); Polygonaceae: <i>Polygonaceae</i> (q), <i>Symmeria</i> (r), Proteaceae: <i>Roupala</i> (s); Rubiaceae: <i>Borreria</i> (t). .....	33
Figura 16: Rubiaceae: <i>Faramea</i> (a); <i>Genipa</i> (b), <i>Psychotria</i> (c); Salicaceae: <i>Casearia</i> (d); Sapindaceae: <i>Matayba</i> (e), <i>Talisia</i> (f); Sapotaceae: <i>Pouteria</i> (g); Scrophulariaceae: <i>Scoparia</i> (h); Tiliaceae: <i>Luehea</i> (i); Urticaceae: <i>Cecropia</i> (j), <i>Pilea</i> (k); Cyatheaceae: <i>Cyathea</i> 1 (l), <i>Cyathea</i> 2 (m), <i>Cyathea</i> 3 (n); <i>Cyathea</i> 4 (o) Pteridaceae: <i>Ptyrogramma</i> (p) Polypodiaceae: <i>Polypodium</i> (q), Polypodiaceae (r); Não identificado (s); Não identificado (t). .....	34
Figura 17: Diagrama polínico de concentração (cm <sup>3</sup> ) das categorias (arbóreas, ervas, ervas aquáticas, esporos e algas).....	35
Figura 18: Diagrama polínico de porcentagem das categorias (arbóreas, ervas, ervas aquáticas, esporos e algas). .....	36
Figura 19: Diagrama polínico de porcentagem dos táxons arbóreas e herbáceos. ...	37
Figura 20: Diagrama polínico de porcentagem de esporos e algas. ....	38
Figura 21: Diagrama polínico de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons arbóreas.....	39
Figura 22: Diagrama polínico de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons arbóreas.....	40
Figura 23: Diagrama polínico de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons de ervas terrestres e aquáticas.....	41
Figura 24: Diagrama polínico de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons de esporos e algas. ....	42
Figura 25: Perfil sedimentológico- Ilha Arapujá (XC01-2). .....	45
Figura 26: Modelo de idades – Ilha Arapujá (XC01-2). .....	46
Figura 27: Gráfico de Isótopos estáveis (COT, NT, δ15N e C/N) – Ilha Arapujá (XC01-2). .....	47
Figura 28: Diagrama de concentração (cm <sup>3</sup> ) de partículas carbonizadas, separadas por classes de tamanhos. ....	48
Figura 29: Diagrama palinológico de concentração (cm <sup>3</sup> ) da categorias. ....	49
Figura 30: Diagrama de porcentagem das categorias. ....	50
Figura 31: Diagrama de porcentagem de táxons.....	51
Figura 32: Diagrama de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons arbóreas.....	52
Figura 33: Diagrama de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons arbóreas.....	53
Figura 34: Diagrama de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons arbóreas.....	54

Figura 35: Diagrama palinológico de concentração (cm <sup>3</sup> ) dos táxons de ervas terrestres e aquáticas. ....	55
Figura 36: Diagrama palinológico de concentração (cm <sup>3</sup> ) de esporos e algas.....	56
Figura 37: Index de elementos indicadores de Floresta de Igapó do Lago Irirí. Concentração (cm <sup>3</sup> ).....	62
Figura 38: Curva das razões Fe/Ca (vermelho), P/K (verde), δ <sup>18</sup> O (rosa) e pólen arbóreos (preto) para o testemunho XC06. ....	63
Figura 39: Curvas das frações granulométricas areia (preto), silte (laranja) e argila (rosa), influxo de partículas carbonizadas (azul), concentração de partículas carbonizadas (verde) e L/C (marrom) para o testemunho XC06. ....	64
Figura 40: Index de elementos indicadores de Floresta de Igapó da Ilha Arapujá. Concentração (cm <sup>3</sup> ).....	69
Figura 41: Curva das razões Fe/Ca (laranja), P/K (verde), δ <sup>18</sup> O (rosa), pólen arbóreos (preto) e partículas carbonizadas (vermelho) para o testemunho XC01-2.....	70
Figura 42: Localização dos registros paleoclimáticos e paleoambientais na Amazônia discutidos no trabalho. 1- Lago Irirí; 2 – Ilha Arapujá; 3- Caverna Paraíso (Wang et al., 2017); 4 - Rio Curuá (Behling e da Costa, 2000); 5 – Carajás (Absy et al., 1991; Cordeiro et al., 2008b, 2011; Reis et al., 2017); 6 – Lago Calado (Behling et al., 2001) e 7- Lago Saci (Fontes et al., 2017).....	74



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Datações $^{14}\text{C}$ , idades convencionais e calibradas pela curva SHcal 13 - Lago Irirí (XC06). .....	25
Tabela 2: Datações $^{14}\text{C}$ , idades convencionais e calibradas pela curva SHcal 13 - Ilha Arapujá (XC01-2). .....	45



## LISTA DE ABREVIATURAS

ENSO - El Niño / Oscilação Sul

UMG - Último Máximo Glacial

YD - Younger Dryas

H - Heinrich

COT - Carbono Orgânico Total

CPC - Climate Prediction Center

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

SMSA - Sistema de Monção Sul-Americano

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

VGRX - Volta Grande do Rio Xingu

DGSA - Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental

CHAR - partículas vegetais carbonizadas

L/C - Largura / Comprimento

CT - Carbono Total

IFND - Infra-Vermelho Não-Dispersivo

LACUFF - Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense

BETA - Beta Analytics

cal. - calibradas

XRF - Fluorescência de raio-X

TSM - Temperatura da superfície do mar



## 1. INTRODUÇÃO

A Floresta amazônica é o maior ecossistema de Floresta tropical com cerca de 6 milhões de km<sup>2</sup>. Além de ser o ecossistema com maior biodiversidade, do planeta, abrigando cerca de 16.000 espécies de árvores (Ter Steege et al., 2013), a Amazônia desempenha um papel significativo na regulação do clima global (Cordeiro et al., 2008a). Por sua evidente importância para o clima global, entender a dinâmica da Floresta amazônica no passado, e como ela responderá frente as eminentes mudanças climáticas futuras, assim como estudos paleoambientais e paleoclimáticos, são de extrema importância.

A Palinologia do Quaternário, ou seja, o estudo de grãos de pólen e esporos de plantas preservados em sedimentos de lagos e bacias sedimentares representa uma das técnicas mais robustas para o entendimento das mudanças na vegetação, causadas por variações climáticas globais e locais (Salgado-Labouriau, 1973). Além disso, dados palinológicos, quando disponíveis na literatura científica, podem ser incorporados a análises climáticas, especialmente com intuito de validação de modelos climáticos, e assim, colaborar com projeções climáticas futuras (Marengo, 2006; Wozniak and Steiner, 2017). Também é importante ressaltar que estudos multiproxies sobre a vegetação e o clima em diferentes áreas possibilitam a integração de informações valiosas que quando interpretadas em conjunto, ajudam a elucidar particularidades de cada ecossistema, podendo interferir/colaborar no entendimento da dinâmica de ecossistemas distintos. Um exemplo de interação de estudos pode ser visto em estudos relacionados ao entendimento do sistema de monções (Wang et al., 2008). Tal fenômeno climático, na Bacia Amazônica, pode influenciar a dinâmica da precipitação e dos padrões locais de umidade em quase toda a América do Sul, ilustram a importância de estudos multiproxies (Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013; Wang et al., 2017).

Uma série de questões paleoclimáticas e paleoambientais foram levantadas para a Amazônia, afim de ter o melhor entendimento de como os ecossistemas reagiram perante as variações climáticas ao longo do tempo. O início e o médio Holoceno foram épocas de aumento do nível relativo do mar (Angulo et al., 2002), enfraquecimento do El Niño / Oscilação Sul (ENSO) (Conroy et al., 2008) e

enfraquecimento da monção sul-americana (Prado et al., 2013). Não surpreendentemente, muitos desses eventos climáticos ressoam nos registros paleoecológicos dos neotrópicos. Um evento seco do Holoceno Médio causado pelo enfraquecimento da Monção de Verão da América do Sul ocorreu entre ca. 9.200 e 4.400 cal. anos AP (Prado et al., 2013). Em algumas regiões da Amazônia, estudos paleoambientais e paleoclimáticos indicam que no Holoceno Médio o clima foi relativamente seco e em alguns estudos foi observado que o nível de lagos diminuiu, como foi o caso no Morro dos Seis Lagos (Colinvaux et al., 1996) na região do Alto Rio Negro e Carajás (Cordeiro et al., 2011) entre outros. Por outro lado, alguns estudos apontam resultados diferentes para essas mesmas oscilações climáticas, formações de lagos e expansão de Florestas de Várzea e Igapó foram observadas no Lago Calado (Behling et al., 2001), Lago Curuçá (Behling and Lima Da Costa, 2001) e Lago Tapajós (Irion et al., 2006). No entanto, estudos em sedimentos com idades dentro do Holoceno Tardio, registraram aumento da frequência do sistema ENSO (Conroy et al., 2008) e retorno de condições climáticas úmidas na Amazônia (Mayle, 2000; Baker et al., 2001; Bush et al., 2004c; Cordeiro et al., 2011; Cohen et al., 2014; Reis et al., 2017).

Estudos paleoambientais e paleoclimáticos também colaboram com o entendimento do comportamento das primeiras ocupações humanas no continente, e as consequências dessas ocupações na composição e estrutura da vegetação da Bacia Amazônica (Heckenberger et al., 2008; McMichael et al., 2013; Piperno et al., 2015; Watling et al., 2017; Maezumi et al., 2018). Humanos estiveram na paisagem no Holoceno tardio, e provavelmente afetaram as populações de grandes mamíferos. Por exemplo, há evidências de que a caça de antas teria afetado a dispersão de sementes (Guimarães et al., 2008). Porém, qual a extensão espacial, a continuidade temporal e os efeitos destas alterações nos ecossistemas amazônicos são ainda pouco conhecidos.

Outra questão importante sobre o leste amazônico é a divergência de interpretações relacionadas ao período seco durante o Holoceno Inicial e Médio. Estudos de Cheng et al. (2013) e Wang et al. (2017) para a Caverna Paraíso mostram período de umidade para esse intervalo, já Absy et al. (1991), Cordeiro et al. (2008b, 2011) e Reis et al. (2017) na Serra de Carajás divergem dessa interpretação. Este trabalho trouxe novos dados que mostram as condições paleoambientais e

paleoclimáticas para a região da Volta grande do Rio Xingu, afim de elucidar melhor como esteve a região durante o Holoceno.



## **2. OBJETIVOS**

Este presente estudo foi idealizado para trazer luz ao entendimento sobre a evolução de lagos de terras baixas do leste da Amazônia e sua relação com parâmetros vegetacionais e climáticos ao longo do Holoceno. Os principais objetivos dessa pesquisa são:

- a) Verificar o comportamento da vegetação de várzea e igapó da região da Volta Grande do Rio Xingu (VGRX) perante as variações climáticas ocorridas na Amazônia durante o Holoceno;
- b) Avaliar o suposto período de menor precipitação durante o Médio Holoceno na porção leste da Amazônia;
- c) Investigar quais eram as condições climáticas atuantes na região da VGRX;
- d) Buscar indícios de ocupação humana nessa região e consequências desse possível impacto ambiental na estruturação das Florestas de Várzea e igapó.



### 3. CLIMA E OCUPAÇÕES HUMANAS DURANTE O HOLOCENO

#### 3.1. Variabilidade Climática na América do Sul Durante o Holoceno

O Holoceno, período interglacial presente, começou cerca de 11.700 anos atrás (WALKER et al., 2009) e é caracterizado por um clima mais quente e estável do que o período glacial (Dansgaard et al., 1993). Dentro do período holocênico, no entanto, alta variabilidade e flutuações climáticas bruscas são evidentes (Bond et al., 1997; P.A.Mayewski et al., 2004; Stríkis et al., 2011). Os registros do Holoceno fornecem evidências de mudanças abruptas de temperatura, precipitação e nível do mar.

Mudanças climáticas abruptas observadas durante o Pleistoceno, como os que depositaram detritos glaciais de *ice-rafted debris* (IRD) ao longo do Oceano Atlântico, podem ter tido equivalentes durante o Holoceno (Bond et al., 1997). Os chamados Eventos Bonds foram períodos de baixas temperaturas da superfície do mar (TSM) e consequentemente mudanças na *Atlantic meridional overturning circulation* (AMOC) Stríkis et al. (2011).

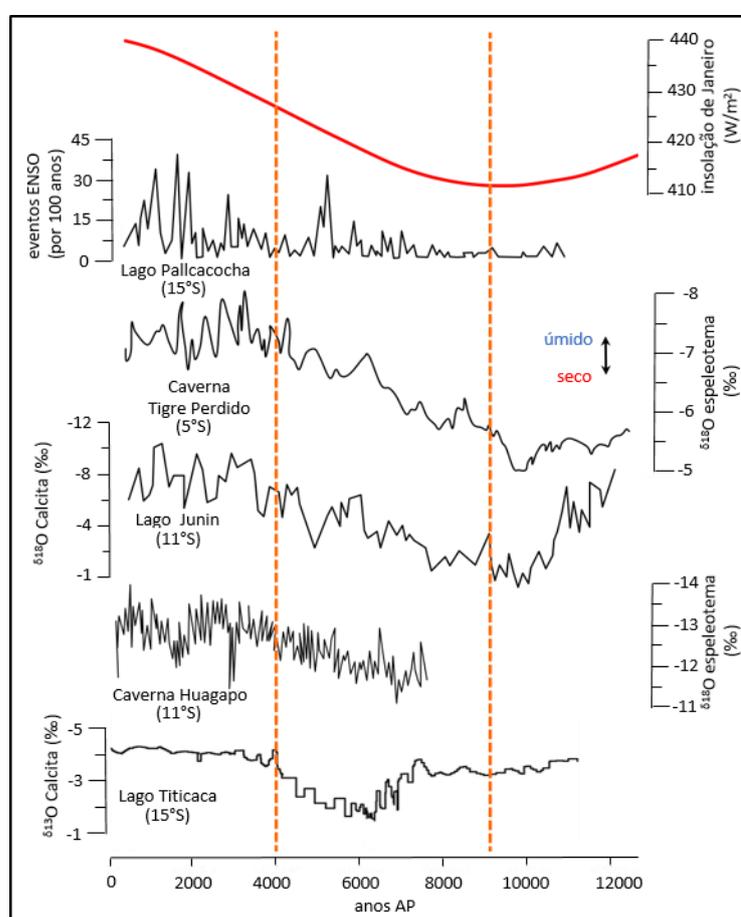
Embora menos pronunciados do que no período anterior, estudos sugerem que os eventos Bond (Holoceno) tiveram picos por volta de 1.400, 2.700, 4.200, 5.500, 8.200, 9.400, 10.300 e 11.100 anos atrás. As intensas condições de frio no Atlântico Norte causam um enfraquecimento da AMOC e resultaram no aumento da precipitação sobre a América do Sul. Porém, se esses eventos foram realmente manifestados na América do Sul, é uma discussão ainda em aberto. Sinais em registros de diferentes proxies foram atribuídos a oscilações de temperatura do Atlântico Norte conhecidas, por exemplo o evento de 8.2 ka que foi detectado em espeleotemas peruanos (Liu et al., 2009) e a Pequena Idade do Gelo (LIA - AD 1.400 a 1.820) que foi detectada no registro sedimentar do Lago Pumacocha, Peru (Bird et al., 2011). No entanto, muitos outros registros não revelam nenhum sinal forte desses eventos ou sinais de eventos que não correspondem aos ciclos Bond (Baker et al., 2001, 2005; Ekdahl et al., 2008; Stríkis et al., 2011). Entre todos os registros do Holoceno do Atlântico Norte, provavelmente a assinatura mais forte está associada à Anomalia do Clima Medieval (MCA - AD 900 a 1.100), que foi um período seco na América do Sul (Trouet et al., 2009; Bird et al., 2011; Kanner et al., 2013).

Oscilações dos eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) são uma fonte chave de variabilidade de precipitação na América do Sul (Vuille, 1999). A variabilidade da escala milenar no ENSO tem sido sugerida como associada a mudanças orbitais (Clement et al., 2000). A frequência e a intensidade do ENSO também são notavelmente variáveis em todo o Holoceno. Embora os eventos El Niño sejam encontrados em vários registros sul-americanos no Holoceno (Haug, 2001; Moyle, 2005; Conroy et al., 2008) o tempo das fases ativa e repousado, é inconsistente entre os registros. Evidências de lâminas clásticas em sedimentos de lagos do Equador apontam para uma forte atividade do El Niño no Holoceno Inferior, uma calma e, em seguida, retomada da atividade após 7 ka AP (Moy et al., 2002). Em registros de Galápagos e do Pacífico tropical, no entanto, análises de diatomáceas e foraminíferos não mostraram aumento na frequência de eventos até 4.5 ka AP (Haug, 2001; Conroy et al., 2008). Na costa do Peru, as reconstruções de temperatura da superfície do mar a partir de pigmentos fotossintéticos e moluscos em sítios arqueológicos apontam para a atividade máxima do El Niño ocorrendo no Holoceno Tardio, especialmente durante o segundo e terceiro milênio (Sandweiss et al., 2001; Rein et al., 2005).

O que todos os estudos têm em comum é o fato de que os eventos de ENSO na sua forma atual foram muito mais fracos ou ausentes durante o evento seco do Médio Holoceno. Como explicação, o fato de a ressurgência do oceano Pacífico equatorial leste ter sido muito reduzida e a temperatura superficial ter sido de 3 a 4 °C mais quente do que a moderna entre 5.000 e 8.000 foi sugerido (Andrus et al., 2002). Tal padrão poderia indicar um fluxo de vento mais forte para o oeste, que pode ter isolado o Altiplano do fluxo de umidade da Amazônia (Theissen et al., 2008), ou seja, impedido que o SMSA penetrasse até o oeste. Essas ideias, no entanto, não são universalmente aceitas, e há também defensores do aumento da atividade de La Niña (fase fria) (Gagan and Thompson, 2004).

Outra inconsistência em relação ao ENSO esteve relacionada com a frequência de eventos nos últimos milênios. Os registros disponíveis mostraram diferentes padrões de variação, com dados apontando para frequência aumentada (Conroy et al., 2008; Cobb et al., 2013), diminuída (Moy et al., 2002), ou inalterada (Kanner et al., 2013). Uma interação que não tenha sido testada adequadamente é a influência da atividade humana nessas medidas proxy da variabilidade paleo-ENSO.

O evento climático mais significativo do Holoceno na América do Sul, no entanto, foi provavelmente a mega seca do médio Holoceno. Causado por um Sistema de Monção Sul-americana (SMSA) enfraquecido, a mega seca do Médio Holoceno durou de ~ 9.000 a 4.000 anos cal. AP, e desencadeou grandes mudanças biológicas e culturais, às vezes mais abruptas do que as observadas durante o período glacial (Weng et al., 2002; Irion et al., 2006). Na região dos Andes, esse evento está bem documentado (Abbott et al., 2000; Theissen et al., 2008; Kanner et al., 2013), com o exemplo mais extremo sendo o Lago Titicaca (Figura 1), onde evidências de diatomáceas, geoquímicas e sísmicas apontam para uma queda no nível do lago até 100 m abaixo do presente entre 6.000 e 5.000 anos cal. AP (Baker et al., 2011).



**Figura 1:** Dados de precipitação de sítios selecionados dos Andes mostrando evidências do evento seco do Médio Holoceno (entre as linhas laranjas) em diferentes latitudes e freqüência de eventos ENSO com registro de Pallcacocha (Moy et al., 2002). A insolação de janeiro é mostrada em vermelho. Outros registros são: Tigre Perdido Precipitação da caverna inferida do  $\delta^{18}\text{O}$  de espeleotema (van Breukelen et al., 2008); Precipitação de Lake Junin inferida a partir do  $\delta^{18}\text{O}$  de calcita (Abbott et al., 2000); A precipitação da caverna de Huagapo inferida do  $\delta^{18}\text{O}$  de espeleotema (Kanner et al., 2013) e as mudanças no nível do lago, conforme medido por  $\delta^{13}\text{C}$  no Lago Titicaca (Abbott et al., 2003).

Na Amazônia, sugere-se que a mega seca do Médio Holoceno possa ter induzido uma expansão de Savanna / Cerrado, especialmente dentro de áreas secas que hoje correspondem a ecótonos (Absy et al., 1991; Cordeiro et al., 2008b, 2011; Reis et al., 2017). Na parte mais úmida da Amazônia, ou seja, a região que recebe uma precipitação anual > 2.000 mm, o sinal de uma mega seca é menos pronunciado ou ausente, geralmente manifestado como distúrbios florestais, ao invés da substituição do ecossistema (Weng et al., 2002; Bush et al., 2004b; Irion et al., 2006).

Hoje, as projeções do modelo de mudanças climáticas induzidas pelo homem costumam prever aumentos abruptos na intensidade e frequência das secas (IPCC, 2007). Mudanças no clima também podem afetar as comunidades biológicas, causando extinções, alterando a fenologia de alguns organismos, criando diferenças entre as interações entre as espécies e alterando as faixas geográficas de espécies ou tipos funcionais da vegetação.

### **3.2. Ocupação Humana na Amazônia e Divergência de Ideias na Alteração da Paisagem**

A alteração da paisagem da Amazônica por populações humanas antes à chegada dos europeus e o grau desta alteração tem sido extensivamente estudada (Heckenberger et al., 2003; Barlow et al., 2012; McMichael et al., 2012b) e sabe-se hoje que culturas humanas emergiram e construíram pavimentos, terraplanagens, açudes para peixes e superaram o desafio de terra infértil através da criação de um solo rico, chamado Terra Preta (Warren and G. Sombroek, 1967; Erickson, 2000, 2006, 2008; Heckenberger et al., 2008; Liang et al., 2010; Watling et al., 2015, 2017).

Evidências de ocupações humanas permanentes são abundantes nas regiões leste e periféricas da Amazônia, sobretudo próximo a canais de grandes rios (Denevan, 1996; Neves et al., 2007; Glaser and Birk, 2012). Exemplos disto são os geoglifos de até 300 m de diâmetro e idade entre 2.000 e 1.200 anos AP ao norte de Beni (Schaan et al., 2012). Ainda, a Terra Preta é a feição arqueológica mais encontrada na Amazônia, geralmente localizada junto a cursos de água na Amazônia central e leste. A Terra Preta indica uma acumulação de resíduos orgânicos durante um longo período de tempo ou tentativas de melhoria do solo, sendo que ambas as hipóteses apontam para uma ocupação permanente do local. Entretanto, no caso da

Amazônia oeste existem poucas evidências de ocupações complexas como as das regiões leste e sul da Amazônia (McMichael et al., 2012b, 2012a).

Quanto ao grau da alteração da paisagem, existem fortes divergências. Por um lado, tem sido proposto que os impactos causados pelas ocupações humanas foram generalizados e comuns a maior parte da Amazônia, e que a floresta se tornou uma paisagem alterada devido à retirada de floresta ou por aumento de populações vegetais mais úteis (Balée, 1989, 2010; Clement et al., 2000; Levis et al., 2012). Por outro lado, tem sido proposto que as áreas de Floresta interfluviais e a Floresta mais a oeste foram pouco usadas ou usadas esporadicamente por populações humanas, que, assim não causaram distúrbios à paisagem suficiente para ser caracterizada como forte alteração ambiental (McMichael et al., 2012a).

Ao sudeste da Amazônia, a região do Alto Xingu é um exemplo de Floresta interfluvial que contém evidências de modificações antropogênicas da paisagem, contendo geoglifos e estradas (Heckenberger et al., 2008). Evidência adicional de alteração da paisagem por populações humanas em região de Floresta interfluvial se baseia na determinação da proporção de espécies vegetais úteis compondo a floresta. Entretanto, o fato de a presença de certa espécie ser considerada suficiente como evidência significativa de influência humana a despeito de a espécie ser nativa à floresta torna o argumento circular.

Registros paleoecológicos de regiões interfluviais na Amazônia oeste revelam atividade humana limitada. Na Amazônia peruana, onde lagos foram centros naturais de ocupação humana, a ocorrência de carvão no solo (um indicador de influência humana) se estende a apenas 1-3 km ao redor dos lagos, e alguns lagos simplesmente não foram ocupados (Bush et al., 2007; McMichael et al., 2012b). Em um estudo com mais de 400 amostras de solo na Amazônia oeste, não foram encontrados Terra Preta e nem resquícios de cerâmica, havendo apenas evidências de fogo em alguns lugares (McMichael et al., 2012a). Registro de fogo é quase unicamente associado à atividade humana em tempos modernos, porém o arranjo espacial destes dados é consistente com um uso muito fraco do interflúvio e áreas mais a oeste. Em um registro de floresta contínuo de 4.000 anos vindo do lago Werth (sul do Peru), por exemplo, de 50 amostras analisadas apenas um pequeno fragmento de carvão foi observado, indicando ausência de atividade humana (Bush et al., 2007).

Relâmpagos podem atingir a copa de árvores mais proeminentes e ocasionalmente queimá-las. Porém, este tipo de fogo não se espalha e morre quase imediatamente (Ray et al., 2005). Os sistemas modernos da Amazônia oeste não são adaptados ao fogo, já que o fogo é faltante na ecologia. Nas áreas secas da Amazônia central, a probabilidade de incêndios naturais deveria ser maior, e dados experimentais de redução da precipitação mostram que 10 dias de seca poderiam tornar a floresta da região de Santarém inflamável (Ray et al., 2005). Desta forma, o fogo poderia ser um componente regular da ecologia nesta seção da bacia Amazônica. Porém, outros estudos indicam que apesar disto ser possível, a floresta não queimou dentro do tempo de vida das árvores, e que o fogo é tão raro na região que não há adaptação a ele. Quando estas florestas são incendiadas, os impactos são devastadores, com grande mudança na biomassa e composição da comunidade floral (Barlow et al., 2002; Barlow and Peres, 2004).

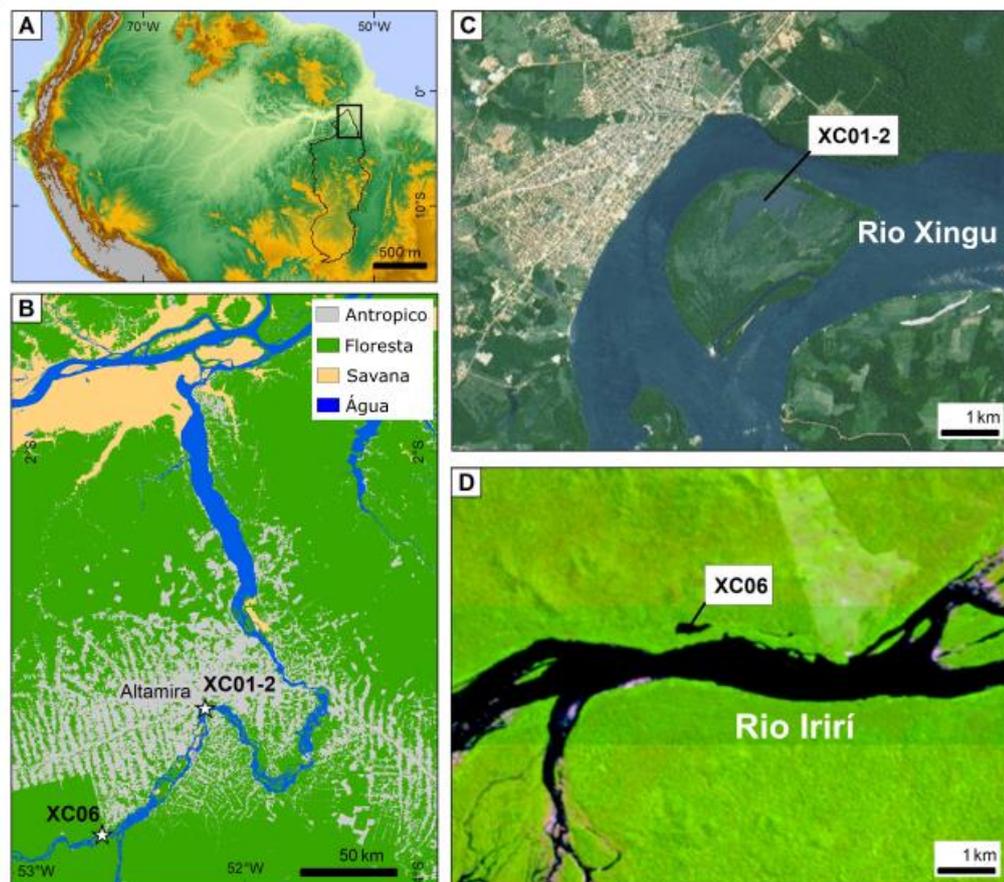
Se incêndios que fogem ao controle humano ocorreram, estes teriam sido provavelmente acidentes causados pela seca ao invés de criados pelo homem para fins de cultivo (Bush et al., 2007). Evidência disto é que o carvão encontrado no solo não está associado a cultivares ou a queimadas repetidas. Dessa forma, ambas as hipóteses extremas entre a alteração significativa e a não alteração da paisagem são insustentáveis. É incerta a definição de alteração significativa do habitat e quais foram as consequências espaciais e temporais das atividades humanas. Esta divisão com relação aos impactos antrópicos é muito mais devido a falta de dados do que genuinamente dados conflitantes.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Área de Estudo

#### 4.1.1. Aspectos geográficos

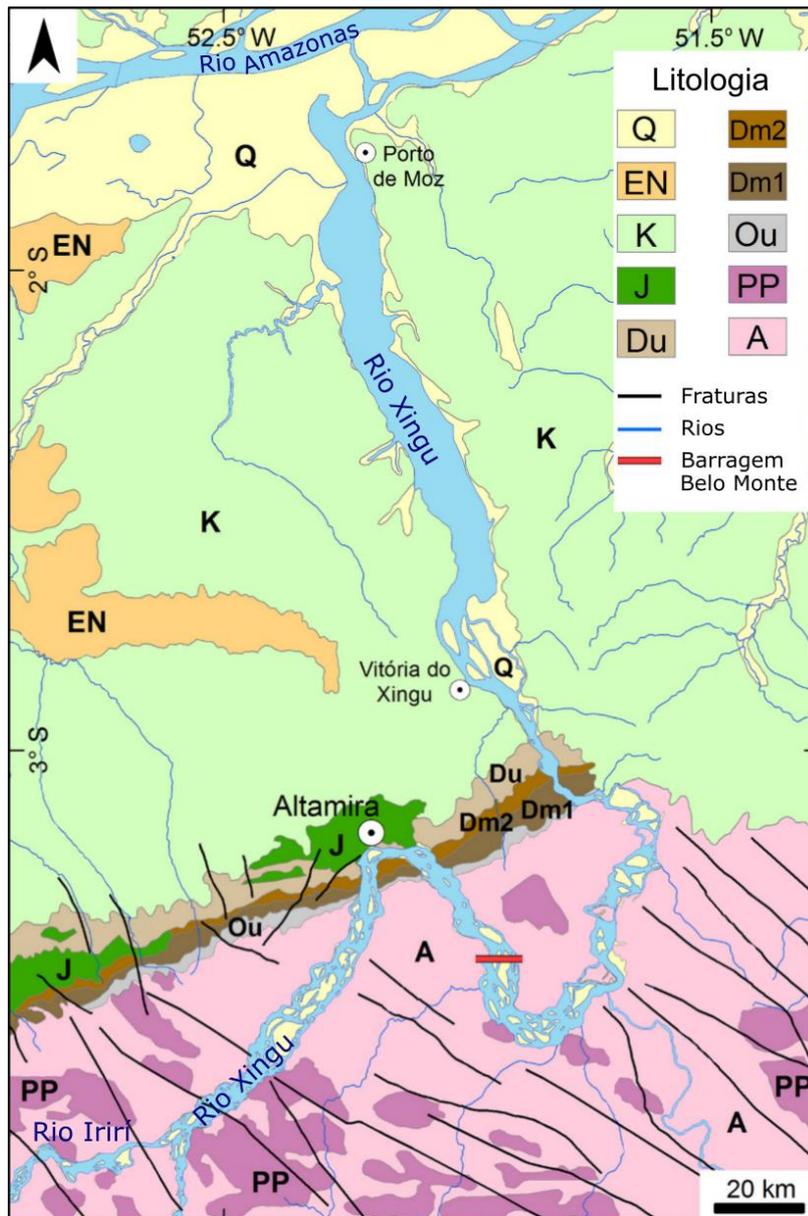
As duas áreas de estudo encontram-se no município de Altamira, Pará, inserido na VGR em planície de inundação do Rio Xingu e do Rio Iriri (Figura 2). O testemunho identificado como XC01-2 foi obtido em um lago na ilha de Arapujá ( $3^{\circ}48'57.56''\text{S}$  -  $52^{\circ}40'27.42''\text{O}$ ), próximo à cidade de Altamira (Sawakuchi et al., 2015). O segundo testemunho, denominado XC06, foi obtido em um lago às margens do rio Iriri ( $3^{\circ}48'56.09''\text{S}$  -  $52^{\circ}40'29.60''\text{O}$ ), aproximadamente 85 km de distância da Ilha Arapujá (Sawakuchi et al., 2015).



**Figura 2:** Mapa de localização das áreas de estudo no Rio Xingu (XC01-2) e no Rio Iriri (XC06). (A) bacia Amazônica e bacia do Rio Xingu; (B) Volta Grande do Rio Xingu e áreas de estudo indicados (estrela); (C) Ilha Arapujá - XC01-2 e (D) Lago Iriri- XC06.

#### 4.1.2. Aspectos geológicos e geomorfológicos

A região da área estudada inclui a transição do Rio Xingu do embasamento do cráton Amazonas para a bacia sedimentar do Amazonas (Figura 3), onde transpassa as Formações Devonianas Ererê e Maecuru e corre, em grande extensão, pela Formação Alter do Chão e terrenos Quaternários (Sawakuchi et al., 2015).



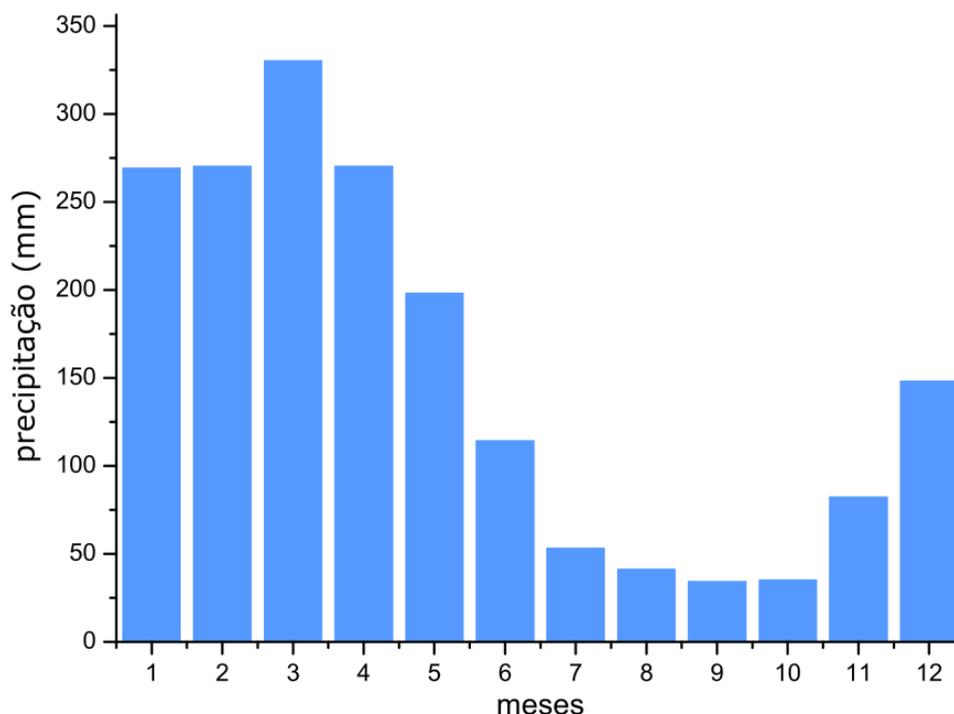
**Figura 3:** Mapa geológico simplificado da Volta Grande do Xingu, leste da Amazônia (Bahia et al., 2004). Litologias: (A) gnaiesses, granodioritos e granitóides arqueanos (complexo Xingu) e rochas metavulcânicas e metassedimentares; (PP) suítes intrusivas: granitos e granodioritos e charnockitês paleoproterozóicos; (Ou) folhelhos e arenitos ricas em Ordoviciano e Devoniano (grupo Trombetas); (Dm1 – Dm2 – Du) folhelhos, siltitos e arenitos médio-superiores (grupos Urupadi e Curuá); (J) diabásio

Triássico-Jurássico (Formação Penatecaua); (K) Formação Alter do Chão: arenitos e conglomerados; (EN) Eoceno - Neogene sedimentos indiferenciados e crostas lateríticas; (Q) sedimentos quaternários indiferenciados. A barra vermelha indica a posição da principal barragem de Belo Monte (Sítio Pimental). Adaptado de (Sawakuchi et al., 2015).

A região do Baixo Xingu está localizada geomorfologicamente nos denominados Tabuleiros do Baixo Rio Amazonas ou baixo platôs da Amazônia Oriental. Morfologicamente, o Rio Xingu nessa região produz imensas rias fluviais e mantém preservadas, em boa parte, sua cobertura vegetal (Dantas and Texeira, 2013).

#### **4.1.3. Aspectos climáticos e vegetacionais**

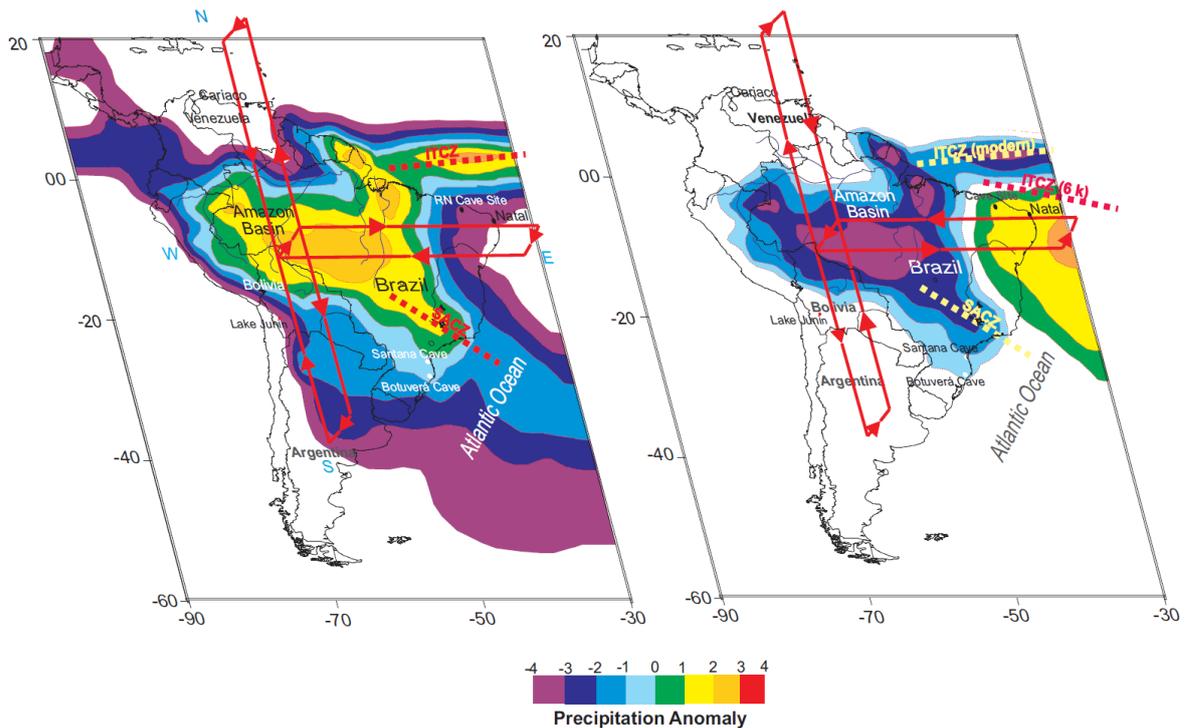
O clima regional da área de estudo é classificado como clima de monção tropical, com temperatura média anual de cerca de 26°C (Alvares et al., 2013). A precipitação anual varia entre 1.800 e 2.300 mm, com uma média de ~1.550 mm durante a estação chuvosa, entre os meses de novembro a maio (Figura 4), enquanto que a precipitação anual acumulada durante a estação seca, entre os meses de junho a outubro, é de ~350 mm (Moraes et al., 2005). Os dados apresentados foram obtidos através do sistema de análise de dados observacionais do *Climate Prediction Center* (CPC) da NOAA-USA, apresentam a alta variabilidade espacial com características de clima tropical e extratropical. A maior parte da precipitação anual é causada pelo estabelecimento de um Sistema de Monção Sul-Americano (SMSA) quase estacionário (Marengo et al., 2012) que juntamente com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) se torna um dos principais fatores para esse regime de precipitação (Jones and Carvalho, 2002).



**Figura 4:** Precipitação anual no município de Altamira Pará.

Parte da variabilidade interanual do SAMS é explicada pelo fenômeno ENSO, com fases quentes e frias relacionadas à diminuição e aumento da precipitação, respectivamente, durante a estação chuvosa do norte da América do Sul (Marengo et al., 2012).

A variabilidade da ZCIT pode indiretamente produzir anomalias de precipitação ao longo da região onde o SAMS está ativo (Baker e Fritz, 2015), já que o aumento do deslocamento de massas de ar na bacia amazônica pode aumentar a intensidade do SASM, e isso é observado em tempos modernos (Garcia e Kayano, 2015) e em escala milenar (Vuille et al., 2012). Assim, um deslocamento para o sul da ZCIT pode produzir uma intensificação do SASM (Figura 5).

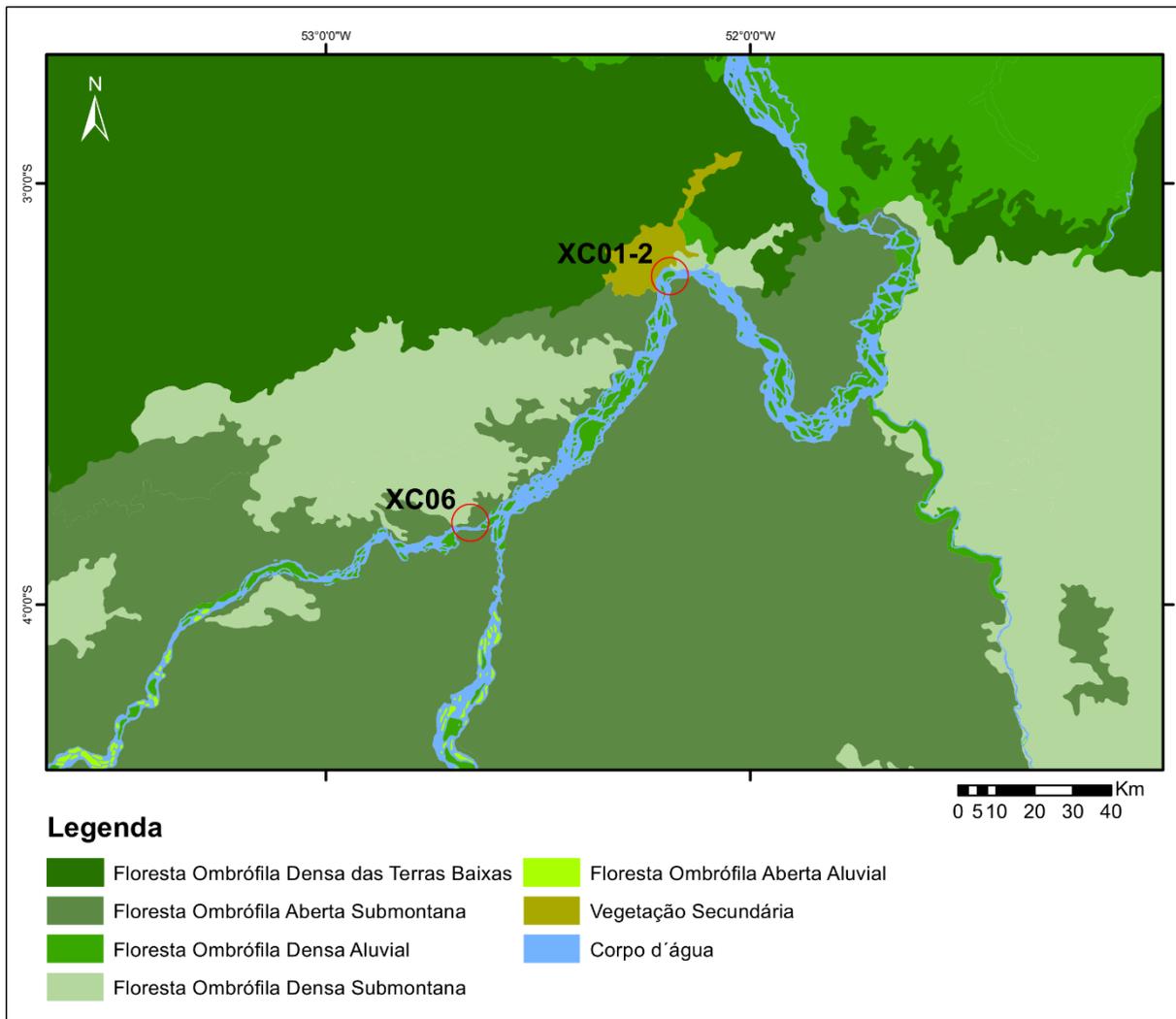


**Figura 5:** Diagrama esquemático que ilustra o padrão de precipitação da América do Sul durante o verão austral e as mudanças da célula de Walker e Hadley durante os períodos correspondentes a alta insolação de verão no Hemisfério Sul no último 4 mil anos (Holoceno Superior) e b) baixa insolação de verão no Hemisfério sul e entre 9.0 e 6.0 mil anos (Holoceno Inferior e médio). Modificado de Cruz et al. (2009).

Entretanto, registros de espeleotemas descreveram uma variabilidade de precipitação em escala orbital entre a Amazônia ocidental e oriental, que exibe um padrão quase-dipolo (Cheng et al., 2013). Este dipolo foi associado a uma célula de Walker dando origem a um padrão bipolar leste-oeste de precipitação de monções (Cruz et al., 2009), o que implicou em um aumento modesto na quantidade de precipitação no oeste da Amazônia, mas uma diminuição significativa da precipitação no leste Amazônia, onde se localiza a região da VGRX, mais exatamente na porção leste deste dipolo.

A vegetação na região da VGRX é composta por Floresta Ombrófila Densa (Salomão et al., 2007), que é uma das formações mais comuns encontradas na região Amazônica (Figura 6). Entre as espécies mais frequentes na região, destacam-se a castanheira (*Bertholletia excelsa*), melancieira (*Alexa grandiflora*), acapu (*Vouacapoua americana*), babaçu (*Attalea speciosa*), capoteiro (*Sterculia speciosa*), seringueira (*Hevea brasiliensis*), tachi preto (*Tachigalia myrmecophila*), amarelão (*Apuleia mollaris*), ingá pereba (*Inga alba*), dentre outras (Salomão et al., 2007). Outra formação que compõe a vegetação da VGRX é a Floresta Ombrófila Aluvial, ou seja

florestas inundáveis de várzea e igapó (Veloso et al., 1991; Adrian Quijada-Mascareñas et al., 2007). Nesta formação, os táxons mais comuns encontrados são o tarumã (*Vitex triflora*), ipê da várzea (*Tabebuia barbata*), xixuá (*Maytenus* sp.), ipê (*Macrobium acaciaefolium*), açacu (*Hura crepitans*), a piranheira (*Piranhea trifoliolata*), a abiurana da várzea (*Pouteria glomerata*) e acapurana (*Campsiandra laurifolia*) e as palmeiras jauari (*Astrocaryum jauari*), açai (*Euterpe oleracea*) e caranã (*Mauritiella armata*) (Salomão et al., 2007).



**Figura 6:** Mapa da vegetação da Volta Grande do Rio Xingu.

## 4.2. Coletas

Este estudo abrangeu diversas técnicas de reconstrução paleoambiental com o emprego de coletas de sedimentos para extração de indicadores biológicos, geológicos e químicos, que são descritas sucintamente a seguir.

#### 4.2.1. Volta Grande do Rio Xingu

Os sedimentos do sistema de rias da região de VGRX foram amostrados manualmente com tubo de PVC com diâmetro de 4 polegadas e, comprimento de 300 cm por mergulhadores, em profundidades entre um e dois metros de coluna d'água (Figura 7). Após a amostragem, os tubos foram lacrados e transportados ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.



**Figura 7:** Coleta de sedimentos na VGRX (Sawakuchi et al., 2015).

#### 4.3. Análise Palinológica

As amostras de sedimentos para a análise palinológica foram tratadas quimicamente no Laboratório de Micropaleontologia do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (DGSA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, de acordo com a técnica descrita em (Colinvaux et al., 1999): obtenção de amostras de 1 cm<sup>3</sup>, adição de 1 pílula do marcador exótico *Lycopodium clavatum*, tratamento com ácido clorídrico (HCL), ácido fluorídrico (HF), hidróxido de potássio (KOH), ácido acético glacial (CH<sub>3</sub>COOH), anidrido acético (CH<sub>3</sub>CO)<sub>2</sub>, ácido sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) e álcool etílico (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH). Após o processamento o resíduo final é armazenado em glicerina e lâminas foram preparadas e vedadas com parafina. A etapa de identificação, descrição e contagem dos grãos de pólen e esporos foram feitas em microscópio óptico com sistema de captura de imagens digitalizadas. As análises foram executadas sob aumentos de 400x 600x e 1000x (imersão em óleo).

Para a identificação dos tipos polínicos é utilizada a técnica de comparação dos palinomorfos encontrados nos sedimentos com grãos de pólen e esporos mantidos em coleção de referência moderna e por consultas à literatura especializada (Salgado-Labouriau, 1973; Roubik and Moreno, 1991; De Oliveira e Steinitz Kannan, 1992; Colinvaux et al., 1999), entre outros. Durante o trabalho palinológico foram contados no mínimo 200 grãos de pólen terrestres em cada amostra. Os dados foram tratados pré-estatisticamente através dos programas específicos TILIA, TILIAGRAPH (Grim e Troostheid, 1994) e CONISS (Grim, 1987). Este último, permite a delimitação de zonas paleoecológicas nos diagramas finais, que caracterizam as mudanças ambientais locais.

No testemunho do Lago Irirí foram feitas extrações de pólen e esporos em 35 amostras ao longo do testemunho, nas profundidades 16, 20, 24, 26, 30, 34, 36, 40, 44, 46, 50, 54, 56, 60, 64, 70, 74, 80, 84, 90, 96, 100, 106, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180, 190, 200, 210 e 216 cm.

Para as análises palinológicas do testemunho da Ilha Arapujá, foram analisadas 30 amostras com intervalo amostral de dois centímetros nas profundidades entre 20 e 60 cm.

#### **4.4. Análise de Partículas Carbonizadas- Ilha Arapujá**

Para a contagem de partículas carbonizadas a metodologia estabelecida por Tolonen (1986), determina a quantificação de partículas divididas em três categorias de tamanho: 0-25  $\mu\text{m}$ , 26-50  $\mu\text{m}$ , > 51  $\mu\text{m}$ . As partículas maiores que 50  $\mu\text{m}$  indicam fogos locais, enquanto os menores tamanhos indicam incêndios regionais (Tolonen, 1986). Essas partículas carbonizadas representadas em classes de tamanho são quantificadas nas lâminas palinológicas e juntamente com o esporo exótico *Lycopodium clavatum*. Posteriormente são geradas as taxas de concentração das classes de tamanho das partículas contadas.

#### **4.5 Análise de partículas carbonizadas- Irirí**

Para esta análise foi utilizada a técnica de que conta com o auxílio de software (Wind Seedel; Regent Instruments Canada Inc.). As partículas de carvões sedimentares foram extraídos de sub-amostras de 1  $\text{cm}^3$  em intervalos de 2 cm ao longo do perfil. As amostras foram submersas numa solução a 3% hexafosfato de Sódio ( $\text{NaPO}_3$ )<sub>6</sub> durante 48 horas e cuidadosamente peneiradas por via úmida em de

uma malha de 160  $\mu\text{m}$ . As partículas restantes foram submetidas a tratamentos com solução de Cloreto de Sódio NaCl a 10% para ajudar a distinguir o partículas carbonizadas, matéria orgânica e areias escuras. A identificação, contagem e medição de partículas carbonizadas foram feitas em um estereomicroscópio de 20x acoplado em Câmera digital e software de análise de imagens (Wind Seedel; Regent Instruments Canada Inc.).

Para cada amostra, o influxo de partículas vegetais carbonizadas, foi estimado pelo modelo de idade/profundidade para obter o número (partículas. $\text{cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ), a superfície área ( $\text{mm}^2.\text{cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ); e a relação Largura / Comprimento (L/C) das partículas vegetais carbonizadas para cada amostra-profundidade. A relação L/C é utilizada como um indicador de vegetação carbonizada (Umbanhowar and McGrath, 1998), com um L/C > 0,5 representando principalmente madeira e um L/C < 0,5 correspondente às gramíneas (Aleman et al., 2013).

#### **4.6. Análise Granulométrica dos Sedimentos**

As mostras de sedimentos foram submetidas à análise granulométrica no analisador Malvern Mastersizer 2000, que calcula matematicamente a granulometria das partículas a partir da difração num feixe de raios laser. O modelo físico/matemático adotado considera partículas dispersas em movimento aleatório, das quais se infere, portanto, um eixo geométrico médio. Este analisador possui dois tipos de acessório (unidades) de dispersão de amostra: o Hydro, para suspensão líquida de amostras lutáceas, e o Scirocco, para areia seca. Como várias das amostras analisadas apresentam teor considerável de silte e argila, foi empregado o acessório Hydro. Os resultados da análise granulométrica foram submetidos a tratamento estatístico básico, que fornece os valores do diâmetro médio, do desvio padrão e da assimetria pela técnica analítica dos momentos de Pearson.

#### **4.7. ED-FRX (Energia Dispersiva - Fluorescência de Raio X)**

Esta análise foi realizada no *Pioneer Natural Resources Stratigraphy and Paleo-environments Laboratory*, do Department of Earth Sciences and Environment, University of Kentucky, Lexington, KY, EUA. As amostras foram mantidas em freezer com temperatura ajustada de 78°C negativos, por 24hs. O objetivo deste procedimento é congelar a água existente nos sedimentos. Em seguida, as amostras foram levadas a uma câmara de vácuo acoplada ao equipamento (freezer dry) para

que no descongelamento do cristal de gelo a água passe do estado sólido diretamente para o gasoso e assim seja retirada dos sedimentos sem alterar suas propriedades físicas e químicas. Esse processo tem duração mínima de 12 horas (Rowe et al., 2012). Em seguida as amostras foram homogeneizadas em almofariz e pestilo de ágata e o material fino foi transferido para o recipiente final e levado ao equipamento (Bruker ED-XRF).

O equipamento, que contém o software para transferir os dados das leituras para o computador, passa por calibração antes da primeira leitura através comparação com uma amostra padrão. Em seguida verifica-se a tabela com os dados padrões e se dá início ao processo de análise da amostra, onde são observados os elementos principais e os elementos-traço (Rowe et al., 2012). Os dados gerados após a leitura são tratados em programas estatísticos.

#### **4.8. Carbono Total (CT) e Carbono Orgânico Total (COT)**

O Carbono Total (CT) inclui ambos os constituintes orgânicos e inorgânicos da amostra. O COT é determinado por tratamento de uma alíquota de amostra seca com ácido fosfórico suficiente (1:1) para remover o carbono inorgânico, antes de análise do instrumento. Uma porcentagem de sedimentos é separada para COT e CT e secos a 105°C com uso do analisador LECO CR-412 Analyzer Carbon. Os sedimentos são preparados para combustão a 1.350°C em uma atmosfera de oxigênio no analisador LECO CR-412 Analyzer Carbon. O carbono é oxidado para formar CO<sub>2</sub>. A fase gasosa flui através de dois tubos de progressão. O primeiro tubo purificador é embalado com Drierite® (CaSO<sub>4</sub>) e grânulos de cobre para reter a água e gás de cloro. O segundo tubo purificador é embalado com Anhydron® (Mg (ClO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>) para remover a umidade residual. Em seguida se trata de uma fase gasosa, que flui através de uma célula de detecção Infra-Vermelho Não-Dispersivo (IFND), ajustada para detecção de CO<sub>2</sub>, (Bernard et al., 2004). A área integrada sob o sinal detectado é proporcional à quantidade de CO<sub>2</sub> que passa através da célula IFDN. O resultado corrigido de peso é expresso em porcentagem de carbono (%C). Esta análise foi realizada no *Pioneer Natural Resources Stratigraphy and Paleo-environments Laboratory*, do Department of Earth Sciences and Environment, University of Kentucky, Lexington, KY, EUA.

#### **4.9. Datação <sup>14</sup>C**

Para o lago Iriri um total de oito amostras foram escolhidas para datação <sup>14</sup>C pela técnica AMS (Espectrometria de Massa com Aceleradores) inicialmente para determinar o intervalo cronológico do perfil (base e topo) e transições turfa/sedimento. As amostras foram separadas e enviadas para dois laboratórios. Cinco amostras foram analisadas pelo Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e outras três foram analisadas pelo *Beta Analytics*, Miami, Flórida-EUA.

Já na Ilha Arapujá, quatro amostras sedimentares foram datadas pela técnica AMS de radiocarbono. A amostra de 20 cm de profundidade foi enviada ao Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) enquanto que as de profundidades 40 cm, 60 cm e 80 cm foram datadas pelo laboratório *Beta Analytics*, Miami, Flórida-EUA.

As idades convencionais de ambos os pontos foram calibradas (anos cal. AP) seguindo a curva de calibração SHcal 13 (Reimer et al., 2013), mais adequada para matéria orgânica continental do Hemisfério Sul.

#### **4.10. Modelo de Idades**

Os modelos de idades para os sedimentos do Lago Iriri e Ilha Arapujá foram obtidos por uso do software estatístico rBacon, e os resultados da datação <sup>14</sup>C calibrados foram interpolados linearmente para gerar o modelo de idades para as demais amostras não datadas (Blaauw and Christeny, 2011).



## 5. RESULTADOS

### 5.1 Lago Irirí – Testemunho XC06

#### 5.1.1. Descrição sedimentológica

O testemunho XC06, obtido no Lago Irirí, com 228 cm de comprimento foi examinado quanto ao seu aspecto litológico. Através de exame ótico nota-se granulação muito fina com coloração homogênea cinza escura e a presença de partículas carbonizadas dispersas ao longo de todo o perfil (Figura 8). Entre 125 e 90 cm ocorre um nível de sedimentos turfosos.



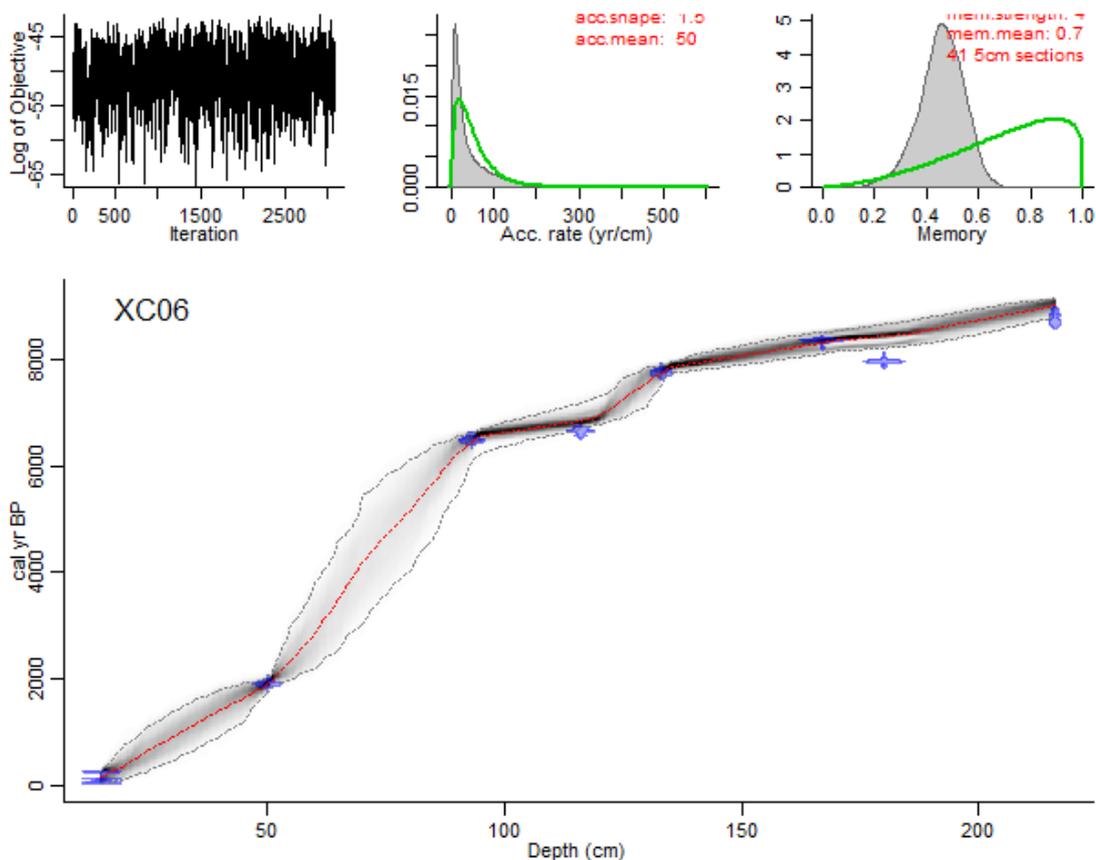
**Figura 8:** Perfil sedimentológico Lago Irirí (XC06).

#### 5.1.2. Datação <sup>14</sup>C

O testemunho apresentou idades que estão entre 8.444 e 164 anos cal. AP (Tabela 1), a partir desses dados foi gerado o modelo de idades (Figura 9).

**Tabela 1:** Datações <sup>14</sup>C, idades convencionais e calibradas pela curva SHcal 13 - Lago Irirí (XC06).

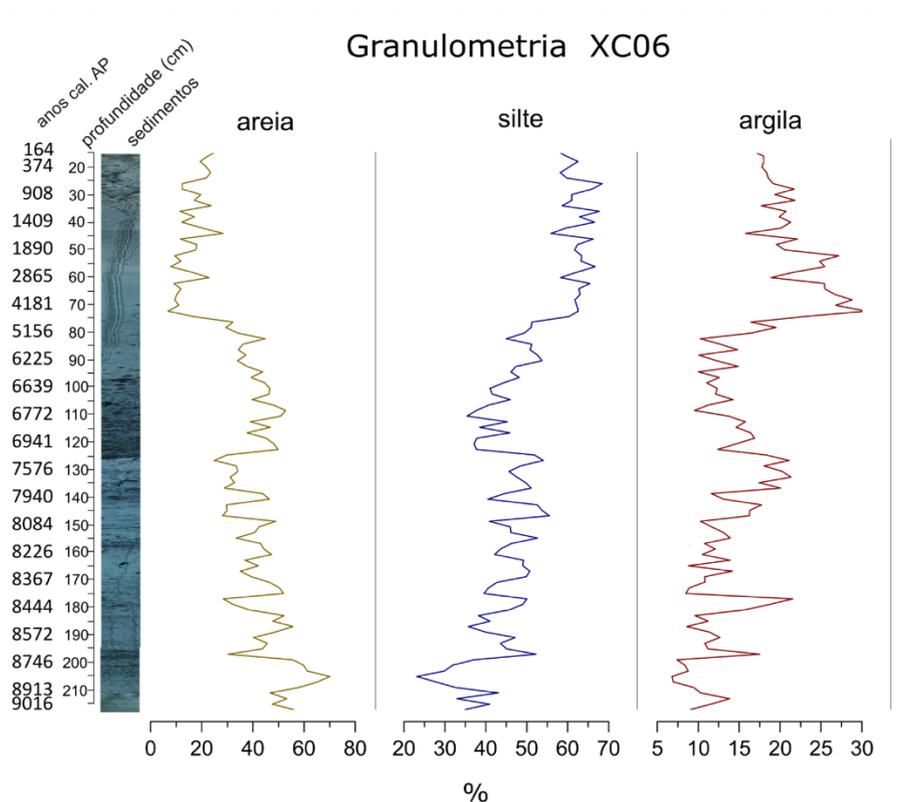
Lab.	Código da amostra	Amostra	Profundidade (cm)	Idade	
				Radiocarbono Convencional	Idades Calibradas (anos cal. AP)
BETA	468960	XC06-15	15	103	164
BETA	488005	XC06-50	50	1960±30	1890
LACUFF	170082	XC06-93	93	5708±31	6431
LACUFF	170080	XC06-116	116	5841±31	6857
LACUFF	170079	XC06-133	133	6930±32	7747
LACUFF	170078	XC06-167	167	7546±31	8325
BETA	468961	XC06-180	180	7150±30	8444
LACUFF	170083	XC06-216	216	7929±30	9016



**Figura 9:** Modelo de idades para o Lago Iriri (XC06).

### 5.1.3 Granulometria

A distribuição de partículas de areia, silte e argila no testemunho XC06 é mostrada na figura 10. Nota-se uma tendência grânulo-decrescente da base para o topo. O perfil sedimentar é caracterizado por maiores valores de areia (70%) no setor basal, no intervalo amostral de 216 a 126 cm de profundidade (9.016 a 7.320 anos cal. AP) e reduz gradualmente para porcentagens mais baixas (25%). No entanto, neste mesmo intervalo, silte (25%) e argila (6%) possuem valores menores e tendem a aumentar gradualmente em direção ao topo. Após 126 cm de profundidade (7.320 anos cal. AP) os valores de areia voltam a subir e passam de 50% e permanecem altos até 76 cm (4.780 anos cal. AP). Entre 74 e 16 cm de profundidade (4.590 e 206 anos cal. AP) os valores de areia reduzem rapidamente e permanecem oscilando (entre 8 – 25%), diferentemente de silte e argila que passam a ter as mais altas porcentagens com oscilações (silte 56 – 68%/ argila 15 – 30%).



**Figura 10:** Gráfico de granulometria. Areia (cinza); Silte (azul) e argila (vermelho) – Lago Irirí (XC06).

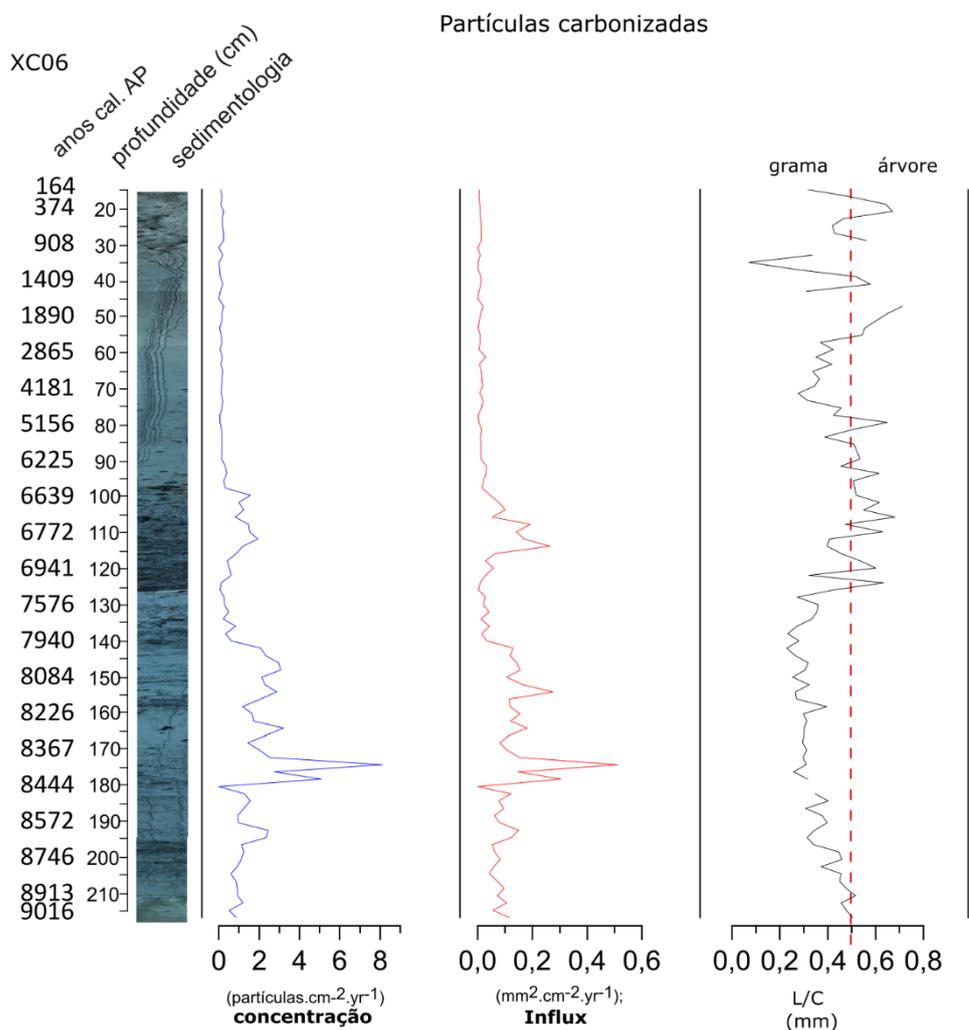
#### 5.1.4. Partículas carbonizadas

A concentração e influxo de partículas carbonizadas (Figura 11) mantém-se estável entre 9.016 e 8.680 anos cal AP, assim como a  $L/C < 0,5$  mm, indicando que são originárias de materiais vegetais leves, como por exemplo, queima de folhas (Lim et al., 2014a) e que possivelmente foram transportadas.

A partir de cerca de 8.680 anos cal AP, esses valores oscilam, chegando a apresentar picos entre as idades 8.430 e 8.380 anos cal AP. Após esse período a concentração e o influxo diminuem e voltam a oscilar até cerca de 7.940 anos cal AP, mas em valores mais elevados que no início do perfil (Figura 15). A  $L/C$  tende a apresentar valores  $< 0,4$  mm durante todo esse período. A concentração e o influxo diminuem entre cerca de 7.940 a 6.900 e a  $L/C$  estão  $> 0,5$  mm a partir do período cerca de 6.940 anos cal AP, que pode sugerir que as partículas presentes são originárias de partes mais densas de vegetais como cascas de árvores e/ou galhos (Lim et al., 2014a).

Entre 6.940 e 6.640 anos cal AP a concentração e o influxo de partículas apresentam pequenos picos e a  $L/C$  responde de forma negativa aos dois maiores

picos do influxo. Nesses momentos a L/C baixa os valores para <0,5 mm em seguida se mantém >0,5 mm. A partir de 6.640 anos cal AP, a concentração e o influxo diminuem, com valores próximos a zero e esse padrão segue até 164 anos cal AP. Entretanto, L/C oscila entre 0,06 e 0,4 mm até cerca de 2.860 anos cal AP, seguida de queda e variação próximo a 0,4 mm. Após 2.400 a L/C se estabiliza entre 0,6 e 0,4 mm. Por volta de 1.200 anos cal AP a L/C apresenta seu menor valor, ou seja, 0,1 mm.



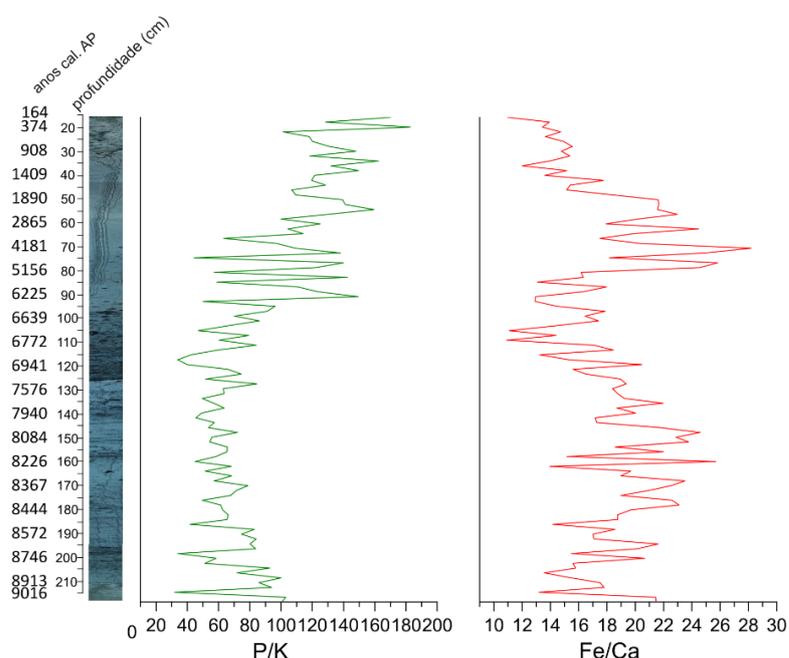
**Figura 11:** Análises de partículas carbonizadas – Concentração (azul), Influxo (vermelho) e Largura/Comprimento (preto) e 0,5 mm (tracejado vermelho).

### 5.1.5. Fluorescência de raio-X (XRF)

A análise de XRF para os sedimentos do testemunho XC-06 revelou Ti, Al, K, Si, S, Fe, Ca e P como elementos principais, derivados de processos de intemperismo. Observa-se que Ti, Al e K, estes muitas vezes estão associados aos minerais de

argila, podem refletir na intensidade do intemperismo químico, uma vez que, essa localidade encontra-se nos trópicos, onde o potencial para a formação de caulinita é alto devido à elevada lixiviação causada pela precipitação enquanto que Fe e S podem indicar ambientes redutores. O silício é normalmente interpretado como indicativo de quartzo, fontes biogênicas (como esponjas, diatomáceas, fitólitos) e como de argilas. O fósforo precipita geralmente em águas altamente produtivas enquanto que o Ca, por se um elemento que pode vir de muitas fontes, torna-se difícil sugerir sua possível contribuição no perfil sem conhecer sua origem.

Foram escolhidas duas razões (P/K e Fe/Ca) que colaboram com os objetivos desse trabalho (Figura 12). É possível dividir em duas fases de variações sendo a primeira contemplada entre cerca de 9.016 a 5.000 e onde as razões oscilam de forma oposta. E a segunda fase compreende entre cerca de 5.000 ao Presente

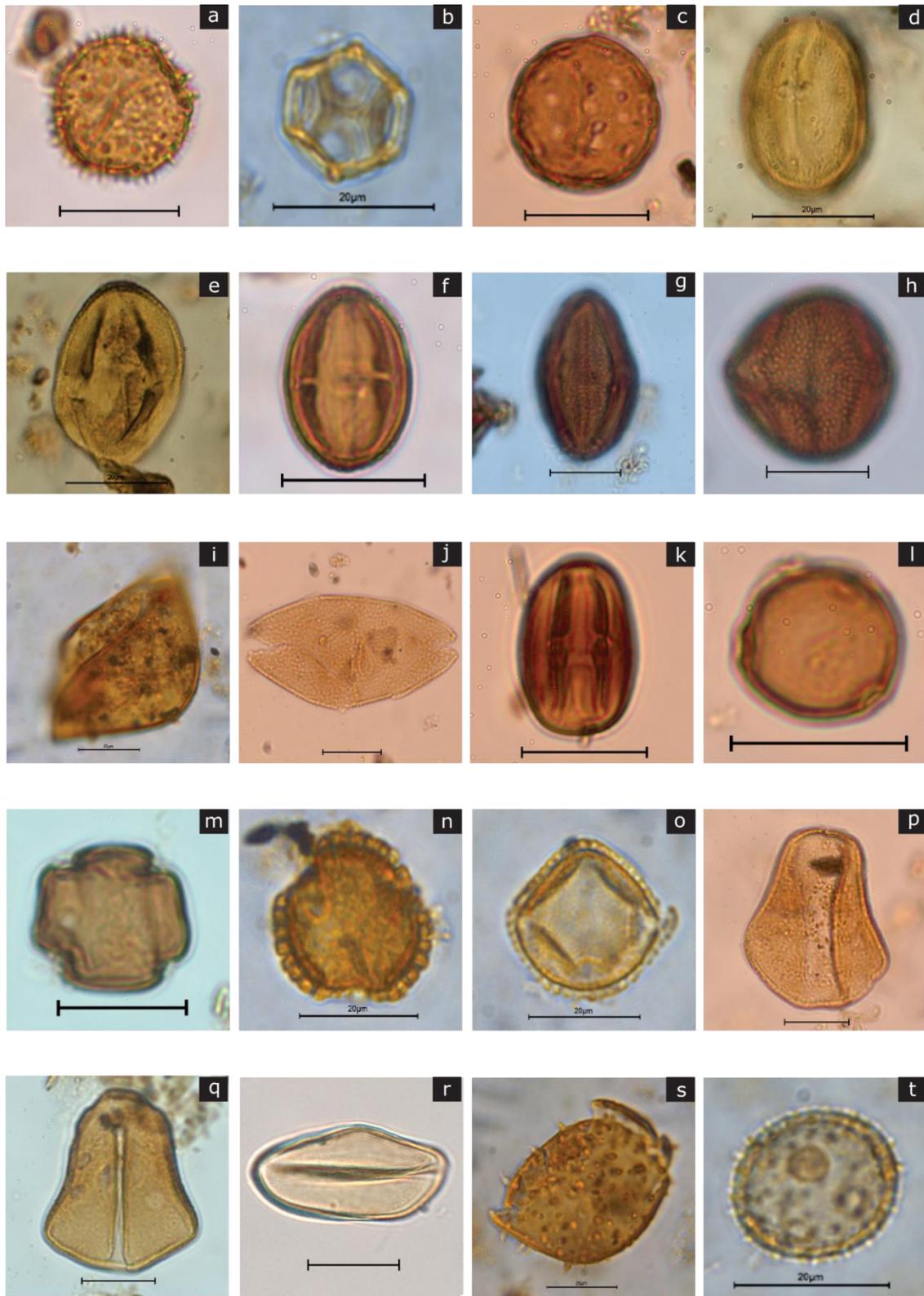


**Figura 12:** Razões geoquímicas P/K (verde) Fe/Ca (vermelho).

### 5.1.6. Análise palinológica

A análise palinológica dos sedimentos do Lago Iri e Ilha Altamira revelou a presença dos seguintes táxons arbóreos: *Acalypha*, *Alchornea*, *Anacardiaceae*, *Annonaceae*, *Apeiba*, *Apocynaceae*, *Arecaceae*, *Attalea*, *Bignoniaceae*, *Carapa*, *Casearia*, *Cecropia*, *Cedrela*, *Combretum*, *Cupanea*, *Dalbergia*, *Dydimopanax*,

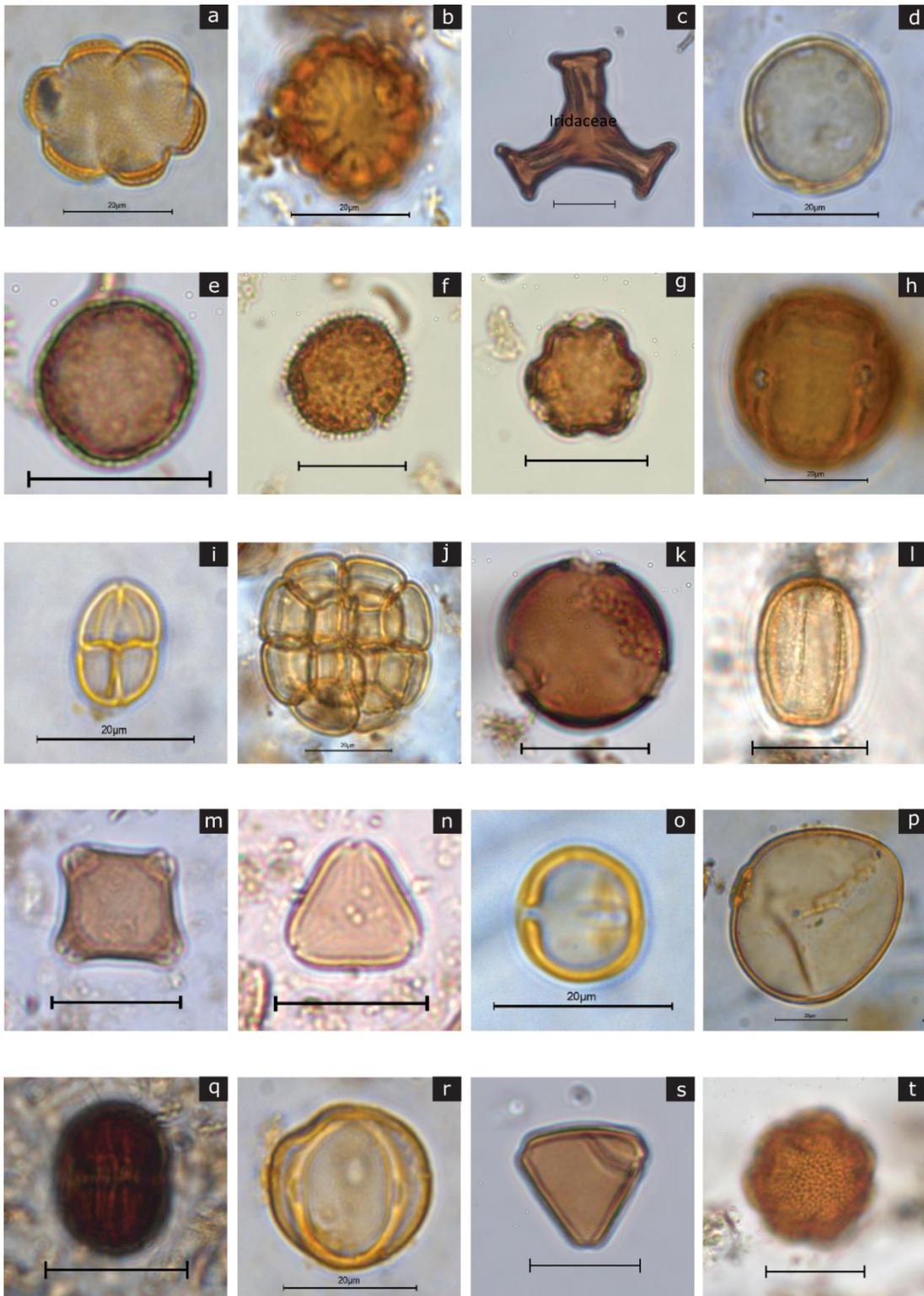
Euphorbiaceae, *Euterpe*, Fabaceae, *Faramea*, *Genipa*, *Hedyosmum*, Loranthaceae, *Machaerium*, Malphigiaceae, Malvaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Mimosaceae, Moraceae, *Myrsine*, Myrtaceae, *Pilea*, *Piranhea*, *Pouteria*, Proteaceae, *Psidium*, *Psychotria*, Rubiaceae, Sapindaceae, *Sapium*, Sapotaceae, *Sebastiania*, *Spondias*, *Stigmaphylon*, *Symmeria* e *Talisia*. Entre os representantes de ervas terrestres estão Amaranthaceae, Apiaceae, Asteraceae, *Begonia*, Iridaceae, Lamiaceae, Lentibulariaceae, Poaceae e Polygalaceae, e entre as ervas aquáticas encontram-se Alismataceae, *Borreria*, Cyperaceae e *Sagittaria*. Como representantes de esporos observa-se os táxons *Cyathea*, Polypodiaceae, *Selaginella*, além de grãos monoletes e triletes, também indicativos de samambaias e grupos afins. As algas estão representadas por *Botryococcus* e *Zygnema* (Figuras 13,14,15 e 16).



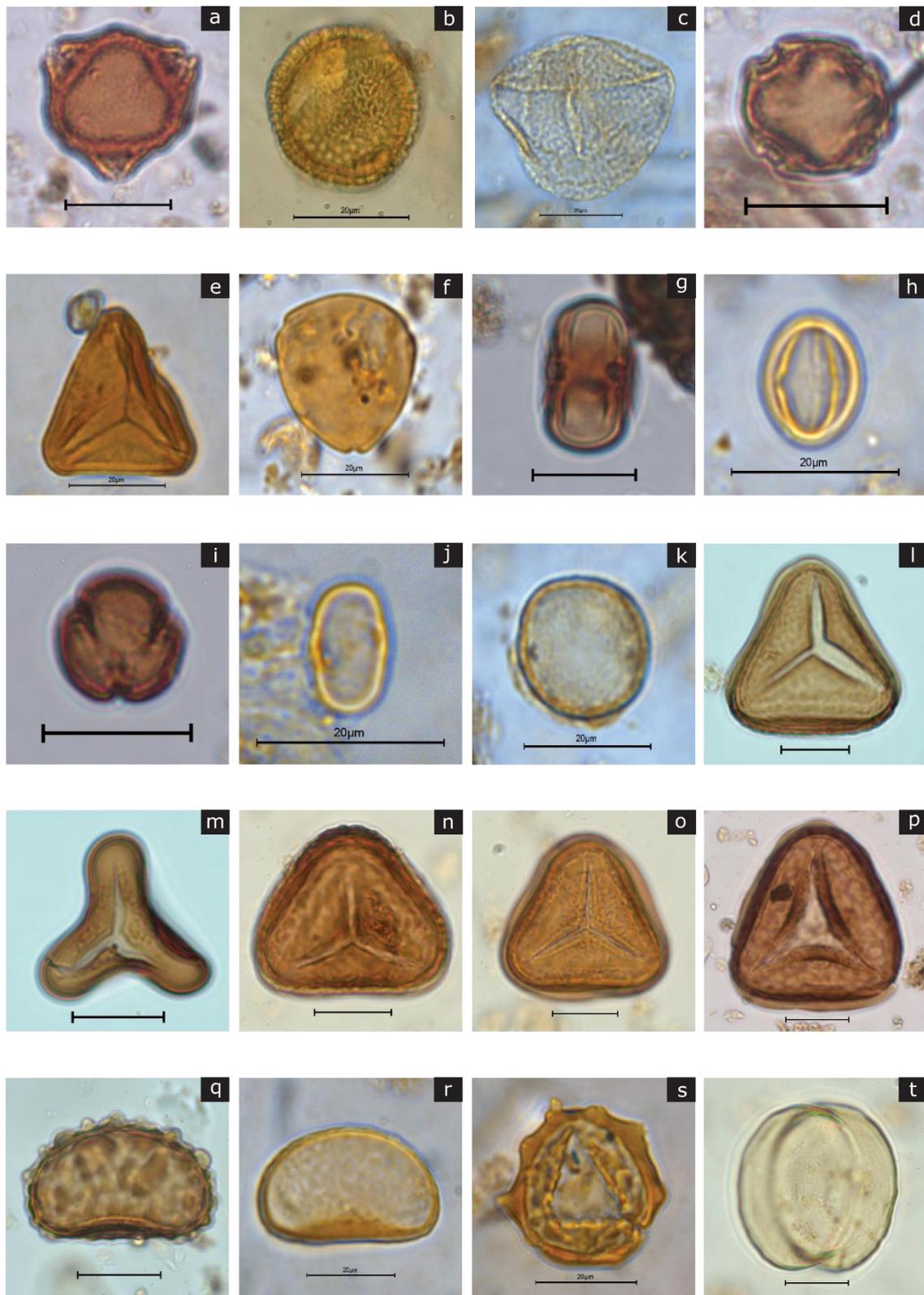
**Figura 13: Alismateceae:** *Sagittaria* (a); **Amaranthaceae:** *Alternanthera*, (b), *Amaranthus* (c); **Anacardiaceae:** *Astronium* (d), *Spondias cf. radokoferi* (e), *Tapirira* (f) Anacardiaceae 1 (g) Anacardiaceae 2 (h); **Annonaceae:** Annonaceae (i) *Xylopia* (j); **Apiaceae:** Apiaceae (k); **Apocynaceae:** *Parahancornia* (l), *Mucoa* (m); **Aquifoliaceae:** *Ilex* (f); **Araliaceae:** *Didymopanax* (G); **Arecaceae:** *Attalea* (q), *Euterpe* (r), *Mauritia flexuosa* (s), *Mauritiella* (t).



**Figura 14: Asteraceae:** Asteraceae 1 (a), Asteraceae 2 (b) **Begoniaceae:** *Begonia* (c); **Bignoniaceae:** *Arrabidea* (d); **Bombacaceae:** Bombacaceae 1 (e); **Burseraceae:** *Protium* (f); **Caesalpinioideae:** *Copaifera* (g); **Chloranthaceae:** *Hedyosmum* (h); **Clusiaceae:** *Symphonia* (i); **Combretaceae:** *Combretum* (j); **Cyperaceae:** Cyperaceae (k); **Euphorbiaceae:** *Acalypha* (l), *Alchornea* (m), *Phyllanthus* (n), *Piranhea* (o), *Sapium* (p); **Anacardiaceae:** *Spondias* (q); **Fabaceae:** *Machaerium* (r) **Fabaceae:** *Fabeceae*(s); **Flacourtiaceae:** *Caesaria* (t).



**Figura 15:** **Lamiaceae:** Lamiaceae (a); **Lentibulariaceae:** Lentibulariaceae (b); **Loranthaceae:** Loranthaceae (c); **Malpighiaceae:** *Stigmaphyllon* (d), Malpighiaceae (e); **Malvaceae:** Malvaceae (f); **Melastomataceae:** Melastomataceae (g); **Meliaceae:** *Cedrela* (h); **Mimosaceae:** *Mimosa* (i), *Zygia* (j); **Moraceae:** Moraceae (k); **Myrsinaceae:** *Myrsine* (l); **Myrtaceae:** *Psidium* (m), Myrtaceae (n); **Papilionidade:** *Dalbergia* (o); **Poaceae:** Poaceae (p); **Polygonaceae:** *Polygonaceae* (q), *Symmeria* (r), **Proteaceae:** *Roupala* (s); **Rubiaceae:** *Borreria* (t).



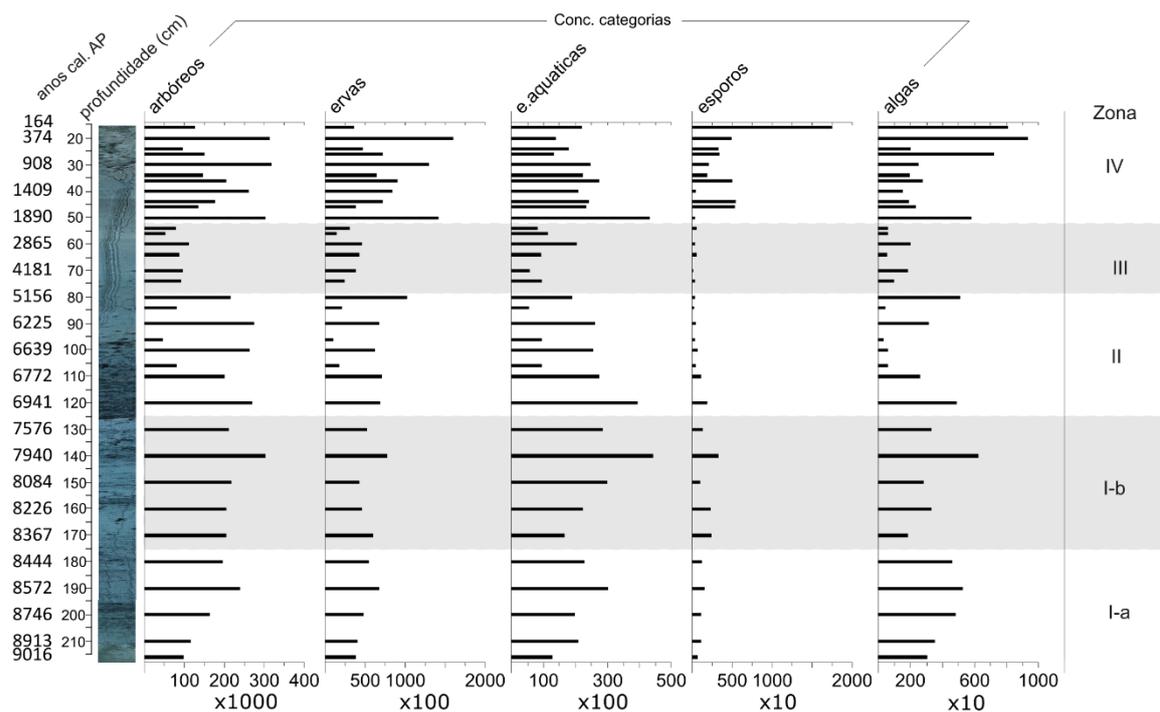
**Figura 16: Rubiaceae:** *Faramea* (a); *Genipa* (b), *Psychotria* (c); **Salicaceae:** *Casearia* (d); **Sapindaceae:** *Matayba* (e), *Talisia* (f); **Sapotaceae:** *Pouteria* (g); **Scrophulariaceae:** *Scoparia* (h); **Tiliaceae:** *Luehea* (i); **Urticaceae:** *Cecropia* (j), *Pilea* (k); **Cyatheaceae:** *Cyathea* 1 (l), *Cyathea* 2 (m), *Cyathea* 3 (n); *Cyathea* 4 (o) **Pteridaceae:** *Ptyrograma* (p) **Polypodiaceae:** *Polypodium* (q), Polypodiaceae (r); Não identificado (s); Não identificado (t).

### 5.1.7. Análise palinológica

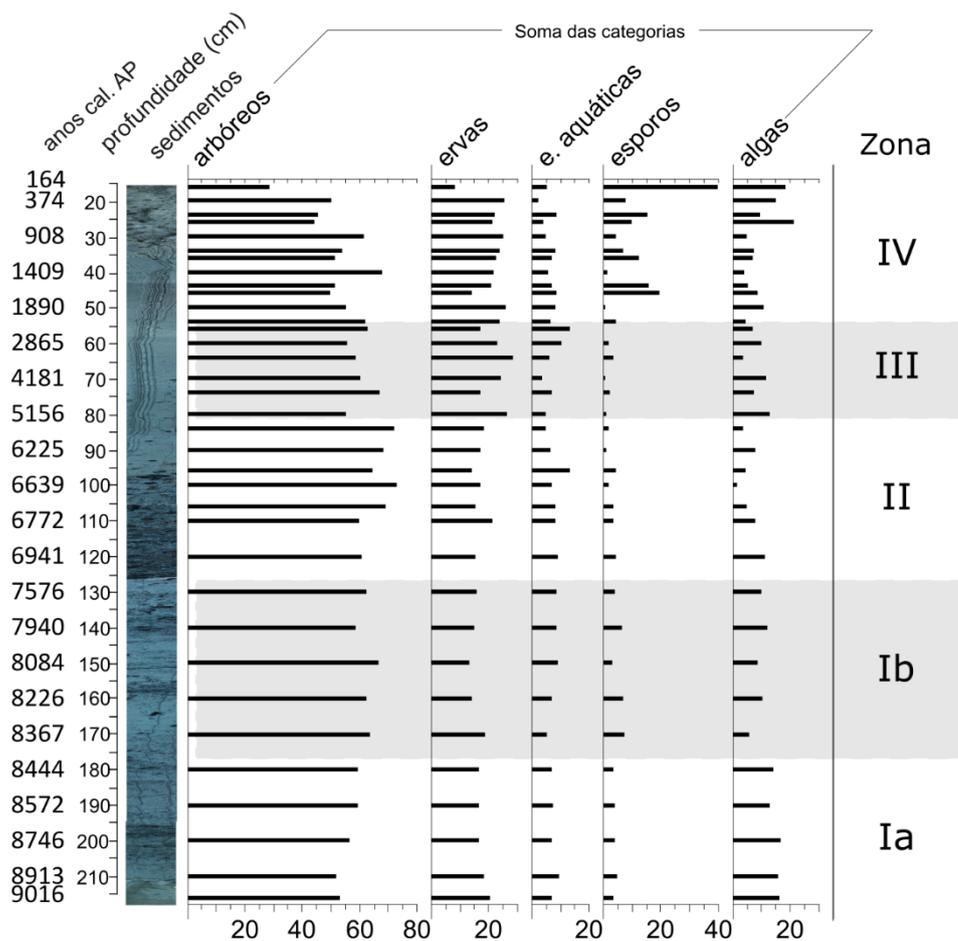
Nas descrições das zonas polínicas são apresentados os valores de porcentagem de soma total de pólen de árvores, lianas e ervas terrestres e aquáticas independentemente do segundo grupo, composto por esporos de samambaias e de grupos afins e de algas. Os valores expressos se referem a melhor representação de cada táxon dentro da Zona.

Zona I-a (9.016 a 8.400 anos cal. AP; 216 - 176 cm)

Esta zona inicia com baixos valores de porcentagem e concentração dos palinomorfos até cerca de 8.740 anos AP seguido de aumento da representação. Estão presentes nesta zona arbóreos (51-59%; 240.169 grãos por  $\text{cm}^3$ ); ervas (16-20%; 67.548 grãos por  $\text{cm}^3$ ); ervas aquáticas (7-9%; 30.021 grãos por  $\text{cm}^3$ ); esporos de samambaias e licófitas (4-5%; 15.011 grãos por  $\text{cm}^3$ ) e esporos de algas (13-16%; 52.537 grãos por  $\text{cm}^3$ ) como mostram as Figuras 17 e 18.



**Figura 17:** Diagrama polínico de concentração ( $\text{cm}^3$ ) das categorias (arbóreos, ervas, ervas aquáticas, esporos e algas).



**Figura 18:** Diagrama polínico de porcentagem das categorias (arbóreos, ervas, ervas aquáticas, esporos e algas).

Entre os táxons arbóreos se destacam-se *Cecropia*, *Melastomataceae*, *Symmeria* (Figuras 19,20,21 e 22), seguido pelas ervas *Poaceae* e *Sagittaria* (Figura 23). Os esporos mais expressivos nesta zona tanto em concentração quanto porcentagem são os monoletes. As algas *Botryococcus* e *Zygnema* estão bem representada em toda zona (Figuras 24).

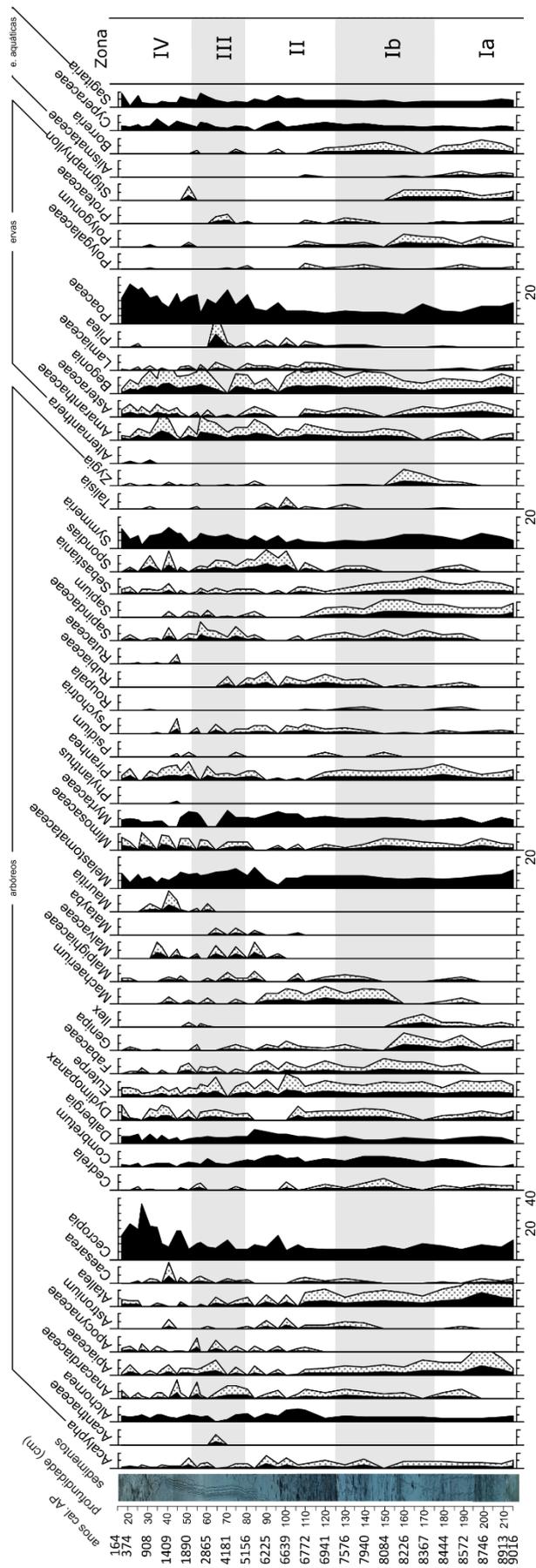


Figura 19: Diagrama polínico de porcentagem dos táxons arbóreos e herbáceos.

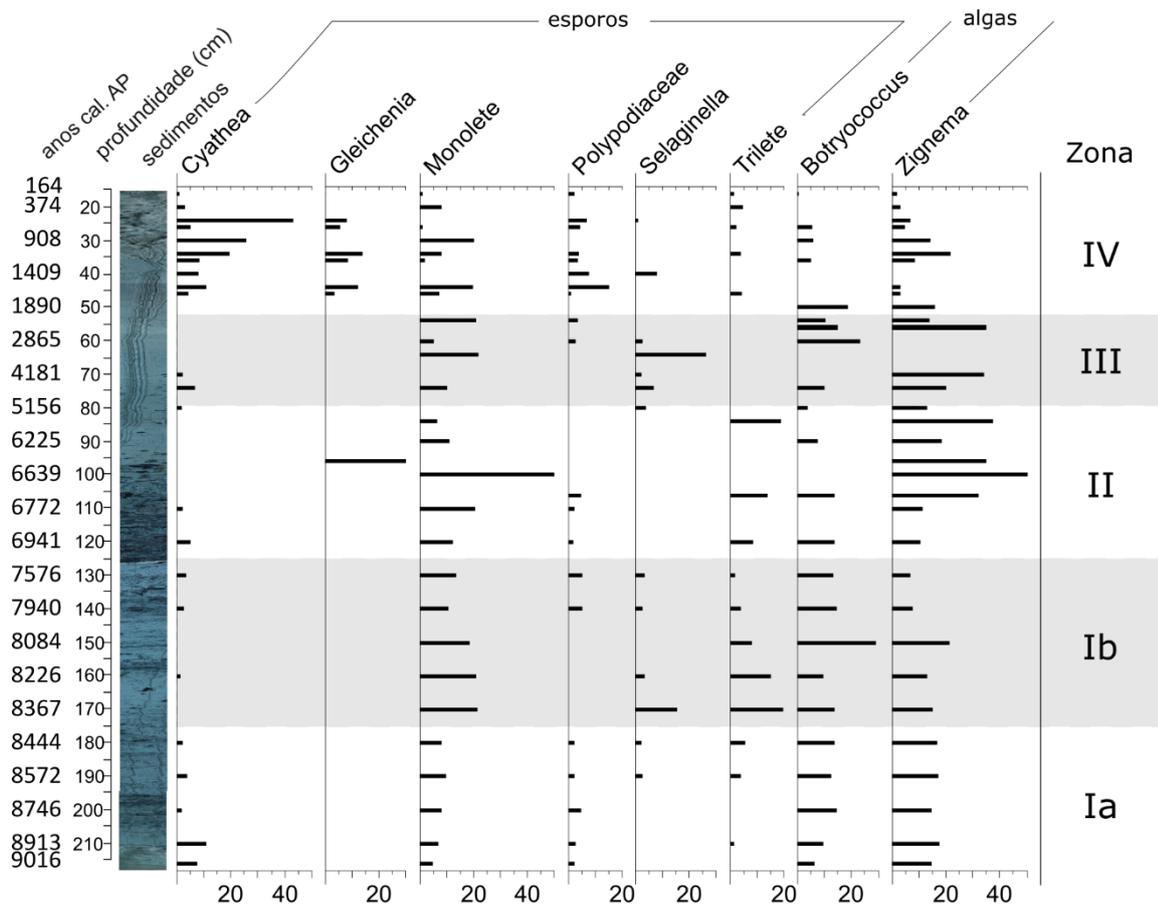


Figura 20: Diagrama polínico de porcentagem de esporos e algas.

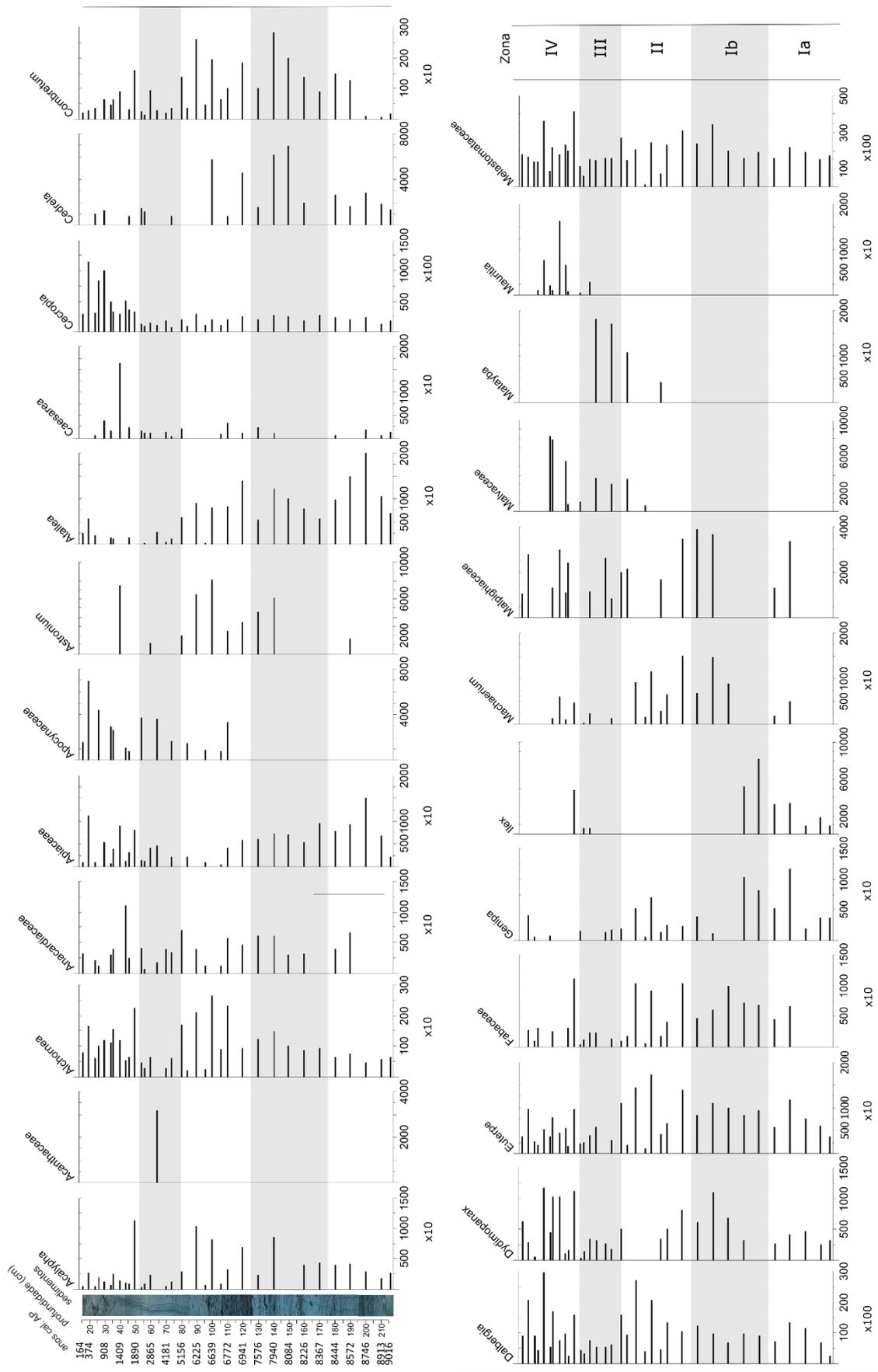


Figura 21: Diagrama polínico de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons arbóreos.

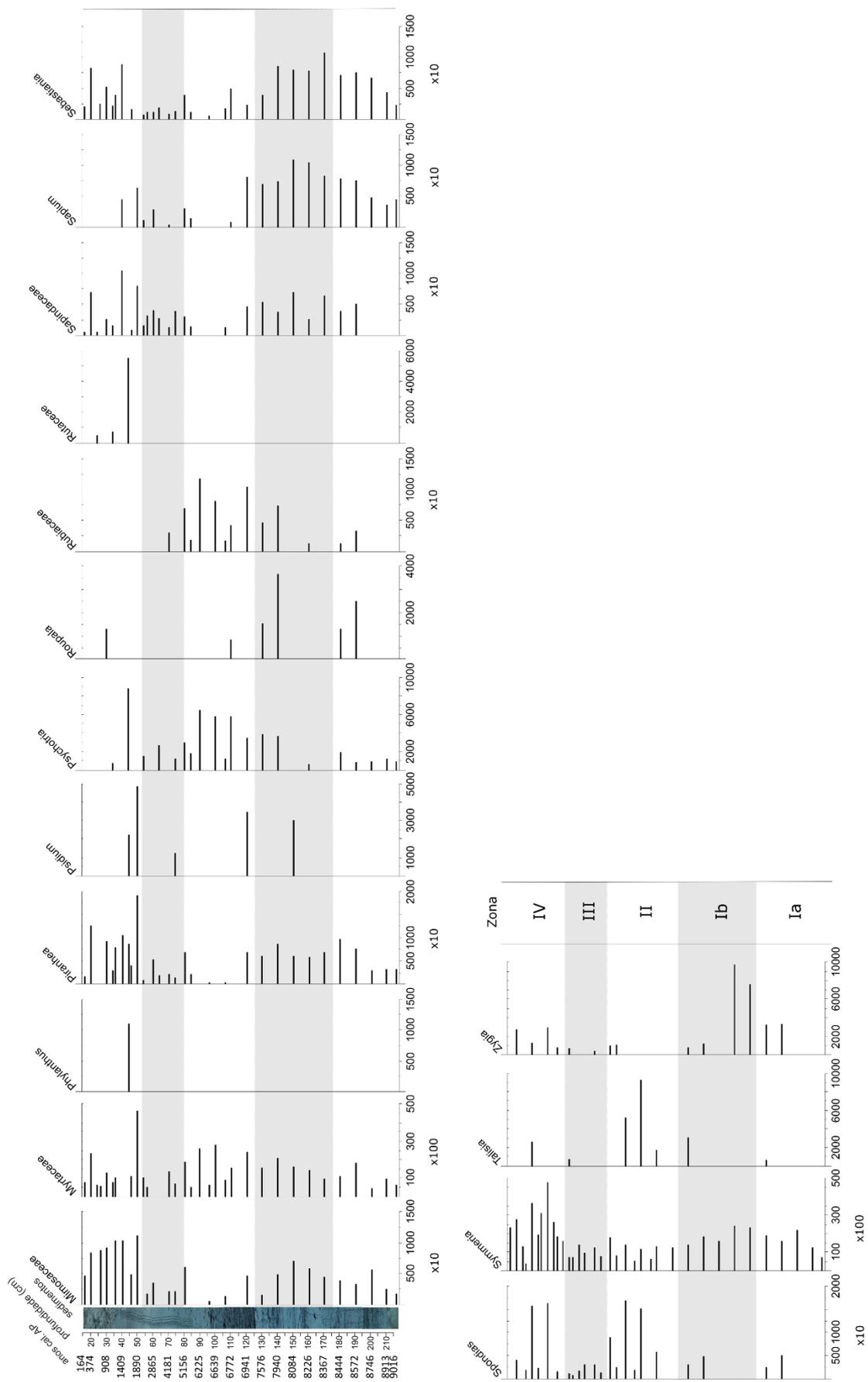


Figura 22: Diagrama polínico de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons arbóreos.

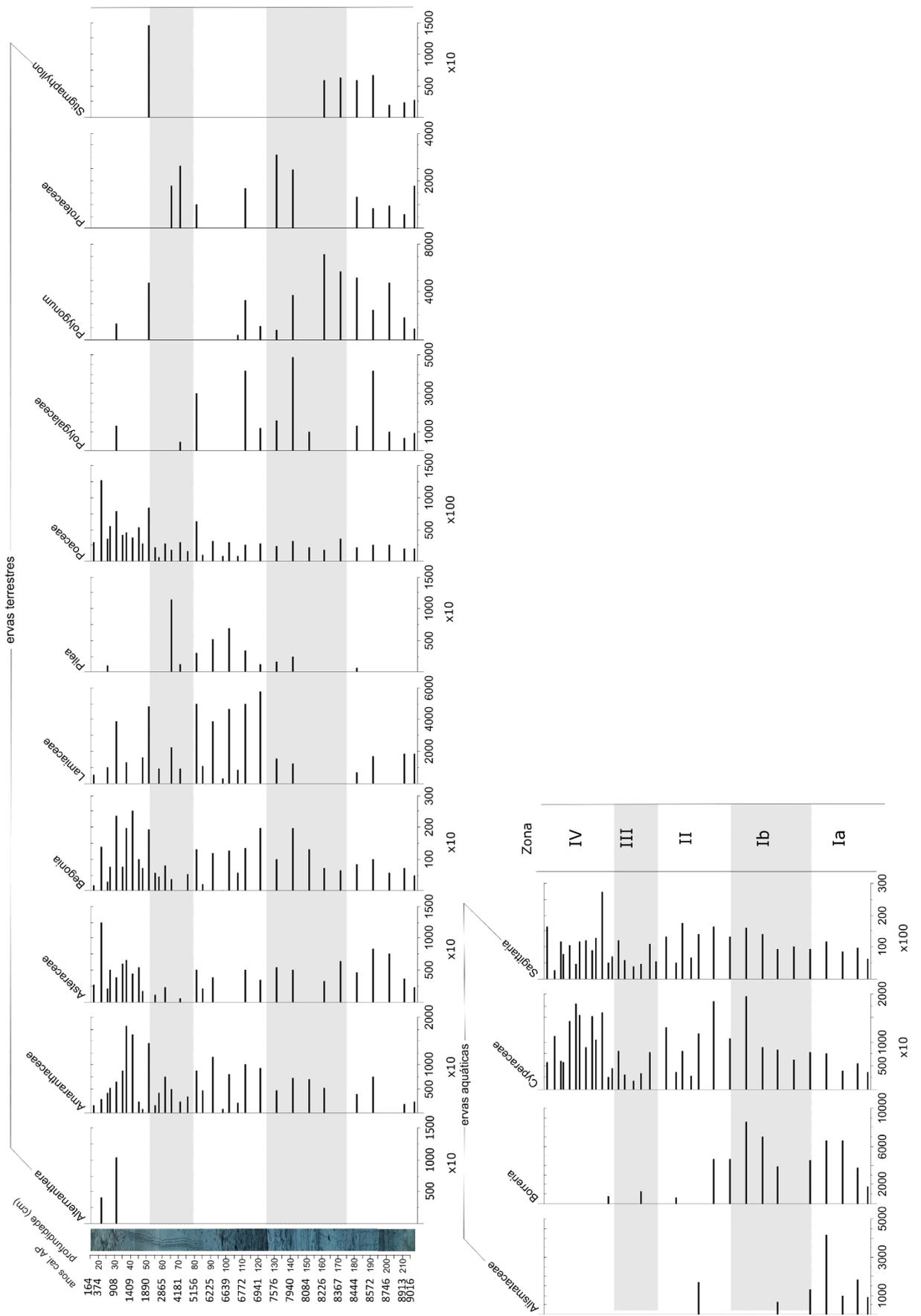
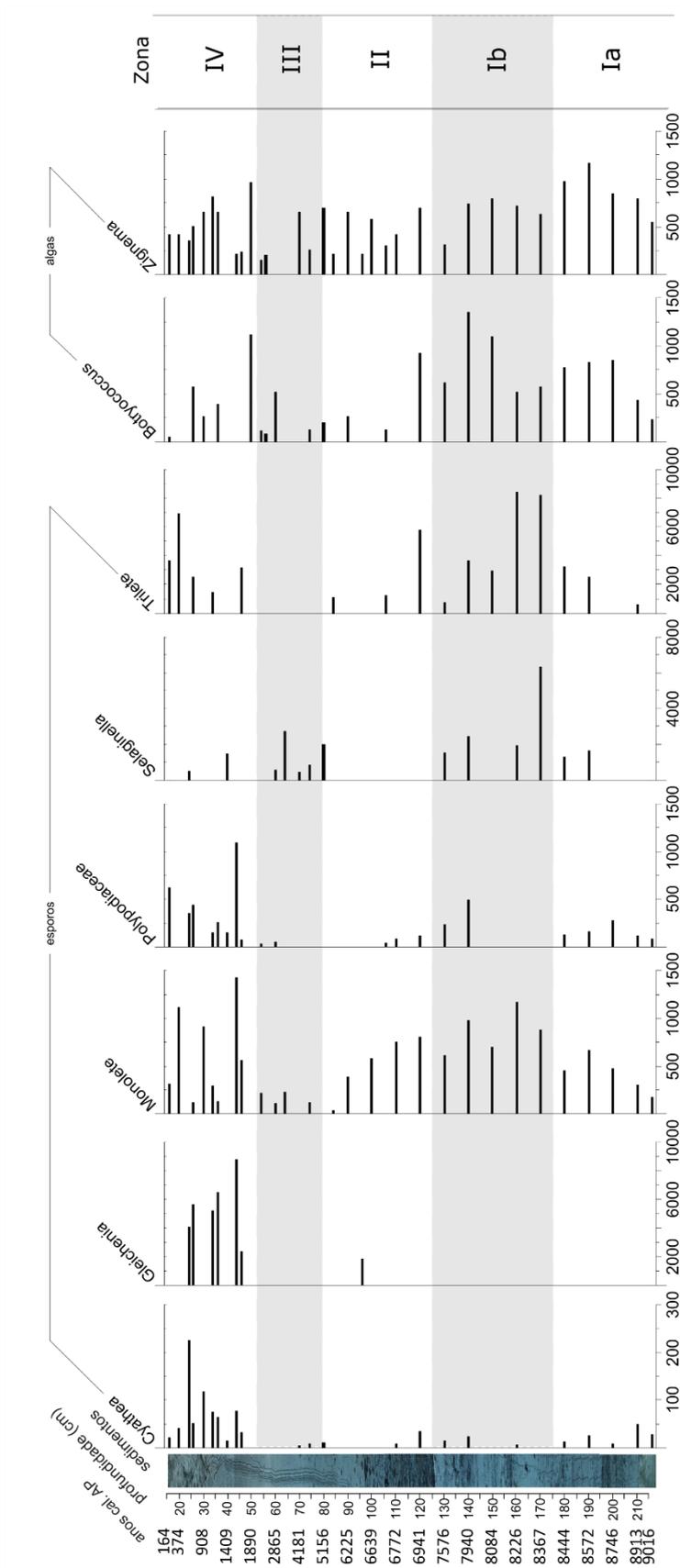


Figura 23: Diagrama polínico de concentração ( $\text{cm}^3$ ) dos táxons de ervas terrestres e aquáticas.



**Figura 24:** Diagrama polínico de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons de esporos e algas.

#### Zona I-b (8.444 e 7.450 cal. anos AP) 176 – 128 cm

O período entre cerca de 8.400 a 7.500 é caracterizado por altas concentrações dos grupos polínicos, composto por arbóreos (58 - 66%; 302.909 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas (13 -18%; 77.260 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (5 - 9%; 44.149 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos de samambaias (3 - 7%; 31.885 grãos por cm<sup>3</sup>) e esporos de algas (5 -10%; 62.544 grãos por cm<sup>3</sup>) ilustrado nos diagramas (Figuras 17 e 18).

Na Zona I-b predominam *Cecropia* e Poaceae, tanto em porcentagem (7-10% e 6 - 12%) como em concentração. Entre cerca de 8220 e 7.900 anos AP, ocorre aumento na representação de táxons, onde alguns se destacam mostrando momento de boas condições para a vegetação de Floresta de Várzea e Igapó, nesta fase os arbóreos *Alchornea*, Fabaceae, Melastomataceae, Mimosaceae, Myrtaceae e *Piranhea*, apresentam oscilações positivas em concentração (Figuras 19, 20 ,21 e 22), este momento também é observado pelas ervas aquáticas Cyperaceae e *Sagittaria* (Figura 23). Os esporos de licófito *Selaginella* e grãos monoletes e triletes atingem as maiores concentrações, já o esporo de samambaia *Cyathea* apresenta baixos valores de porcentagem e concentração (Figura 24). Entre as algas, *Botryococcus* e *Zygnema* ambos estão bem representados e também acompanham as oscilações positivas entre cerca de 8220 e 7.900 anos AP (Figura 24).

#### Zona II (7.450 e 5.156 anos cal AP; 128 – 80 cm)

As concentrações e porcentagens dos grupos polínicos oscilam ao longo da zona, a representatividade dos táxons são altas porém os valores são menores que a fase anterior, estão presentes arbóreos (59-72%; 274.933 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas (13-26%; 102.254 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (5-13%; 39.380 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos (1-4%; 18.532 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos de algas (1-13%; 50.631 grãos por cm<sup>3</sup>) como pode ser observado nas figuras 17 e 18.

Alguns elementos de Floresta de Várzea e Igapó apresentam muitas variações nos valores de concentração, as maiores representatividades entre os táxons estão com *Alchornea*, *Cecropia*, *Dalbergia*, Fabaceae, Melastomataceae, Myrtaceae e *Symmeria* (Figuras 19, 20, 21 e 22), entre as ervas Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* (Figura 23). Nesta zona os grãos de esporo monoletes estão presentes em todo o

período, *Cyathea*, *Gleichenia*, Polypodiaceae, *Selaginella* e grãos de esporo triletes apresentam baixos valores (Figura 24). Entre as algas *Botryococcus* oscila muito e valores são reduzidos, já *Zygnema* oscila, mas mantém os altas concentrações.

Zona III (5.156 – 2.266 anos cal AP; 80 – 54 cm)

A Zona III é composta pela queda nos valores de concentração, apresentadas por todos os grupos, tais como arbóreos (55-66%; 301.494 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas (17-28%; 141.125 grãos por cm<sup>3</sup>); (ervas aquáticas 3-13%; 43.300 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos de samambaias e licófitas (0-13% (5.212 grãos por cm<sup>3</sup>) e esporos de algas 4-11% (57.733 grãos por cm<sup>3</sup>).

Os arbóreos como *Alchornea*, *Cecropia*, Melastomataceae e *Symmeria* (Figuras 19, 20, 21 e 22) são os melhores representados, entre as ervas estão Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* (Figura 23). Os esporos de samambaias como *Cyathea*, e Polypodiaceae, licófitas como *Selaginella* e grãos de esporo monoletes são mais expressivos (Figura 24). Os esporos de algas pela primeira vez em todo o perfil diminuem e até mesmo ficam ausentes cerca de 3.300 anos AP.

Zona IV (2.266 – 206 anos cal AP) 54 – 16 cm

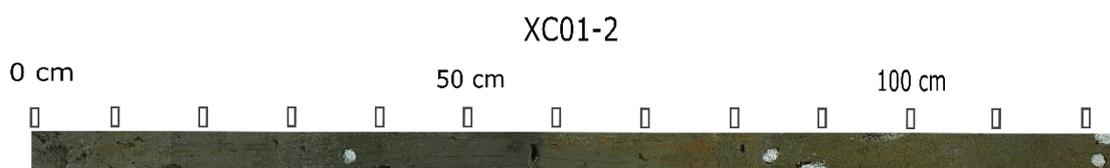
O retorno de maiores concentrações se dá nesta zona. Em cerca de 1.900 anos AP ocorre uma oscilação positiva em todos os grupos, logo em seguida os valores diminuem. Essa Zona é caracterizada por pólen arbóreo (28-67%; 317.932 grãos por cm<sup>3</sup>); (ervas 8-25%; 159.835 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (2-8%; 27.363 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos de samambaias e licófitas (1-39%; 174.602 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos de algas (4-21%; 93.121 grãos por cm<sup>3</sup>) observado nas Figuras 17 e 18.

Grande parte dos táxons tendem a se manter em altas concentrações ao longo da Zona, entre eles estão *Alchornea*, *Cecropia*, *Dalbergia*, Melastomataceae, Mimosaceae, *Piranhea*, *Symmeria* (arbóreos), Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* (ervas). Os esporos de samambaias e licófitas voltam em altas concentrações e porcentagens bem representado por *Cyathea*, *Gleichenia*, Polypodiaceae, grãos de esporos monoletes e triletes. Entre as algas *Zygnema* possui valores mais elevados (Figura 24).

## 5.2 Ilha Arapujá (XC01-2)

### 5.2.1. Descrição sedimentológica

O perfil do testemunho XC01-2 (Figura 30) possui granulação fina com sedimentos lamacentos com tonalidade de cor entre cinza escuro (29-79 cm) e marrom (0-29 cm) sobrepostos a unidade arenosa (Sawakuchi et al., 2015).



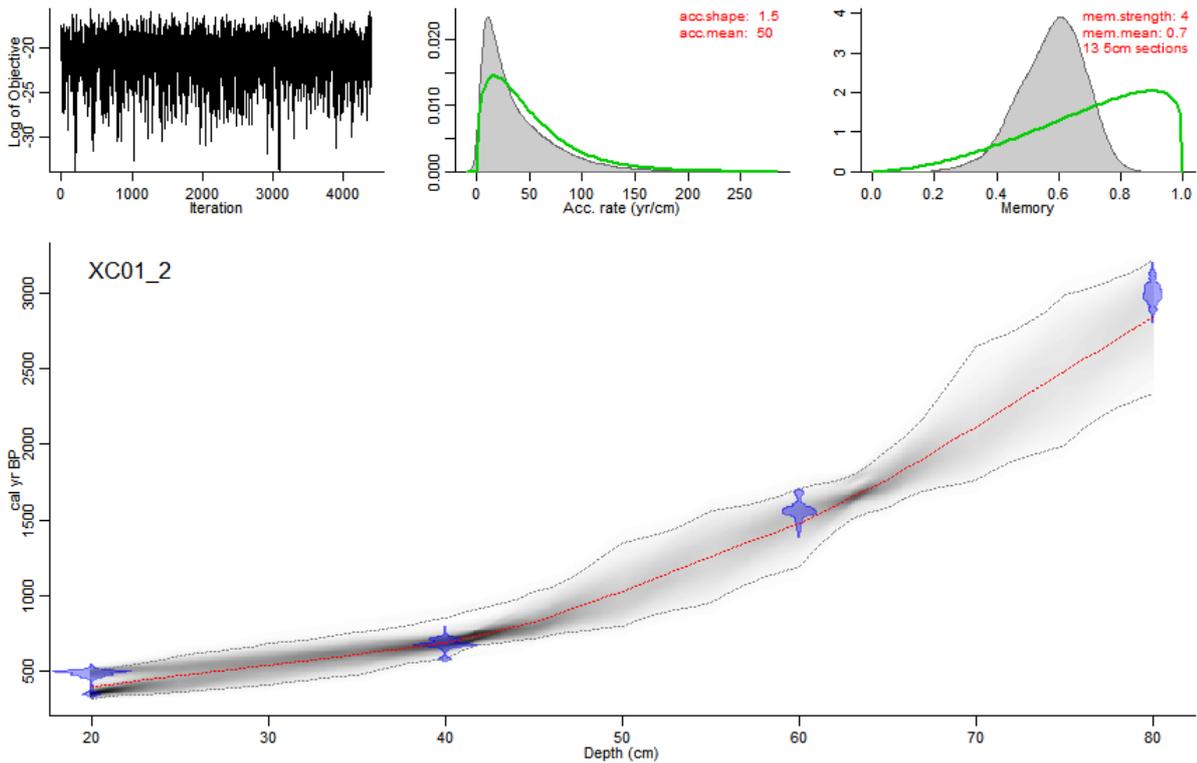
**Figura 25:** Perfil sedimentológico- Ilha Arapujá (XC01-2).

### 5.2.2. Datação $^{14}\text{C}$

Os resultados de  $^{14}\text{C}$  para o testemunho da Ilha Arapujá está entre 2.844 e 394 anos cal. AP (Tabela 02), e o modelo de idades gerado a partir deste resultados está ilustrado na figura 26.

**Tabela 2:** Datações  $^{14}\text{C}$ , idades convencionais e calibradas pela curva SHcal 13 - Ilha Arapujá (XC01-2).

lab.	código da amostra	amostra	profundidade (cm)	idade	
				radiocarbono convencional	idades calibradas
<b>LACUFF</b>	170081	XC01-2/20	20	456 ± 24	394
<b>BETA</b>	488006	XC01-2/40	40	780±30	685
<b>BETA</b>	488007	XC01-2/60	60	1700±30	1479
<b>BETA</b>	468959	XC01-2/80	80	2920±30	2844



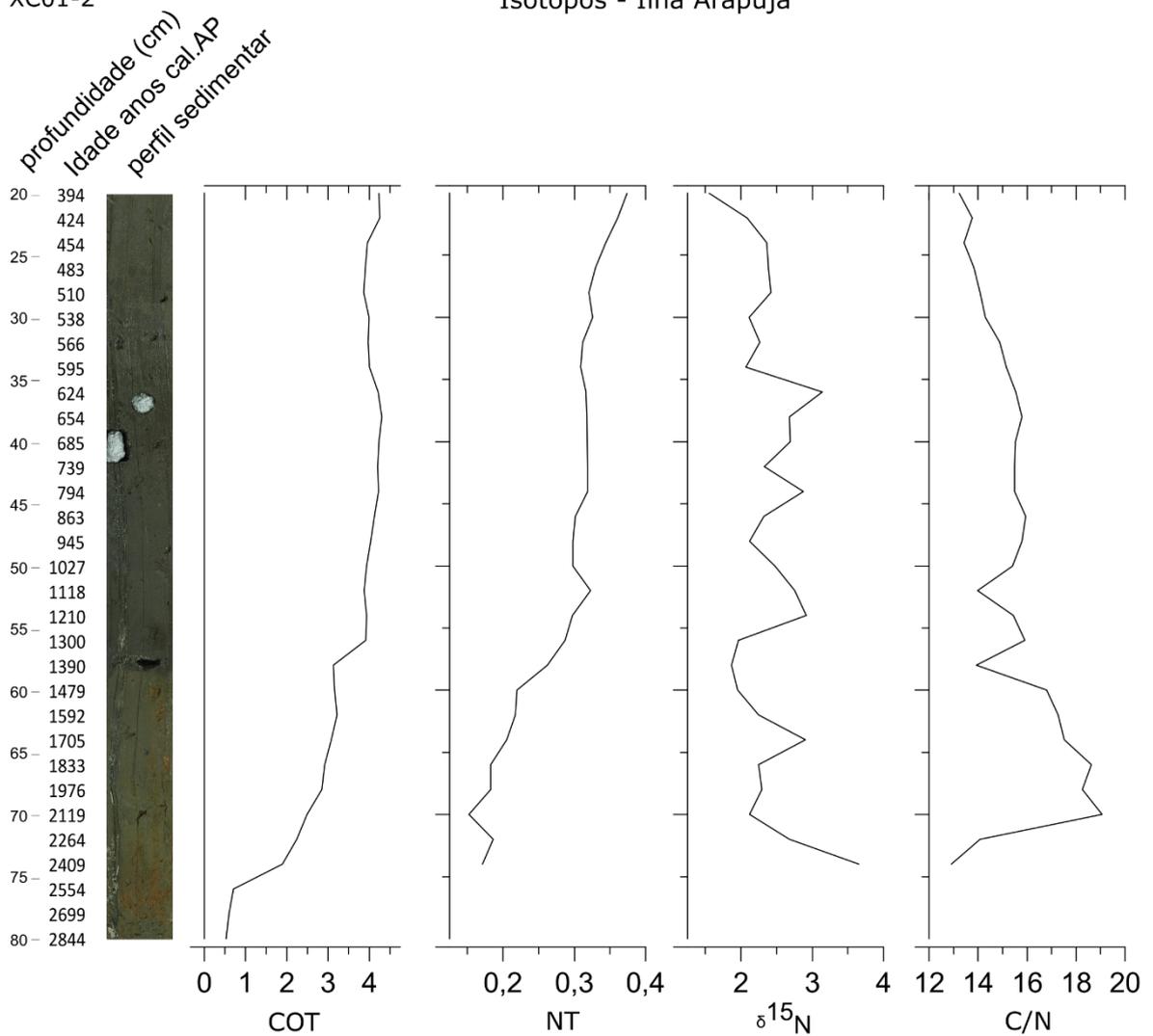
**Figura 26:** Modelo de idades – Ilha Arapujá (XC01-2).

#### 5.2.4. Análises Isotópicas

O comportamento dos dados geoquímicos orgânicos foram separados em fases (76-28 cm) e (28-0 cm). Na fase 1 o COT apresentou os menores valores (0,2 mg g<sup>-1</sup>), as concentrações de NT foram as mais baixas (0,1 mg g<sup>-1</sup>) e a razão C/N (19) e o sinal de nitrogênio  $\delta^{15}\text{N}$  (3,6‰) apresentaram os maiores valores (Figura 31). Já na fase 2 ambas as concentrações de COT e NT apresentaram aumento gradativo enquanto o  $\delta^{15}\text{N}$  permaneceu relativamente estável (3‰). A razão C/N apresentou leve diminuição com pico mínimo (8,0) na mesma profundidade acima (Figura 27). Na porção mais distal do perfil as concentrações de COT e NT permaneceram com aumento gradual, atingindo valores máximos no topo (6,0 mg g<sup>-1</sup> e 0,5 mg g<sup>-1</sup>, respectivamente) e os valores da razão C/N e o sinal de  $\delta^{15}\text{N}$  decresceram em direção ao topo, atingindo valores mínimos de 12 e 1,7‰ respectivamente.

XC01-2

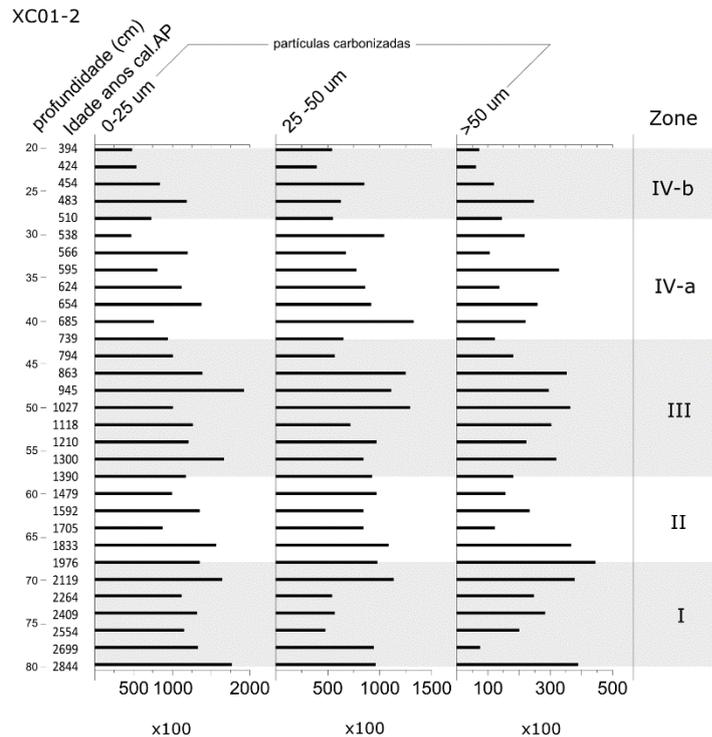
Isótopos - Ilha Arapujá



**Figura 27:** Gráfico de Isótopos estáveis (COT, NT,  $\delta^{15}N$  e C/N) – Ilha Arapujá (XC01-2).

### 5.2.5. Partículas carbonizadas

As Partículas carbonizadas apresentaram momentos de aumento e diminuição sincrônico entre as partículas (Figura 28), durante o perfil sedimentar ocorreram três grandes recuos nos valores de concentração compreendidos nos períodos entre cerca de 2.400, 680 e a cerca de 450 anos cal AP em sintonia também estão os valores elevados das concentrações nas idades entre cerca de 2.000, 1.000 e em cerca de 480 anos cal. AP.



**Figura 28:** Diagrama de concentração ( $\text{cm}^3$ ) de partículas carbonizadas, separadas por classes de tamanhos.

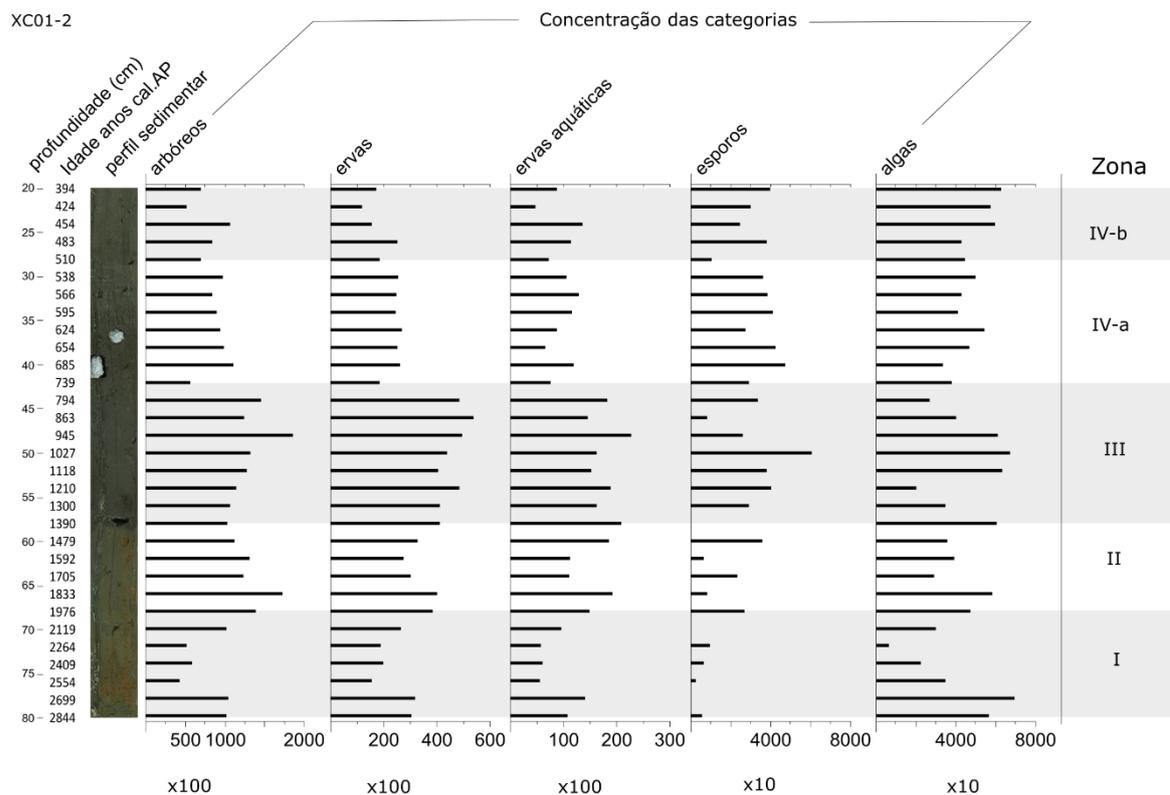
### 5.2.6. Análise palinológica – Ilha Arapujá (XC01-2)

Os resultados palinológicos quantitativos foram agrupados em quatro zonas e duas subzonas (Figura 29) estabelecidas pelo subprograma CONISS. Nas descrições das zonas são apresentados os valores de porcentagem total de pólen de árvores, lianas, ervas terrestres e aquáticas somados separadamente de esporos de algas e de samambaias e grupos afins. Os valores expressos se referem a melhor representação do táxon dentro da Zona.

Zona I (2.844 – 1.976 anos cal. AP; 80-68 cm).

Essa zona é marcada inicialmente por altas concentrações de todos os grupos de palinomorfos entre o seu início até cerca de 2.600 anos cal AP. Esta fase é seguida por uma tendência gradual de aumento de valores até cerca de 1970 anos cal AP. De forma geral, esta zona é caracterizada por táxons arbóreos (63 - 73%; ca. 138.000 grãos por  $\text{cm}^3$ ), ervas terrestres (18 - 24%; 38.340 grãos por  $\text{cm}^3$ ), ervas aquáticas (7%- 9%; 14.800 grãos por  $\text{cm}^3$ ), esporos de samambaias (1%; 2.700 grãos por  $\text{cm}^3$ ) e esporos de algas (1 - 5%; ca. 7.000 grãos por  $\text{cm}^3$ ) como mostra a Figura 29 e 30.

A flora arbórea de Várzea/Igapó está melhor representada em valores de porcentagem e concentração de *Alchornea*, Apocynaceae, *Cecropia*, Melastomataceae, Myrtaceae e *Symmeria* (Figura 31, 32, 33 e 34), enquanto que entre as ervas destacam-se Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* (Figura 35). Entre os esporos somente *Selaginella* aparece neste intervalo, mas em baixos valores (Figura 40), enquanto que as algas mostram alternância entre *Zygnema* e *Botryococcus*. O primeiro possui valores mais elevados na base, quanto *Botryococcus* torna-se mais representativo no topo da zona (Figura 36).



**Figura 29:** Diagrama palinológico de concentração (cm<sup>3</sup>) das categorias.

XC01-2

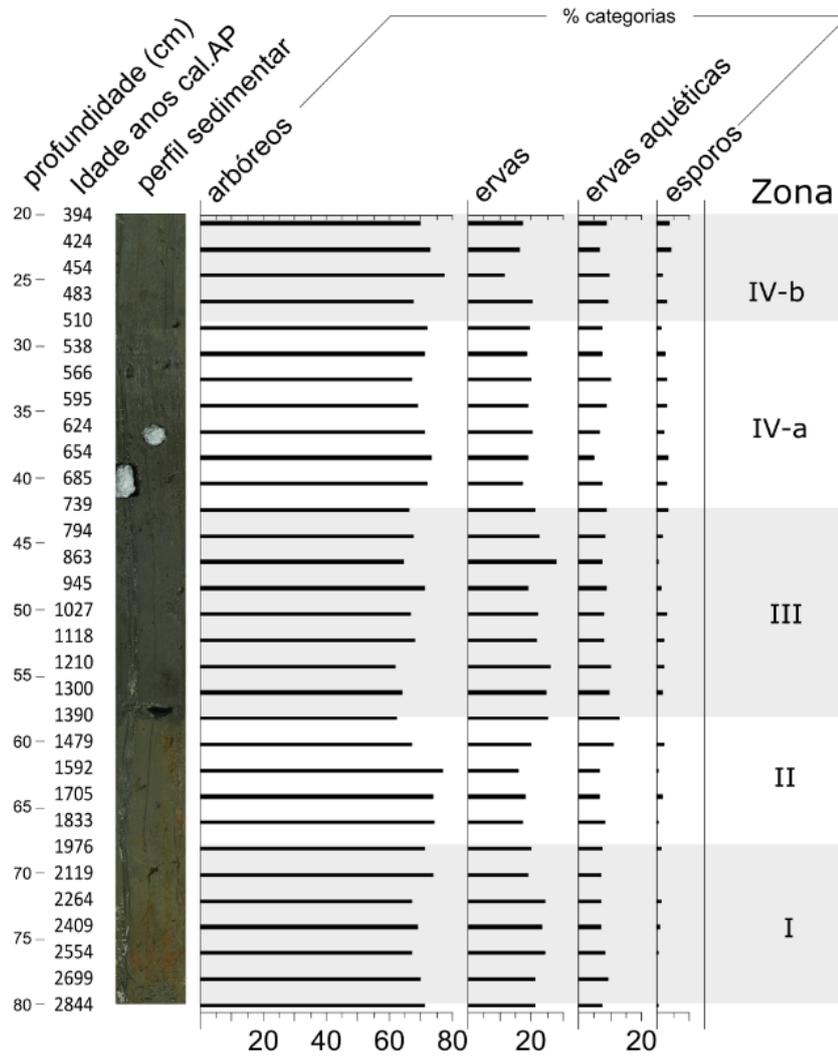


Figura 30: Diagrama de percentagem das categorias.



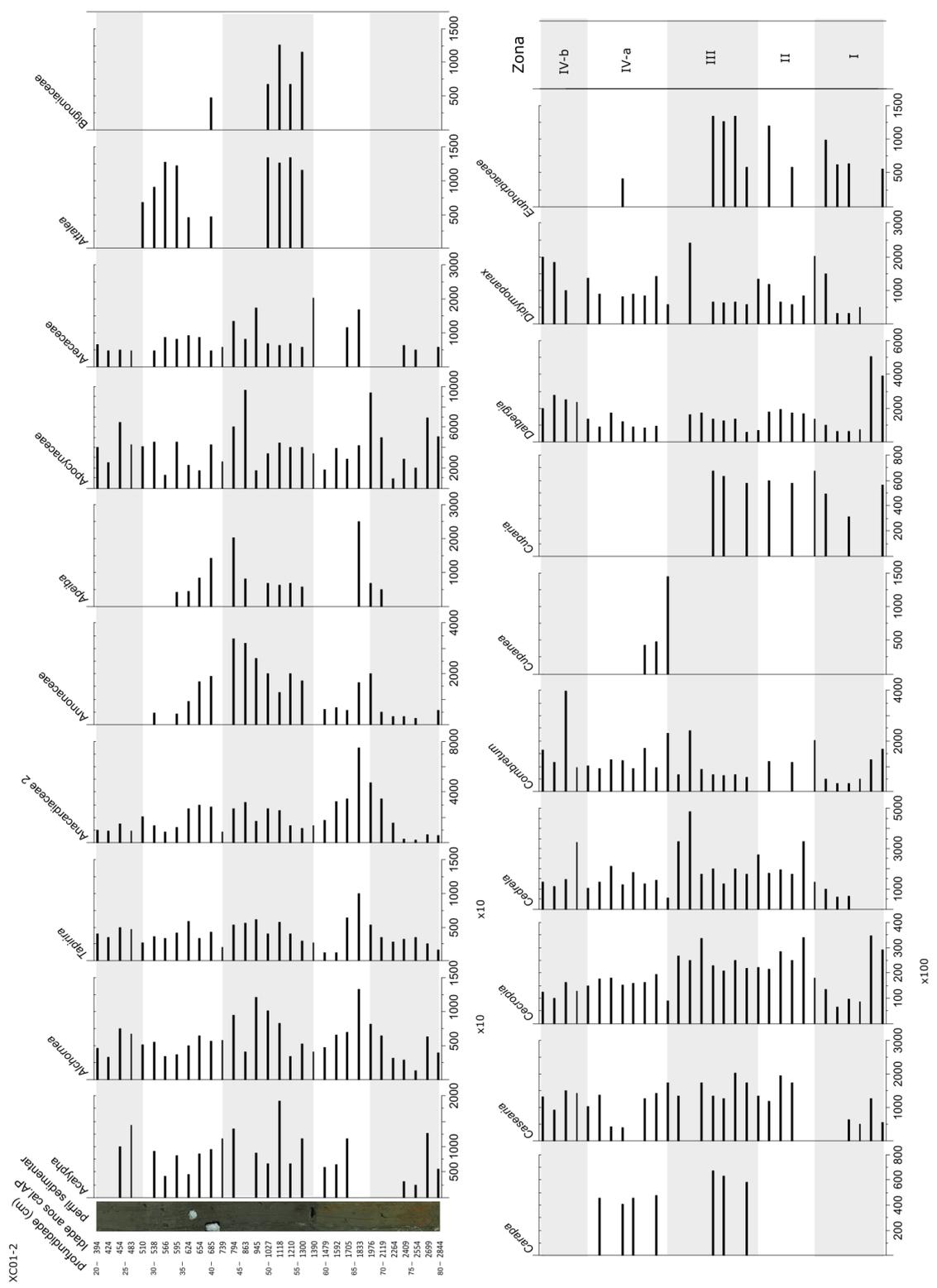


Figura 32: Diagrama de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons arbóreos.

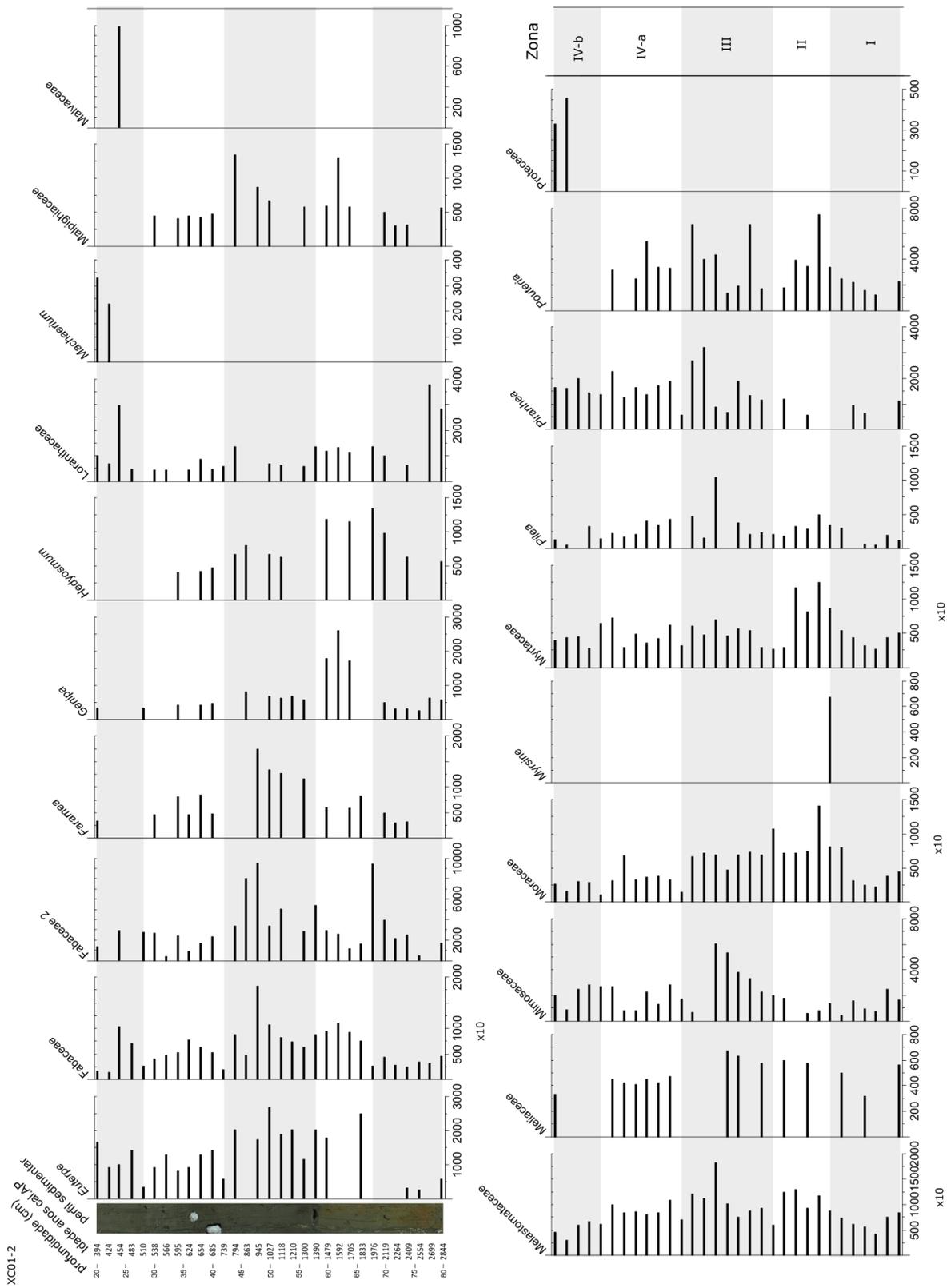


Figura 33: Diagrama de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons arbóreos.

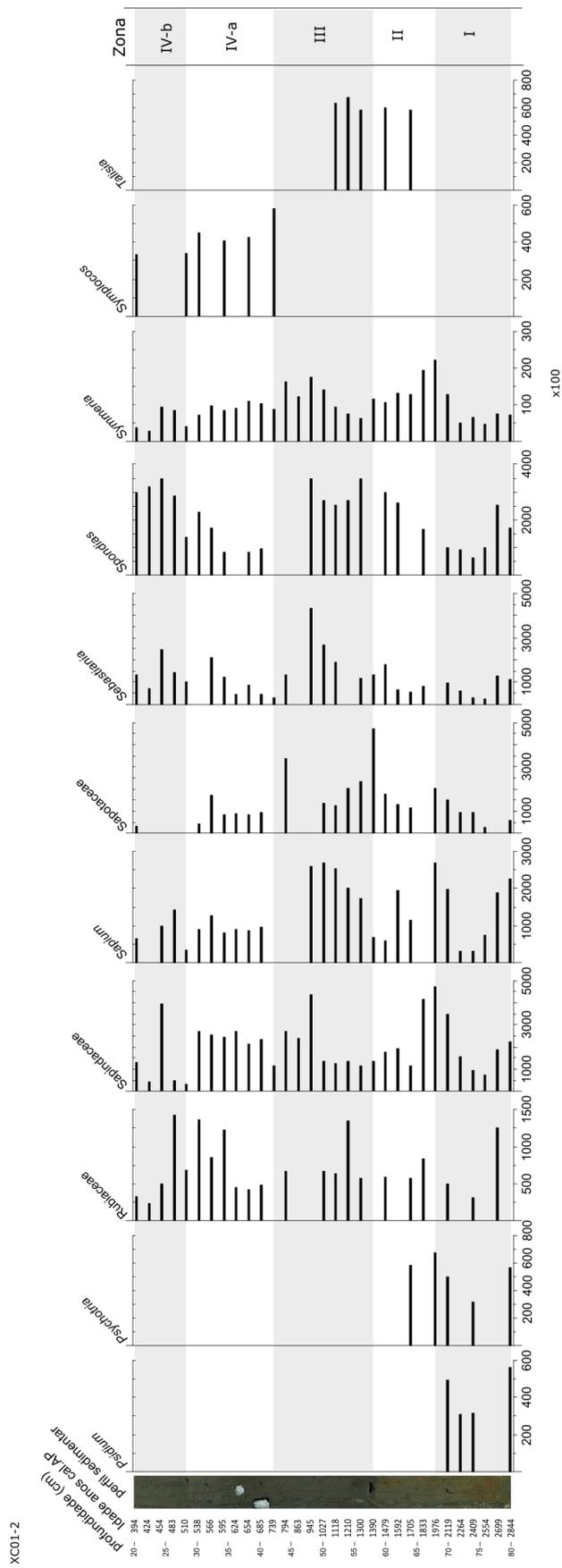


Figura 34: Diagrama de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons arbóreos.

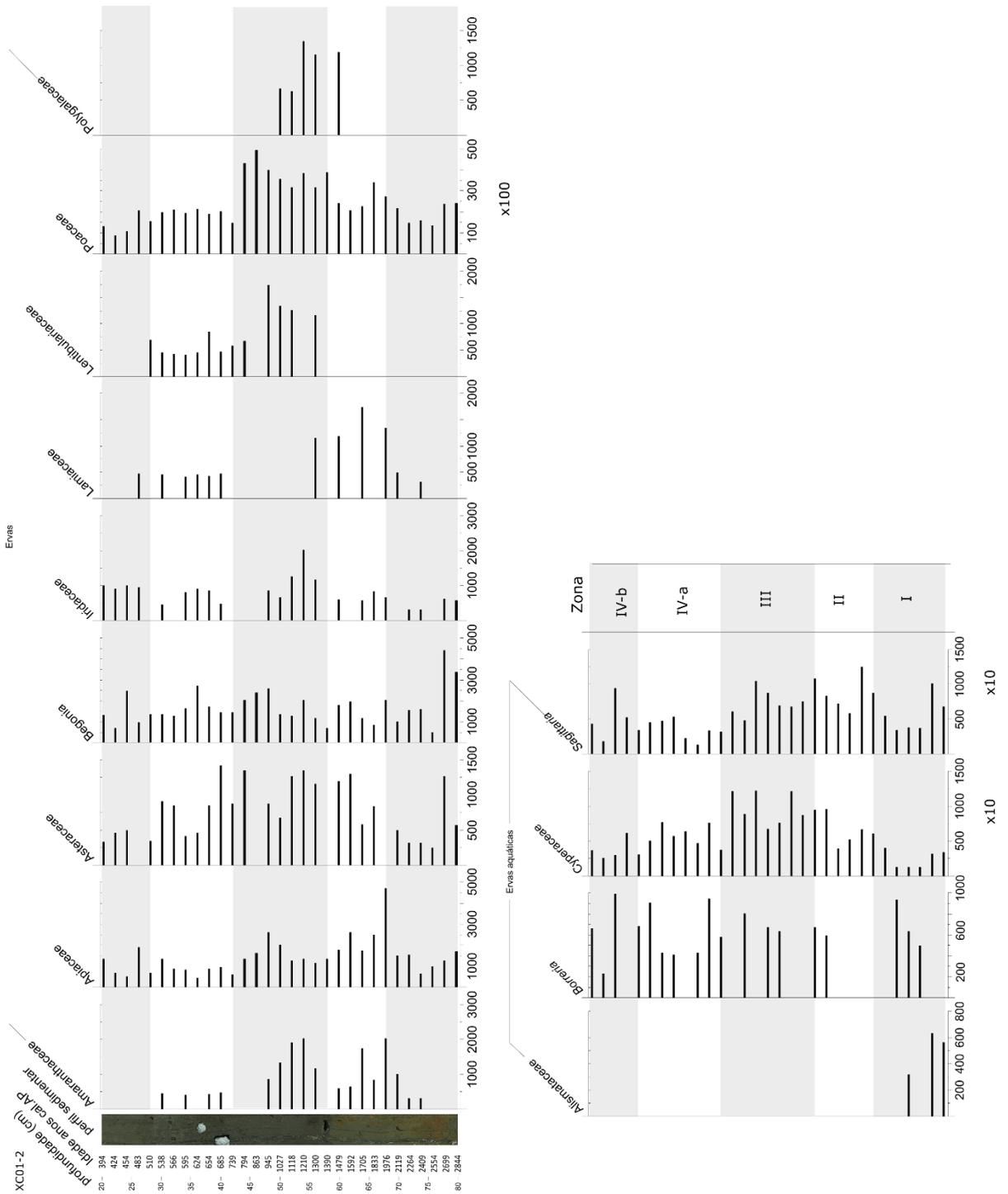
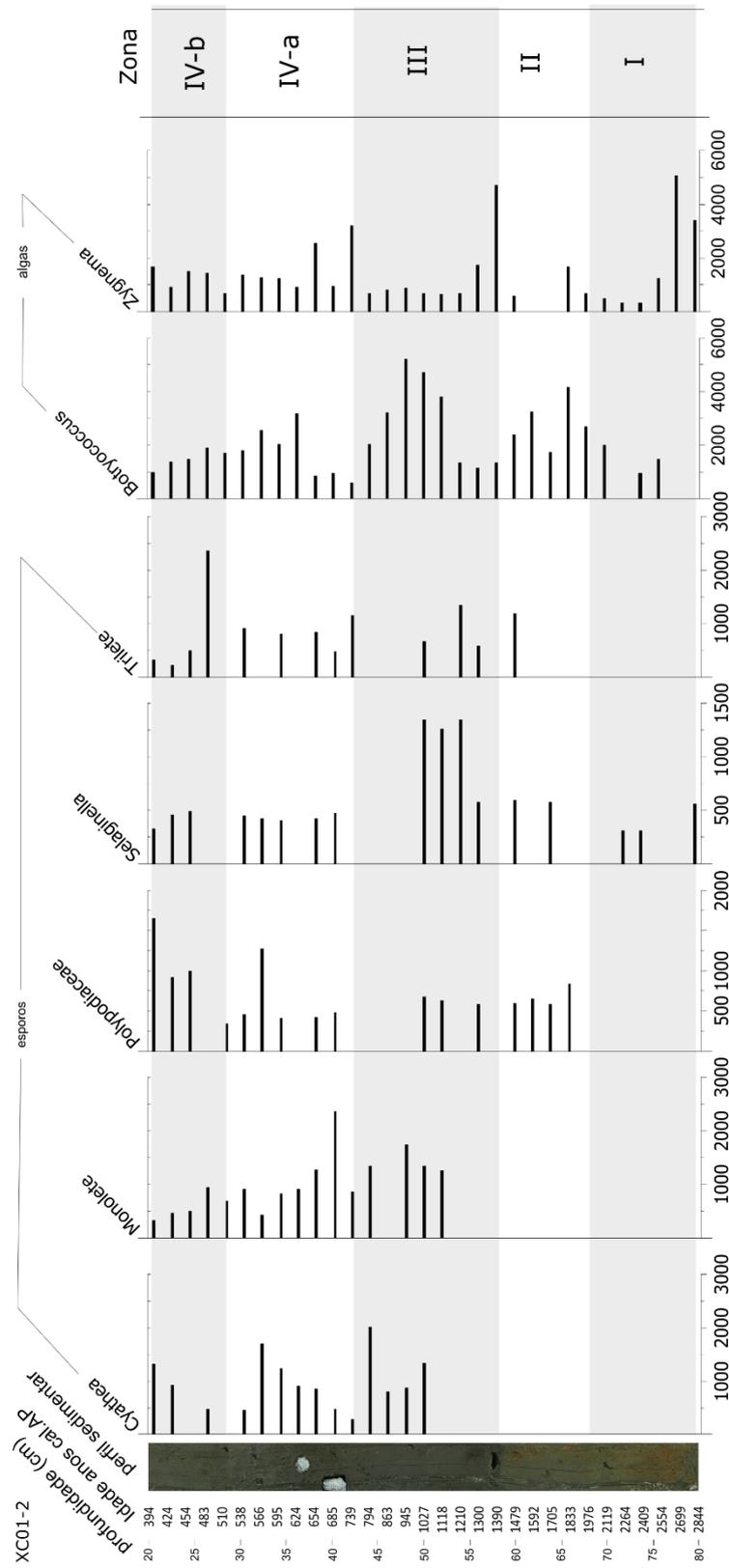


Figura 35: Diagrama palinológico de concentração (cm<sup>3</sup>) dos táxons de ervas terrestres e aquáticas.



**Figura 36:** Diagrama palinológico de concentração (cm<sup>3</sup>) de esporos e algas.

## Zona II (1.976 – 1.390 anos cal. AP) 68 – 58 cm

O início desta zona é marcado por oscilações abruptas em muitos táxons enquanto que de uma forma geral, o período entre ca. 2000 e 1400 anos cal. BP é caracterizado por pólen arbóreo (60 - 75%; 171.790 grãos por cm<sup>3</sup>), ervas terrestres (15 - 24%; 41.030 grãos por cm<sup>3</sup>), ervas aquáticas (6 - 12%; 20.850 grãos por cm<sup>3</sup>), esporos de samambaias e grupos afins (0 - 2%; 3.580 grãos por cm<sup>3</sup>) e esporos de algas (2 - 4%; 6.050 grãos por cm<sup>3</sup>) como mostra a Figura 30.

O aumento gradual da concentração polínica que ocorreu na zona anterior atinge o seu máximo nesta fase, por volta de 1.800 anos cal AP, seguido de um decréscimo.

Os táxons da Floresta de Várzea e Igapó, como por exemplo *Alchornea*, *Cecropia* Fabaceae, Melastomataceae, Myrtaceae, *Symmeria* (arbóreos), Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* em sua maioria, apresentam aumento de representatividade e tendem a diminuir até cerca de 1.390 anos cal. AP com pequenas oscilações como mostra a Figura 39. Entre as algas, *Botryococcus* está melhor representado que *Zygnema* (Figura 36).

## Zona III (1.390 – 739 anos cal. AP) 56 – 42 cm

Esta zona possui as maiores porcentagens e concentrações de todos os grupos de palinórfos de todo o perfil sedimentar. Nela estão representadas categorias como arbóreos (60 - 70%; 185.026 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas terrestres (18 - 25%; 53.724 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (7 - 10%; 22.585 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos (1 - 3%; 6.053 grãos por cm<sup>3</sup>) e algas (1 - 4%; 6.725 grãos por cm<sup>3</sup>), como exibido na Figura 29 e 30.

A Floresta de Várzea e Igapó continua bem representada, com a adição de Anacardiaceae e Apocynaceae e pela primeira vez de *Attalea*, Bignoniaceae, *Carapa* e *Symplocos*. Estes últimos quatro táxons permanecem nesta zona entre 1.300 e 1.020 anos cal AP. Após 1.020 anos cal AP, Euphorbiaceae *Faramea*, Meliaceae, Rubiaceae, *Sapium* e Iridaceae deixam de ocorrer. Entre os esporos presentes nesta zona estão *Cyathea*, Polypodaceae, *Selaginella*, monoletes e triletes. *Botryococcus*

possui maiores valores em cerca de 1.000 anos cal AP, enquanto que *Zygnema* encontra-se melhor representada na base e no topo da zona.

#### Zona IV-a (739 - 510 anos cal. AP) 32 – 20 cm

Esta subzona, marcada também pela diminuição nas concentrações em todas as categoria, contem pólen arbóreos (60 - 70%; 110.400 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas terrestres (18 - 19%; 26.740 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (4 - 10%; 12.770 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos (1 - 3%; 4.740 grãos por cm<sup>3</sup>) e algas (1 - 5%; 5.440 grãos por cm<sup>3</sup>).

Nesta subzona mostra a última ocorrência de alguns táxons neste registro, tais como Annonaceae, *Apeiba*, *Attalea*, Bignoniaceae, *Carapa*, *Hedyosmum*, Malpghiaceae, *Pouteria* e Amaranthaceae. É possível observar também que no início da zona, maior parte dos táxons de Floresta de Várzea e Igapó ocorrem em baixas concentrações e aumentam ao logo da zona depois voltam diminuir ou até mesmo deixar de ocorrer cerca de 500 anos cal AP. Neste período os arbóreos que melhor representam a Floresta de Várzea e Igapó são *Alchornea*, Anacardiaceae, Apocynaceae, *Cecropia*, Fabaceae, Melastomataceae, Myrtaceae, Sapindaceae e *Symmeria* enquanto que as ervas estão representadas por Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria* (Figura 35). Os esporos *Cyathea*, Polypodiaceae, *Selaginella* e grãos monoletes e triletes ocorrem em toda a zona. A alga *Botryococcus*, menos representada no início da zona, tem um aumento abrupto em 620 anos cal. BP, após o qual decresce em direção ao topo do testemunho. *Zygnema*, por outro lado, e bem representada no início desta subzona e sofre queda abrupta em sincronia com o aumento de *Botryococcus*.

#### Zona IV-b (510 - 394 anos cal. AP) 32 – 20 cm

As concentrações polínicas continuam baixas nesta zona, que é caracterizada por táxons arbóreos (65 – 74%; 105.730 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas terrestres (11 - 19%; 25.115 grãos por cm<sup>3</sup>); ervas aquáticas (6 – 9%; 13.400 grãos por cm<sup>3</sup>); esporos 2 - 4%; 3.970 grãos por cm<sup>3</sup>) e algas (3 - 7%; 6.290 grãos por cm<sup>3</sup>).

Os táxons de Floresta de Várzea/ Igapó apresentam valores reduzidos na base desta subzona, cerca de 510 anos cal AP, e tendem a aumentar sua representação

até cerca de 454 anos cal AP, onde apresentam um máximo de concentração, seguido de queda rápida e valores baixos constantes até cerca de 394 anos cal AP. Os representantes da Floresta de Várzea e Igapó mais expressivos são *Alchornea*, Anacardiaceae, Apocynaceae, *Cecropia*, *Dalbergia*, Fabaceae, Melastomataceae, Mimosaceae, Myrtaceae, e *Symmeria* (arbóreos), entre os herbáceos Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria*. Os esporos, embora pouco representados, estão presentes em toda a zona, tais como *Cyathea*, Polypodiaceae, *Selaginella*, grãos monoletes e triletes.



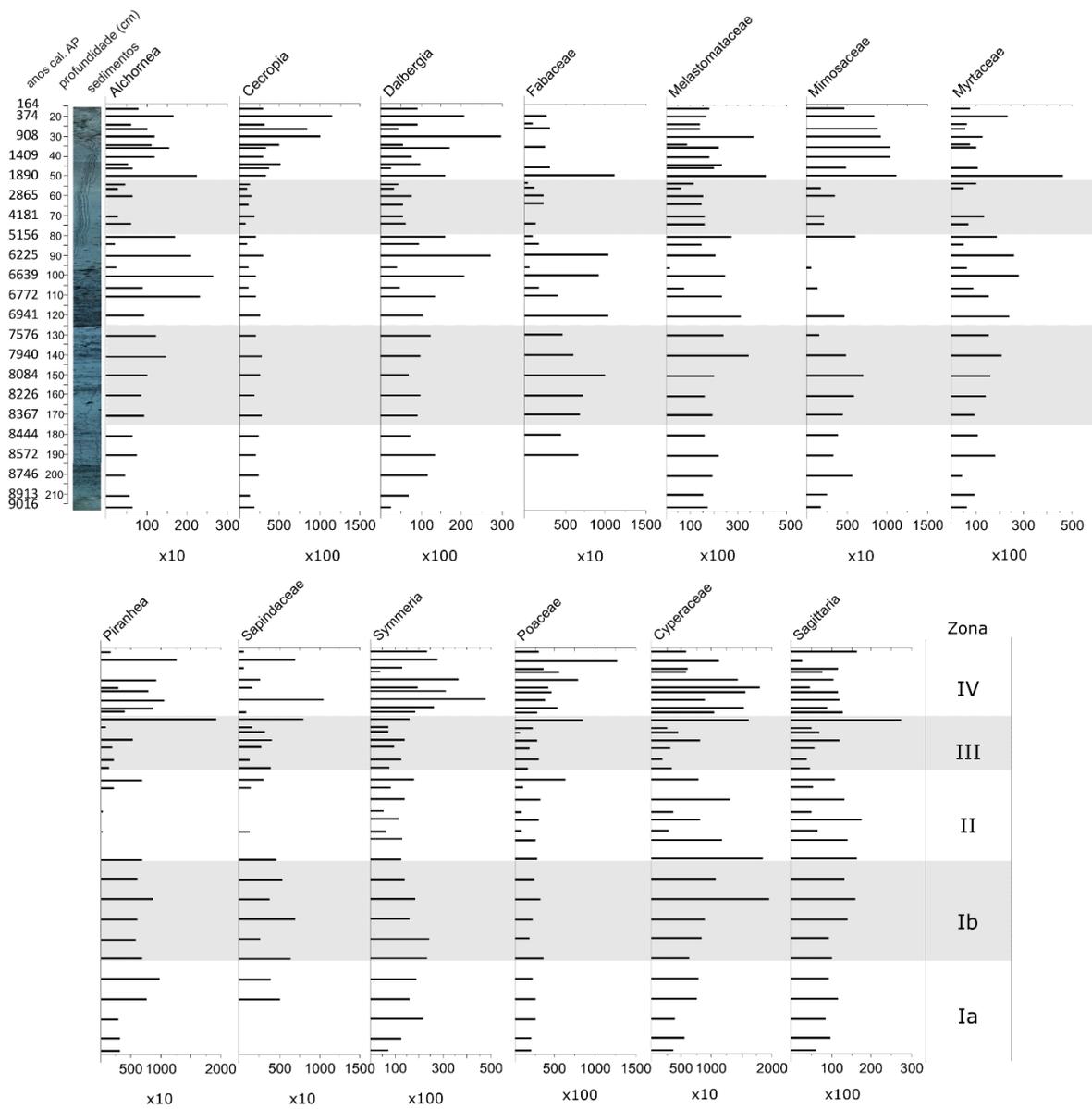
## 6. DISCUSSÃO

### 6.1 Reconstituição Vegetacional da VGRX

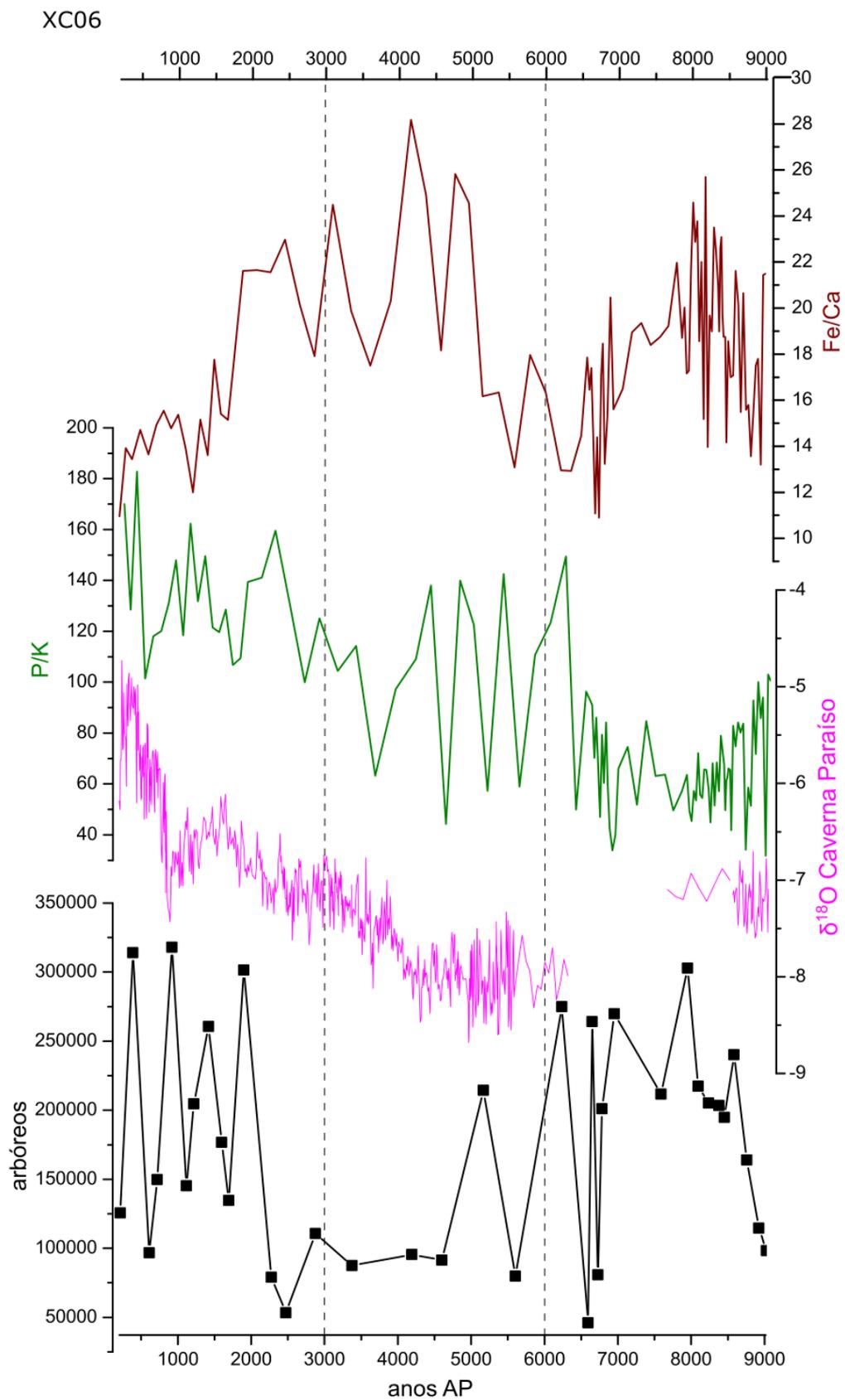
Nos registros palinológicos do Lago Iriri (XC06) e Ilha Arapujá (XC01-2), ambos em áreas de Floresta de Várzea e Igapó, ocorrem e acompanham em sincronia os pulsos de inundação os seguintes táxons arbóreos/arbustivos *Alchornea*, Apocynaceae, *Cecropia*, *Cedrela*, *Dalbergia*, Fabaceae, Melastomataceae, Mimosaceae, Myrtaceae, Sapindaceae, *Symmeria*, *Tapirira*, além das ervas *Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Poaceae* e *Sagittaria*. Em especial, *Alchornea*, *Cecropia*, *Symmeria* e *Poaceae* são os principais táxons na sucessão ecológica da vegetação de igapó, sendo presentes nos primeiros estágios de recomposição da vegetação pós pulsos de inundação (Conserva and Piedade, 2001; Parolin, 2002; Parolin et al., 2002; Sá et al., 2016).

No Lago Iriri, entre cerca de 9.000 e 8.700 anos cal. AP é caracterizada por valores reduzidos de concentração dos táxons, os elementos de sucessão (Figura 37) como *Alchornea*, *Cecropia*, *Symmeria* e *Poaceae* sugerem início da fixação da vegetação no lago, durante esse período, por se tratar de táxons pioneiros. Ao mesmo tempo, a presença de *Cyperaceae* e *Sagittaria*, em porcentagens significativas, indica condições de ambiente alagado (Sá et al., 2016). O influxo e concentração de partículas carbonizadas (Figura 39) apresentam valores oscilantes que sugerem incêndios regionais de baixa intensidade enquanto que  $L/C < 0,5$  mm, sugere que a biomassa queimada é proveniente de material vegetal fino proveniente principalmente de gramíneas (Umbanhowar and McGrath, 1998; Aleman et al., 2013; Lim et al., 2014b).

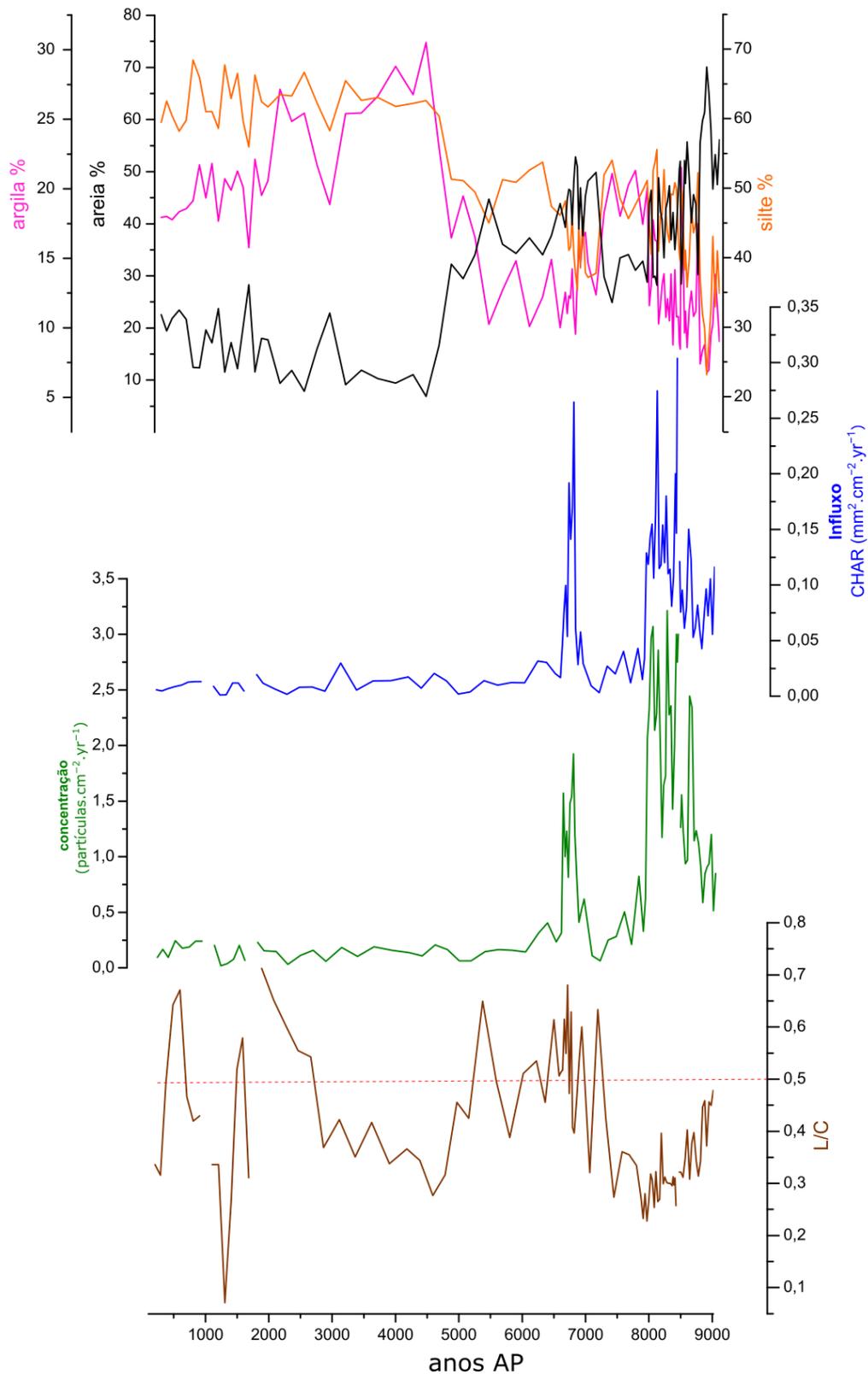
Nesse período, com base em dados geoquímicos, a variação da razão Fe/Ca indica o aumento de sedimentos terrígenos na várzea e igapó (Figura 38), provavelmente causada por escoamento superficial, enquanto que os reduzidos valores de P/K indicam níveis baixos da coluna d'água (Bertassoli et al., 2017), sendo portanto um importante proxy em estudos paleoclimáticos. O perfil granulométricos mostra maiores porcentagens de areia durante essa fase, que por sua vez sugere aumento do aporte sedimentar (Figura 39).



**Figura 37:** Index de elementos indicadores de Floresta de Igapó do Lago Irirí. Concentração (cm<sup>3</sup>).



**Figura 38:** Curva das razões Fe/Ca (vermelho), P/K (verde),  $\delta^{18}\text{O}$  (rosa) e pólen arbóreos (preto) para o testemunho XC06.



**Figura 39:** Curvas das frações granulométricas areia (preto), silte (laranja) e argila (rosa), influxo de partículas carbonizadas (azul), concentração de partículas carbonizadas (verde) e L/C (marrom) para o testemunho XC06.

Em cerca de 8.700 anos cal. AP se dá o primeiro registro de expansão da vegetação de Floresta de Várzea e Igapó (Figura 38), indicado pela elevação nos valores de concentração de *Attalea*, *Cecropia*, *Euterpe*, *Cedrela*, Melastomataceae/ Combretaceae, *Dalbergia*, Mimosaceae, *Symmeria*, *Polygonum*, Poaceae, *Borreria* e esporos de algas como *Botryococcus* e *Zygnema*. O influxo e concentração de partículas carbonizadas apresentam valores reduzidos indicativos de menor frequência de incêndios regionais e L/C <0,5 mm (Figura 39), sugere que a biomassa queimada é origem de vegetais finos. Valores de Fe/Ca indicam baixo aporte de material terrígeno proveniente de escoamento superficial (Figura 38), e oscilações positivas de P/K indicam menor nível da coluna d'água (Bertassoli et al., 2017). O aporte sedimentar é apoiado pela granulometria que apresenta porcentagens semelhantes entre areia e silte enquanto argila apresenta baixos valores. Com base na junção desses dados, essa subZona I-a é caracterizada por fase inicial de nível da coluna d'água elevado seguido por tendência de redução, que possibilitou o início da formação e expansão da Floresta de Várzea e Igapó. Nota-se também uma maior frequência de incêndios regionais de fonte(s) desconhecida(s), uma vez que as partículas carbonizadas pequenas, transportadas dentro do sistema fluvial, estão em sincronia com os dados granulométricos indicativos de maior aporte sedimentar. Considerando a composição florística dentro dessa fase inicial da deposição do testemunho XC-016, no Lago Iriri, idêntica a moderna, pode-se afirmar essas mudanças ambientais ocorreram sob o predomínio condições climáticas quentes e relativamente mais úmidas que o Presente.

A fase seguinte, representada pela Zona I-b, entre 8.400 e 7.450 anos cal. AP, é caracterizada inicialmente por rearranjos florísticos marcados pelo desaparecimento de *Astronium*, *Casearia*, Malpighiaceae, *Roupala*, *Spondias*, *Talisia*, Lamiaceae, *Pilea*, Proteaceae e Polypodiaceae, não tolerantes a longos períodos de inundação. Segundo (Worbes et al., 1992; Ferreira and Stohlgren, 1999; Ferreira, 2000) longos períodos de pulsos de inundação podem afetar a concentração e reduzir a representação desses táxons na vegetação de várzea/igapó. Similarmente a fase anterior, incêndios regionais com queima de biomassa vegetal fina continuam a predominar na paisagem como indicam o influxo e concentração de partículas carbonizadas com altos valores e L/C <0,5 mm. Esta fase de alta frequência de inundações encontra também correspondência nos parâmetros geoquímicos,

especialmente as razão Fe/Ca indicativa de maior aporte de material terrígeno, sob nível elevado da coluna d'água revelado pela diminuição da razão P/K. O alto aporte sedimentar nesta fase é também apoiado pela análise granulométrica que apresenta porcentagens semelhantes entre areia e silte e baixos valores de argila apresenta.

Entre 8.000 e 7.450 anos cal. AP os valores de concentrações da vegetação aumentam, os táxons *Astronium*, *Casearia*, Malpighiaceae, *Roupala*, *Spondias*, *Talisia*, Lamiaceae, *Pilea*, Proteaceae e Polypodiaceae que haviam desaparecido na fases anterior, voltam a aparecer no registro polínico com altas concentrações como especialmente demonstrado por táxons notoriamente encontrados em ecossistemas de várzea e igapó como *Cecropia*, *Cedrela*, Melastomataceae, *Mimosaceae*, *Myrtaceae*, *Symmeria*, *Begonia*, *Borreria*, *Cyperaceae* e *Sagittaria*, assim como as algas *Botryococcus* e *Zygnema*. Esta assembleia florística em alta concentração polínica sugere a presença de Floresta de Várzea e Igapó bem desenvolvidas. Por outro lado, ao contrário das duas fases anteriores, nota-se uma diminuição na frequência de incêndios com queima de biomassa vegetal fina, em sintonia com menor aporte sedimentar, devido a escoamento de superfície mais reduzido como indicado por valores mais reduzidos de Fe/Ca sob menor coluna d'água como sugerido por valores decrescentes de P/K. Este cenário é corroborado pela diminuição de areia e aumento de argila. Em síntese pode-se afirmar que a subzona I-b é caracterizada por fases longas de pulsos de inundação com oscilações na composição florística da vegetação. Em relação a taxas de incêndios, nota-se uma frequência relativa e decrescente de incêndios regionais sob clima quente e úmido semelhante ao do Presente.

O Holoceno Médio está representado no perfil sedimentar do testemunho XC-06 no intervalo 128 cm a 80 cm, datado entre 7.450 e 5.156 anos cal. AP, e delimitado pela Zona polínica II, embora os dados polínicos e geoquímicos sejam representados somente a partir de 6.950 anos cal. AP devido ao espaço de subamostragem. A boa representação da vegetação de floresta bem desenvolvida é observada até 6.700 anos cal. AP, após o qual inicia-se uma tendência a fases de pulsos de inundação concentração. O padrão anterior de incêndios regionais, caracterizados pela combustão de material vegetal fino é substituído, pela primeira vez, por aumento de frequência de incêndios ainda regionais porem com queima de e biomassa vegetal mais grossa, indicativa principalmente de cascas de árvores (Lim et al., 2014b)

(Umbanhowar and McGrath, 1998); (Aleman et al., 2013). Esta fase inicial do Holoceno Médio, no Lago Iriri, é caracterizada por valores baixos de Fe/Ca indicativos de diminuição de aporte de material terrígeno na várzea, proveniente principalmente de escoamento superficial (Figura 38), já a razão P/K oscila positivamente que pode ser interpretado como momento de aumento na coluna d'água. Entre cerca de 6.650 e 5.100 anos AP, as oscilações da concentração de táxons arbóreos pode indicar períodos de vários pulsos de inundação. As razões Fe/Ca e P/K, nesse intervalo apresentam muitas oscilações que podem sugerir períodos de grande frequência de pulsos de inundação. De forma geral, a fase entre 6950 anos cal AP e 5150 anos cal. AP, é tipificada por vegetação de floresta de várzea e igapó bem desenvolvida e submetida a longos períodos de pulsos de inundação acarretando mudanças na densidade de diferentes táxons arbóreos sob um panorama de alta frequência de incêndios regionais sob clima quente e úmido.

Durante o Holoceno Médio e Tardio, entre cerca de 5.000 a 2.200 anos cal. AP, o registro polínico é caracterizado por queda abrupta nos valores de concentrações de pólen arbóreo. Essa fase indica eventos longos de pulso de inundação na região do Lago Iriri, que dificultou o desenvolvimento da vegetação na várzea. Nas fases de alto nível de água, boa parte da vegetação submersa não resiste e morre. Por outro lado, vários mostram-se adaptados longos períodos submersos, como por exemplo as árvores de *Cecropia* e *Symmeria* e ervas de *Poaceae*, entre outros (Parolin, 2002). O aumento na porcentagem dos elementos sucessionais pioneiros como *Cecropia*, *Melastomataceae*, *Symmeria* e *Poaceae* mostra que a vegetação pioneira é dominante em momentos de longas cheias (Sá et al., 2016). Nesta fase entre o Holoceno Médio e o Tardio da Lagoa Iriri, o Influxo e a concentração de partículas carbonizadas sugerem a diminuição abrupta na frequência de incêndios enquanto que LC <0,5 mm indica que a biomassa queimada é oriunda de material vegetal fino é transportada principalmente por via aquática. A razão Fe/Ca durante esse intervalo atinge os maiores valores porem com muitas oscilações enquanto que P/K também oscila mas de forma oposta, que podem indicar logos períodos de cheia. Por outro lado, a granulometria apresenta diminuição nos valores de areia e aumento de argila e silte, aqui interpretados como indicadores de momento de menor interferência do rio no lago. Em cerca de 2.800 anos cal. AP ocorre um pequeno aumento na vegetação em sincronia com diminuição da razão Fe/Ca, que possivelmente denotam menor

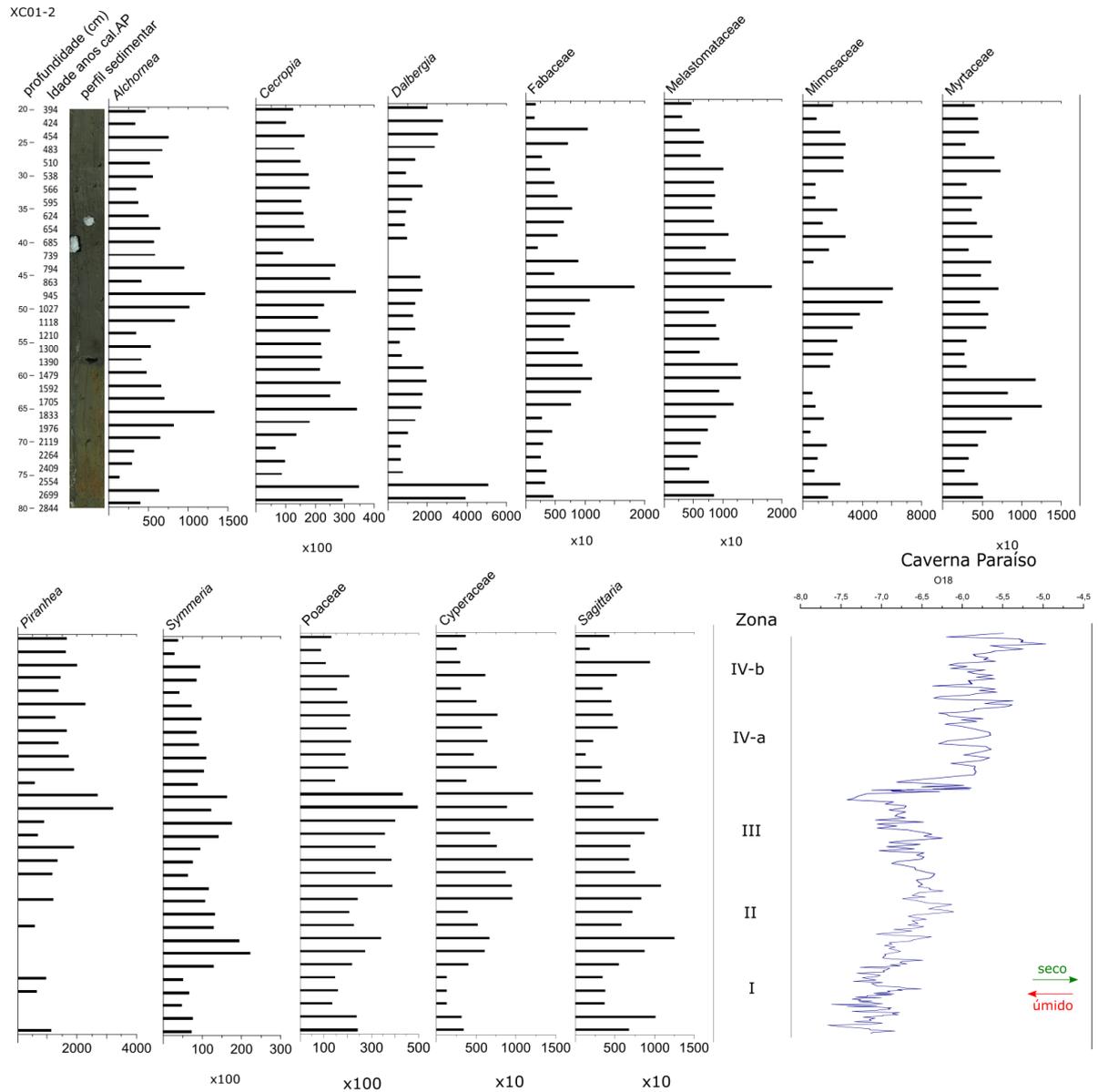
aporte de elementos terrígenos por escoamento de superfície, com concordantes valores elevados de P/K, indicativos de maior produtividade e menor nível da coluna d'água. Em síntese, o período de 5150 a 2200 anos cal. AP, a vegetação ficou submetida a condições de altos níveis d'água, que acarretou na diminuição da concentração polínica, sob um cenário de diminuição generalizada de incêndios regionais, sob condições climáticas úmidas.

O intervalo entre 2.266 – 206 anos cal. AP, correspondente a Zona IV é caracterizado pela segunda fase de expansão de Floresta de Várzea e Igapó, principalmente a partir de 1.900 anos cal. AP quando ocorre aumento expressivo nos valores de concentração dos táxons. Assim como no período anterior a frequência de incêndio está reduzida, sugerido pelos valores de concentração e influxo de partículas carbonizadas, a biomassa queimada é proveniente de casca de árvores e vegetais finos como gramíneas indicado por oscilação da L/C entre <0,5 e >5 mm, o menor aporte de sedimentos terrígenos oriundo de escoamento superficial é indicado por menor porcentagem da razão Fe/Ca, oscilações positivas de P/K sugerem e menor nível da coluna d'água. Sendo assim, a Zona IV é caracterizada pela segunda expansão da Floresta de Várzea e Igapó, sob baixa frequência de incêndio e menor aporte sedimentar. A razão P/K em especial, indica que o nível do rio está controlado pela precipitação da Caverna Paraíso. Condições climáticas úmidas estavam presentes neste período.

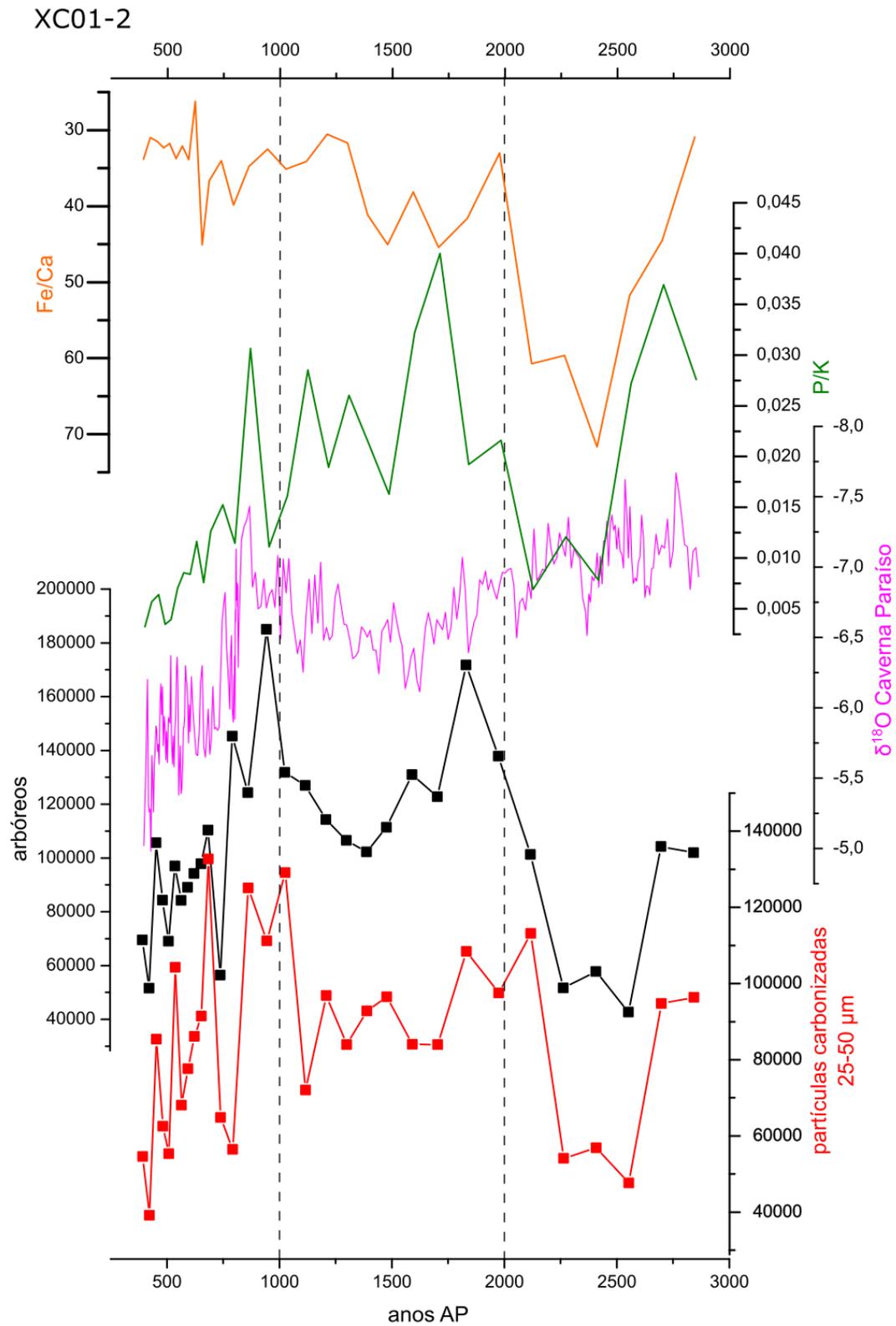
Na ilha Arapujá, a Zona I corresponde ao período entre 2.844 e 1.976 anos cal. AP os valores elevados de concentração até cerca de 2.600, que sugere diminuição no pulso de inundação e menor aporte sedimentar terrígeno indicado pela por baixos valores da razão Fe/Ca, enquanto a razão P/K sugere diminuição da coluna d'água.

Em cerca de 2.500 anos AP, período de pulsos de inundação longo é apontado pela queda nos valores de concentrações dos táxons (Figura 40). Em sincronia, as partículas carbonizadas de tamanho entre 25 – 50  $\mu\text{m}$  apresentam valores de concentração elevados que indicam incêndios regionais (Duffin et al., 2008), essas partículas carbonizadas podem ter sido transportados pelo por via aquática (Figura 41). Os baixos valores de Fe/Ca sugerem menor aporte de terrígeno na várzea originado por escoamento superficial, enquanto P/K com valores altos, sugere nível da coluna d'água menor. Em relação à geoquímica orgânica, Até cerca de 2.400 anos

cal. AP, os marcadores apresentaram valores abaixo do limite de detecção do método e COT apresentou baixas concentrações, indicando baixa produtividade e grandes flutuações do nível da água (Cardozo et al., 2014) (Fontes et al., 2017).



**Figura 40:** Index de elementos indicadores de Floresta de Igapó da Ilha Arapujá. Concentração ( $\text{cm}^3$ ).



**Figura 41:** Curva das razões Fe/Ca (laranja), P/K (verde),  $\delta^{18}\text{O}$  (rosa), pólen arbóreos (preto) e partículas carbonizadas (vermelho) para o testemunho XC01-2.

O período entre cerca de 2.550 e 2.200 anos cal. AP é marcado pela redução na concentração dos táxons (Figuras 40 e 41), os elementos pioneiros como Poaceae e Cecropia são dominantes, neste intervalo menor frequência de incêndio regional é registrada com base nas partículas carbonizadas 25 – 50  $\mu\text{m}$ , Os elevados valores da razão Fe/Ca apontam grande aporte de terrígenos de escoamento superficial, enquanto a diminuição nos valões de P/K indica menor nível coluna d'água. Diminuição dos longos pulsos de inundação é notado em cerca de 2100 anos cal. AP, indicado pelo aumento nos valores de concentração dos táxons, que seguem em ascensão até a Zona subsequente a cerca de 1.850. Nesta fase o aumento nas porcentagens evidenciam uma Floresta mais desenvolvida com presenças de *Alchornea*, *Tapirira*, Melastomataceae, Myrtaceae, *Piranhea*, *Symmeria* *Cyperaceae* e *Sagittaria*, *Cecropia* e Poaceae (Figura 40). As partículas carbonizadas estão em sincronia com a razão Fe/Ca, que neste intervalo apresenta baixos valores (Figura 41), o que sugere o transporte das partículas carbonizadas se deu via aquática pós escoamento de superfícies, menor nível da água é indicado pelos elevados valores da razão P/K.

A partir de cerca de 2.400 anos cal. AP, os valores de COT e da razão C/N aumentaram abruptamente, indicando aumento da produtividade no ambiente com predominância de matéria orgânica de origem alóctone oriunda de material vegetal (Meyers, 2003) muito provavelmente proveniente origem vascular. A tendência de aumento do sinal isotópico  $\delta^{15}\text{N}$  também indicou maior produtividade no sistema lacustre (Fontes et al., 2017). O início da Zona mostra o final da fase de longo período de pulsos de inundação. Em cerca de 1.800 anos cal. AP se dá a expansão da Floresta de Várzea e Igapó o aumento a da produtividade indicado pelo COT e CN. Pode –se dizer com base nesses dados as condições climáticas foram quentes e úmidas.

O intervalo entre cerca de 1.700 a 1.400 anos cal. AP que condiz a Zona polínica II apresenta diminuição nos valores de concentração de táxons arbóreos e aponta um provável episódio de pulso de inundação, oscilações apresentadas por partículas carbonizadas 25 – 50  $\mu\text{m}$  indicam aumento de incêndios regionais, em sincronia com as oscilações positivas da razão Fe/Ca que sugere aumento do aporte de sedimento terrígeno oriundo de escoamento superficial, enquanto, P/K também oscila mostra variações de nível da coluna d'água. Maior produtividade no ambiente e predominância de matéria orgânica de origem alóctone, indicam os valores elevados

de COT, NT e razão C/N, já os valores baixos do sinal de  $\delta^{15}\text{N}$  evidenciaram a permanência de condições oligo-mesotróficas (Torres et al., 2012)

Este intervalo é marcado por momentos de pulsos de inundação de maior duração, evidenciado pela diminuição dos táxons, enquanto os aumentos de incêndios que podem estar relacionados ao transporte aquático, sob condição climática quente e úmida.

A Zona III que corresponde ao intervalo entre cerca de 1400 e 740 anos cal. AP no contexto vegetacional se trata de uma flora muito rica, com tendência de aumento de concentração dos táxons como *Alchornea*, *Tapirira*, *Cecropia*, Fabaceae, Melastomataceae, Myrtaceae, *Symmeria*, Poaceae, Cyperaceae e *Sagittaria*, a riqueza pode ser notada também com o aumento nos valores de concentração de esporos de samambaias e licófitas e algas. Aumento de frequência de incêndio é notada entre cerca de 950 e 850 anos cal. AP indicado por aumento nos valores de concentração de partículas carbonizadas 25 – 50, o menor aporte de sedimento terrígeno por escoamento de superfície é apontado pela diminuição de valores de Fe/Ca, enquanto P/K oscila em valores elevados, que evidência diminuição do nível da coluna d'água até cerca de 750 anos AP, em seguida decrescem e sugere aumento do nível da coluna d'água. Como na Zona anterior os valores elevados de COT, NT e razão C/N indicaram, um ambiente com maior produtividade e a predominância de matéria orgânica de origem alóctone (Meyers, 2003). A permanência de condições oligo-mesotróficas são evidenciadas por valores baixos do sinal de  $\delta^{15}\text{N}$ .

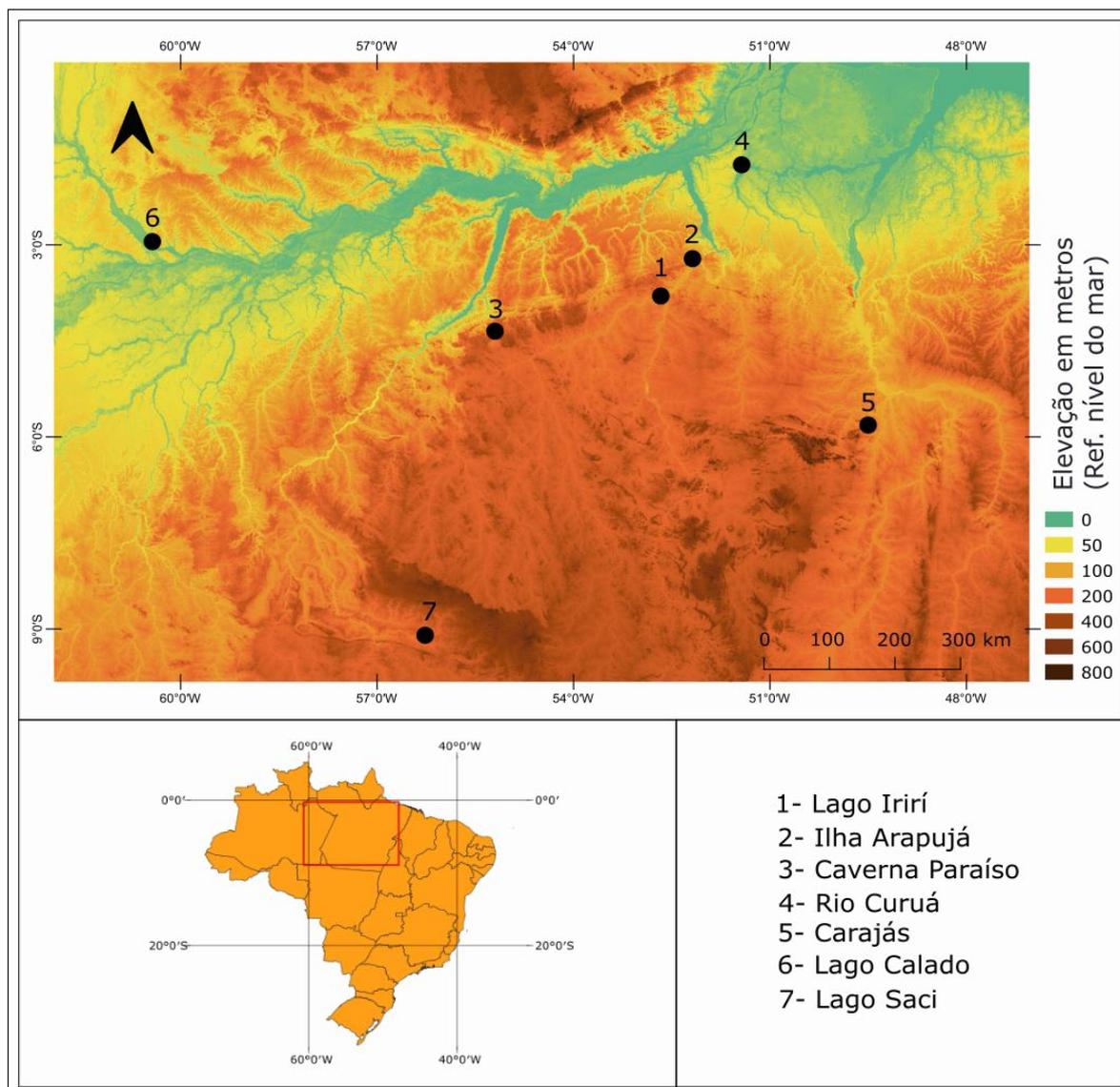
Entre cerca de 739 - 510 anos cal. AP compreende a Zona IV-a, que é caracterizada pela redução dos valores de concentração dos táxons arbóreos, porém a configuração de Floresta de Várzea e Igapó continuam presentes. A concentração de partículas carbonizadas 25 – 50  $\mu\text{m}$  oscila mas mantém valores reduzidos, que indica baixa frequência de incêndios regionais, em sincronia a razão Fe/Ca, sugerem menor aporte de sedimentar terrígeno por escoamento superficial, o que pode sugerir condições de diminuição de precipitação.

A fase seguinte é representada pela Zona IV-b, dentro do intervalo entre cerca de 510 - 394 anos cal. AP e destaca um provável início de pulso de inundação indicado pela diminuição dos valores de concentração dos táxons arbóreos, com oscilações nos valores de concentração as partículas carbonizadas 25-50 $\mu\text{m}$  sugerem

diminuição de incêndios regionais. Menor aporte sedimentar de terrígenos por escoamento superficial aponta os baixos valores da razão Fe/Ca, o leve aumento nos valores de COT e NT indicam maior produtividade no sistema. Apesar do suave decréscimo da razão C/N, os valores ainda elevados evidenciaram predominância de matéria orgânica de origem alóctone, a permanência de ambiente oligotrófico com baixa ou nenhuma eutrofização antropogênica é indicado pelos valores baixos do isótopo  $\delta^{15}\text{N}$  (Torres et al., 2012). Esta fase entre 739 e 394 anos cal. AP é caracterizada por diminuição da vegetação e provável início pulso de inundação. Condição climática úmida.

## **6.2 Reconstituição Paleoclimática e Presença Humana**

Estudos palinológicos e geoquímicos realizados na região leste da Bacia Amazônica mostram padrões climáticos menos úmido para o Holoceno Inferior (Absy et al., 1991; Behling and da Costa, 2000; Behling et al., 2001; Cordeiro et al., 2008b, 2011; Reis et al., 2017). Por outro lado, as análises palinológicas e geoquímicas do Lago Iriri apontam condições climáticas úmidas com expansão de Florestas de Várzea e Igapó entre 9.000 e 8.700 anos cal. AP, com momentos de alto aporte sedimentar em sincronia com as variações mais negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  presentes em espeleotemas da Caverna Paraíso (Wang et al., 2017), localizada a 280 km (Figura 42). Esta divergência interpretativa pode ser explicada pelo fato de que o sinal climático do Rio Curuá (Behling and da Costa, 2000) pode ser facilmente elucidado pela sua localização dentro de um sistema fluvial isolado dentro de uma área de Floresta de Terra Firme, enquanto que o sinal palinológico do Lago Iriri, localizado a 185 km do Lago Curuá, é oriundo da zona de inundação de florestas de Várzea e Igapó, dentro de área onde a precipitação, representada pelos dados da Caverna Paraíso, é captada pelo Rio Iriri.



**Figura 42:** Localização dos registros paleoclimáticos e paleoambientais na Amazônia discutidos no trabalho. 1- Lago Irirí; 2 – Ilha Arapujá; 3- Caverna Paraíso (Wang et al., 2017); 4 - Rio Curuá (Behling e da Costa, 2000); 5 – Carajás (Absy et al., 1991; Cordeiro et al., 2008b, 2011; Reis et al., 2017); 6 – Lago Calado (Behling et al., 2001) e 7- Lago Saci (Fontes et al., 2017).

Para Holoceno Médio do setor leste da Amazônia prevalece ainda as interpretações de condições climáticas mais secas que o Presente por esses autores. Novamente o registro palinológico e geoquímico da Lago Irirí (Figura 42) mostram-se em consonância com os dados geoquímicos da Caverna Paraíso e com o registro palinológico do Lago Tocantins (Irion et al., 2006), com o predomínio de clima mais úmidos que o presente durante o Holoceno. Esta conclusão confronta-se com a interpretação de climas mais secos em Carajás (Absy et al., 1991; Cordeiro et al., 2008b, 2011; Reis et al., 2017) e no setor sudeste da Amazônia, no Lago Saci (Fontes et al., 2017). Essa dissensão pode ser explicada por características geomorfológicas dos lagos rasos da Serra de Carajás, formados sobre canga laterítica. Nessas

condições, pequenas variações climáticas podem causar a dissecação dos sedimentos, que rapidamente se tornam expostos a oxidação na estação seca. Dessa forma, não se pode comparar o sinal climático dessa localidade com aqueles oriundos de lagos profundos de áreas das terras baixas como o Lago da Pata (20 metros de profundidade) a cerca de 400 m de elevação (Colinvaux et al., 1996; Bush et al., 2004a) e com o sinal palinológico e geoquímico do sistema fluvial de floresta de várzea e Igapó, no qual se insere o Lago Iriri. Por outro lado, a evidência de climas mais secos durante o Médio Holoceno no Lago do Saci e baseada na ocorrência, nesse período, de pólen de gramíneas, *Byrsonima*, *Curatella* e Asteraceae. De acordo (Bush, 2002) gramíneas (Poaceae) não devem ser usadas como indicadoras de habitats secos devido a grande predominância de gramíneas aquáticas. Além disso, várias espécies de gramíneas amazônicas toleram longos períodos de submersão (Parolin, 2000). O mesmo raciocínio se aplica a espécies de *Byrsonima*, encontradas em vegetação sujeita a inundação periódica como *Byrsonima chrysophylla* (Parolin, 2000), *Byrsonima leucophlebia* (Kubitzki, 1989) e *B. japurensis* (Correa and Winemiller, 2014) entre outras assim como para asteráceas. Estas últimas são bastante comuns em campos, solos alagados e brejos como *Aspilia latissima*, *Baccharis medulosa*, *Eupatorium hecatanthum*, *Melanthera latifolia*, *Mikania micrantha*, *Plagiocheilus tanacetoides* e *Pluchea sagittalis* (Pott e Pott, 1994). Adaptação a solos inundados também é reportado por (Ferreira-Júnior et al., 2016) para *Curatella americana*, táxon que tem sido usado historicamente como indicador de climas secos. É interessante notar também que a grande ocorrência de gramíneas no Lago do Saci, durante o Médio Holoceno, tem como elemento acessório *Mauritia flexuosa*, uma espécie de palmeira que sobrevive em situação de inundação. Dessa forma, a interpretação de clima secos durante o Médio Holoceno nessa localidade da Amazônia, não tem sustentação ecológica.

A partir de 4.000 a 2.000 anos cal. AP o registro palinológico do Lago Iriri revela condições climáticas ainda mais úmidas, com altos níveis de coluna d'água que são encontradas no Lago Calado (Behling et al., 2001). Entre 3.000 anos cal. AP e o Presente, tanto o registro palinológico do Lago Iriri quanto da Ilha Arapujá mostram aumento da coluna d'água em sincronia com oscilações mais negativas no registro isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$  na Caverna Paraíso.

A partir de 2.000 anos cal. AP, enquanto os registros palinológicos dos Lagos Iri e Ilha Arapujá indicam diminuição da umidade, em sintonia com os registros da Caverna Paraiso, o Lago Curuá sofre modificações devido a um bloqueio do rio Curuá, que é interpretado pelos autores como consequência do aumento do nível relativo do mar.

A presença humana, em registros palinológicos do Quaternário tem como proxies mais empregados o aumento de taxas de incêndio e sucessão ecológica representada por aumento da frequência e importância de elementos botânicos pioneiros como, por exemplo, *Cecropia*, *Alchornea*, *Didymopanax*, entre outros geralmente sob clima úmido. Segundo (Irion et al., 2006) Irion et al. (2006), a presença de agrupamentos humanos no Lago Tocantins no Holoceno Tardio é incerta devido a baixas concentrações de partículas carbonizadas, que podem ter origem em pequenos incêndios naturais. Na VGRX os indícios vegetais encontrados sugerem que a presença humana na região se deu a partir de 1.900 anos AP, quando a paisagem apresenta modificações como aumento de esporos indicando a abertura de Floresta, aumento de vegetação pioneira (*Cecropia*, *Alchornea*, *Didymopanax*) e também de vegetais de uso humano como é o caso de *Mauritia flexuosa*, as partículas carbonizadas apresentam boa correlação com as mudanças na vegetação, porém grande parte das mesmas podem ter sido transportadas pela água.

## 7. CONCLUSOES

O presente estudo foi idealizado para trazer luz ao entendimento sobre o comportamento da vegetação de várzea e igapó da região da Volta Grande do Rio Xingu (VGRX) perante as variações climáticas ocorridas no setor leste da Amazônia durante o Holoceno. Os dados palinológicos, associados a análises geoquímicas granulométricas, evidenciaram que Floresta de Várzea e Igapó da VGRX, expandiu pela primeira vez por volta de 8.700 anos cal. AP e apresentou oscilações de concentração de táxons botânicos até cerca de 5.100 anos cal. AP. Em seguida, os perfis palinológicos apontam para uma redução da concentração polínica, relacionada provavelmente a longos períodos de inundação que persistiram até cerca de 2.000 anos cal. AP. Com o término dessa fase de cheia a Floresta de Várzea e Igapó sofreu o segundo estágio de inundação, que se mantém até o Presente.

O período de menor precipitação durante o Médio Holoceno, apontado por alguns estudos palinológicos, não está evidente na VGRX, pois a todo instante os dados denotam umidade sempre presente. Sobre essa questão, pode-se afirmar que alguns registros palinológicos disponíveis na literatura chegam a interpretação de climas secos baseando-se principalmente no aumento de gramíneas e outras ervas, que são interpretadas erroneamente. E o caso das ervas da Família Poaceae, conhecida por possuir táxons adaptados a vida submersa no sistema de várzea e igapó da Amazônia.

Foram encontradas evidências de ocupação humana na VGRX em cerca de 1.900 anos cal. AP, com base em elementos de sucessão ecológica impulsionada pela abertura antropogênica da paisagem, pois o aumento de esporos indicou abertura de floresta corroborado pela presença em grandes concentrações de táxons de vegetação primária e também aparecimento de táxons de interesse humano como é o caso de *Mauritia flexuosa*. A concentração de partículas carbonizadas, geralmente pequenas e de fácil transporte pelas correntes fluviais tem origem incerta.



## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M.B., Wolfe, B.B., Aravena, R., Wolfe, A.P., and Seltzer, G.O., 2000, Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 1801–1820, doi:10.1016/S0277-3791(00)00078-0.
- Absy, M.L. et al., 1991, Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le Sud-Est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années : Première comparaison avec d'autres régions tropicales: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 312, p. 673–678, doi:10.1016/j.energy.2010.04.015.
- Adrian Quijada-Mascareñas, J., Ferguson, J.E., Pook, C.E., Salomão, M.D.G., Thorpe, R.S., and Wüster, W., 2007, Phylogeographic patterns of trans-Amazonian vicariants and Amazonian biogeography: The Neotropical rattlesnake (*Crotalus durissus* complex) as an example: *Journal of Biogeography*, v. 34, p. 1296–1312, doi:10.1111/j.1365-2699.2007.01707.x.
- Aleman, J.C. et al., 2013, Tracking land-cover changes with sedimentary charcoal in the Afrotropics: *Holocene*, v. 23, p. 1853–1862, doi:10.1177/0959683613508159.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., De Moraes Gonçalves, J.L., and Sparovek, G., 2013, Köppen's climate classification map for Brazil: *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, p. 711–728, doi:10.1127/0941-2948/2013/0507.
- Andrus, C.F.T., Crowe, D.E., Sandweiss, D.H., Reitz, E.J., and Romanek, C.S., 2002, Otolith  $\delta^{18}\text{O}$  record of mid-holocene sea surface temperatures in Peru: *Science*, v. 295, p. 1508–1511, doi:10.1126/science.1062004.
- Angulo, R.J., Pessenda, L.C.R., and Souza, M.A., 2002, O Significado das Datações ao  $^{14}\text{C}$  na Reconstrução de Paleoníveis Marinhos e na Evolução das Barreiras Quaternárias do Litoral Paranaense: *Revista Brasileira de Geociências*, p. 95–106.
- Assis, R.L. de, 2008, Composição Florística E Estrutura Da Regeneração Arbórea De Florestas De Várzea Alta E Varzea Baixa Na Rds Mamirauá, Amazonia Central: 86 p.
- Bahia, R.B.C., Faraco, M.T.L., Monteiro, M.A.S., and Oliveira, M.A.O., 2004, Folha SA.22-Belém, in: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, in Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., and Jesus, J.D.A. de eds., *Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*, Brasília, CPRM.
- Baker, P.A., and Fritz, S.C., 2015, Nature and causes of Quaternary climate variation of

tropical South America: *Quaternary Science Reviews*, v. 124, p. 31–47, doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.011.

Baker, P.A., Fritz, S.C., Garland, J., and Ekdahl, E., 2005, Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Bolivia/Peru, and its relationship to North Atlantic climate variation: *Journal of Quaternary Science*, v. 20, p. 655–662, doi:10.1109/DEXA.2005.140.

Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., and Broda, J.P., 2001, The History of South American: *Science Reports*, v. 291, p. 640–643, doi:10.1126/science.291.5504.640.

Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., and Broda, J.P., 2011, The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years: v. 640, p. 640–644, doi:10.1126/science.291.5504.640.

Balée, W., 2010, Contingent diversity on anthropic landscapes: *Diversity*, v. 2, p. 163–181, doi:10.3390/d2020163.

Balée, W., 1989, “The culture of Amazonian forests.”: *Advances in economic botany*.

Barlow, J., Gardner, T.A., Lees, A.C., Parry, L., and Peres, C.A., 2012, How pristine are tropical forests? An ecological perspective on the pre-Columbian human footprint in Amazonia and implications for contemporary conservation: *Biological Conservation*, v. 151, p. 45–49, doi:10.1016/j.biocon.2011.10.013.

Barlow, J., Haugaasen, T., and Peres, C.A., 2002, Effects of ground fires on understory bird assemblages in Amazonian forests: *Biological Conservation*, v. 105, p. 157–169, doi:10.1016/S0006-3207(01)00177-X.

Barlow, J., and Peres, C.A., 2004, Ecological responses to El Niño-induced surface fires in central Brazilian Amazonia: Management implications for flammable tropical forests: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 359, p. 367–380, doi:10.1098/rstb.2003.1423.

Behling, H., and da Costa, M.L., 2000, Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin: *Quaternary Research*, v. 53, p. 369–377, doi:10.1006/qres.1999.2117.

Behling, H., and Hooghiemstra, H., 1999, Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Pinal and Carimagua: *Journal of Paleolimnology*, p. 461–476, <http://link.springer.com/article/10.1023/A:1008051720473> (accessed October 2014).

- Behling, H., Keim, G., Irion, G., Junk, W., and Nunes de Mello, J., 2001, Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 173, p. 87–101, doi:10.1016/S0031-0182(01)00321-2.
- Behling, H., and Lima Da Costa, M., 2001, Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia: *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 114, p. 145–155, doi:10.1016/S0034-6667(01)00044-6.
- Bernard, B., Bernard, H., and Brooks, J., 2004, Determination of Total Carbon, Total Organic Carbon and Inorganic Carbon in Sediments: TDI-Brooks International/B&B Lab ..., p. 1–5, doi:10.1139/x01-052.
- Bertassoli, D.J. et al., 2017, The Fate of Carbon in Sediments of the Xingu and Tapajós Clearwater Rivers, Eastern Amazon: *Frontiers in Marine Science*, v. 4, doi:10.3389/fmars.2017.00044.
- Binotto, B., Paula, A., Graciele, A., Neumann, M., Luisa, T., and Budke, J.C., 2016, TOLERÂNCIA DE PLÂNTULAS DE *Cedrela fissilis* VELL. A DIFERENTES AMPLITUDES E INTENSIDADES DE INUNDAÇÃO: *Ciência Florestal*, v. 26, p. 1339–1348.
- Bird, B.W., Abbott, M.B., Rodbell, D.T., and Vuille, M., 2011, Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment  $\delta^{18}\text{O}$  record: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 310, p. 192–202, doi:10.1016/j.epsl.2011.08.040.
- Blaauw, M., and Christeny, J.A., 2011, Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process: *Bayesian Analysis*, v. 6, p. 457–474, doi:10.1214/11-BA618.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G., 1997, A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates: *Science*, v. 278, p. 1257–1266, doi:10.1126/science.278.5341.1257.
- Bush, M.B., 2002, On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 177, p. 5–17, doi:10.1016/S0031-0182(01)00348-0.
- Bush, M.B., Oliveira, P.E. De, Colinvaux, P.A., Miller, M.C., and Moreno, J.E., 2004a, Amazonian paleoecological histories: One hill, three watersheds: v. 214, p. 359–393,

doi:10.1016/j.palaeo.2004.07.031.

- Bush, M.B., Silman, M.R., De Toledo, M.B., Listopad, C., Gosling, W.D., Williams, C., De Oliveira, P.E., and Krisel, C., 2007, Holocene fire and occupation in Amazonia: Records from two lake districts: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 362, p. 209–218, doi:10.1098/rstb.2006.1980.
- Bush, M.B., Silman, M.R., and Urrego, D.H., 2004b, 48,000 Years of Climate and Forest Change in a Biodiversity Hot Spot: *Science*, v. 303, p. 827–829, doi:10.1126/science.1090795.
- Bush, M.B., Silman, M.R., and Urrego, D., 2004c, 48,000 Years of Climate and Forest Change in a Biodiversity Hot Spot Author (s): Mark B. Bush, Miles R. Silman and Dunia H. Urrego Reviewed work (s): Source: *Science, New Series*, Vol. 303, No. 5659, *Mathematics in Biology* (Feb. 6, 2004: *Science*, v. 303, p. 827–829.
- Camarão, A.P., Filho, A.P. da S.S., and Marques, J.R.F., 2006, Gramíneas Forrageiras Nativas e Introduzidas de Terras Inundáveis da Amazônia:
- CAMPBELL, D.G., STONE, J.L., and ROSAS, A., 1992, A comparison of the phytosociology and dynamics of three floodplain (Várzea) forests of known ages, Rio Juruá, western Brazilian Amazon: *Botanical Journal of the Linnean Society*, v. 108, p. 213–237, doi:10.1111/j.1095-8339.1992.tb00240.x.
- Cardozo, A.Y.V., Gomes, D.F., da Silva, E.M., Duque, S.R.E., Rangel, J.O.C., Sifeddine, A., Turcq, B., and Albuquerque, A.L.S., 2014, Holocene paleolimnological reconstruction of a high altitude Colombian tropical lake: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, p. 127–136, doi:10.1016/j.palaeo.2014.03.013.
- Carim, M.D.J.V., 2016, Estrutura, composição e diversidade em florestas alagáveis de várzea de maré e de igapó e suas relações com variáveis edáficas e o período de inundação no Amapá, Amazônia Oriental, Brasil: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA, 96 p.
- Castro, J.W.A., Suguio, K., Seoane, J.C.S., Da Cunha, A.M., and Dias, F.F., 2014, Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 86, p. 671–683, doi:10.1590/0001-3765201420140007.
- CATTANIO, J.H., ANDERSON, A.B., and CARVALHO, M.S., 2002, Floristic composition and topographic variation in a tidal floodplain forest in the Amazon Estuary: *Revista Brasileira de Botânica*, v. 25, p. 419–430, doi:10.1590/S0100-84042002012000006.

- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., D'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., and Auler, A.S., 2013, Climate change patterns in Amazonia and biodiversity: *Nature Communications*, v. 4, doi:10.1038/ncomms2415.
- Clement, A.C., Seager, R., and Cane, M.A., 2000, Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit: *Paleoceanography*, v. 15, p. 731–737, doi:10.1029/1999PA000466.
- Cobb, K.M., Westphal, N., Sayani, H.R., Watson, J.T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R.L., and Charles, C.D., 2013, Highly variable El Niño-Southern Oscillation throughout the Holocene: *Science*, v. 339, p. 67–70, doi:10.1126/science.1228246.
- Cohen, M.C.L., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., Friaes, Y.S., and De Oliveira, P.E., 2014, Late Pleistocene glacial forest of Humaitá—Western Amazonia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p. 11.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Moreno, J.E., Miller, M.C., and Bush, M.B., 1996, A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times: *Science*, v. 274, p. 85–88, doi:10.1126/science.274.5284.85.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., and Patiño, J.E., 1999, *Amazon Pollen Manual and Atlas*: Smithsonian Tropical Research Institute, 332 p.
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., and Steinitz-Kannan, M., 2008, Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record: *Quaternary Science Reviews*, v. 27, p. 1166–1180, doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.015.
- Conserva, A.S., and Piedade, M.T.F., 2001, Ciclo de vida e ecologia de *Paspalum fasciculatum* Willd. Ex. Fluegge (Poaceae), na várzea da Amazônia Central: *Acta Amazonica*, v. 2, p. 205–220.
- Cordeiro, S.A., Souza, C.C., and Mendonza, Z.M.S.H., 2008a, Florestas brasileiras e as mudanças climáticas: *Revista Científica Eletrônica de Engenharia Florestal*, v. 11, p. 1–20.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B., Sifeddine, A., Lacerda, L.D., Silva Filho, E. V., Gueiros, B., Potty, Y.P., Santelli, R.E., Pádua, E.O., and Patchinelam, S.R., 2011, Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 299, p. 426–436, doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.021.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B., Suguio, K., Oliveira da Silva, A., Sifeddine, A., and Volkmer-Ribeiro,

- C., 2008b, Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate: *Global and Planetary Change*, v. 61, p. 49–62, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.005.
- Correa, S.B., and Winemiller, K.O., 2014, Niche partitioning among frugivorous fishes in response to fluctuating resources in the Amazonian floodplain forest: *Ecology*, v. 95, p. 210–224, doi:10.1890/13-0393.1.
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A.S., and Nguyen, H., 2009, Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 210–214, doi:10.1038/ngeo444.
- Dansgaard, W. et al., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record: *Nature*, v. 364, p. 218–220, doi:10.1038/364218a0.
- Dantas, M.E., and Texeira, S.G., 2013, Origem das Paisagens, *in* JOÃO, X. da S.J., TEIXEIRA, S.G., and FONSECA, D.D.F. eds., *Geodiversidade do Estado do Pará*, Belém, CPRM, p. 23–52.
- Denevan, W.M., 1996, A Bluff Model of Riverine Settlement in Prehistoric Amazonia: v. 86, p. 654–681, doi:10.1016/B978-0-444-59506-5.50044-4.
- Duffin, K.I., Gillson, L., and Willis, K.J., 2008, Testing the sensitivity of charcoal as an indicator of fire events in savanna environments: Quantitative predictions of fire proximity, area and intensity: *Holocene*, v. 18, p. 279–291, doi:10.1177/0959683607086766.
- Ekdahl, E.J., Fritz, S.C., Baker, P.A., Rigsby, C.A., and Coley, K., 2008, Holocene multidecadal- to millennial-scale hydrologic variability on the South American Altiplano: *Holocene*, v. 18, p. 867–876, doi:10.1177/0959683608093524.
- Erickson, C.L., 2000, An artificial landscape-scale fishery in the Bolivian Amazon: *Nature*, v. 408, p. 190–193, doi:10.1038/35041555.
- Erickson, C.L., 2006, The Domesticated Landscapes of the Bolivian Amazon: Time and Complexity in Historical Ecology: *Studies in the Neotropical Lowlands*, p. 235–278, doi:10.7312/bale13562.
- Erickson, C.L., 2008, *The Handbook of South American Archaeology*., doi:10.1007/978-0-387-74907-5.
- Ferreira-Júnior, W.G., Schaefer, C.E.G.R., Cunha, C.N., Duarte, T.G., Chierigatto, L.C., and Carmo, F.M.S., 2016, Flood regime and water table determines tree distribution in a

- forest-savanna gradient in the Brazilian pantanal: *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, v. 88, p. 719–731, doi:10.1590/0001-3765201620150341.
- Ferreira, L.V., 2000, Effects of flooding duration on species richness, floristic composition and forest structure in river margin habitat in Amazonian blackwater floodplain forests: implications for future design of protected areas: *Biodiversity & Conservation*, v. 9, p. 1–14.
- Ferreira, L.V., and Stohlgren, T.J., 1999, Effects of river level fluctuation on plant species richness, diversity, and distribution in a floodplain forest in Central Amazonia: *Oecologia*, v. 120, p. 582–587, doi:10.1007/s004420050893.
- Fontes, D., Cordeiro, R.C., Martins, G.S., Behling, H., Turcq, B., Sifeddine, A., Seoane, J.C.S., Moreira, L.S., and Rodrigues, R.A., 2017, Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci: *Quaternary Science Reviews*, v. 173, p. 161–180, doi:10.1016/j.quascirev.2017.08.021.
- Gagan, M.K., and Thompson, L.G., 2004, Evolution of the Indo-Pacific warm pool and Hadley-Walker circulation since the last deglaciation: *Hadley Circulation: Present, Past and Future*, v. 21, p. 289–312, doi:10.1007/978-1-4020-2944-8\_10.
- Gama, J.R.V., Souza, A.L. de, Martins, S.V., and Souza, D.R. de, 2005, Comparação entre florestas de várzea e de terra firme do Estado do Pará: *Revista Árvore*, v. 29, p. 607–616, doi:10.1590/S0100-67622005000400013.
- Garcia, S.R., and Kayano, M.T., 2015, Multidecadal variability of moisture and heat budgets of the South American monsoon system: *Theoretical and Applied Climatology*, v. 121, p. 557–570, doi:10.1007/s00704-014-1265-1.
- Glaser, B., and Birk, J.J., 2012, State of the scientific knowledge on properties and genesis of Anthropogenic Dark Earths in Central Amazonia (terra preta de índio): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 82, p. 39–51, doi:10.1016/j.gca.2010.11.029.
- Grim, E.C., 1987, *CONISS: Textbook of Pollen Analyses*: New York, Wiley & Sons.
- Grim, E.C., and Troostheid, C.D., 1994, *Tilia 2.00*, program for plotting palynological diagrams: Springfield, Illinois State Museum.
- Guimarães, P.R., Galetti, M., and Jordano, P., 2008, Seed dispersal anachronisms: Rethinking the fruits extinct megafauna ate: *PLoS ONE*, v. 3, doi:10.1371/journal.pone.0001745.
- Haug, G.H., 2001, Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the

Holocene: *Science*, v. 293, p. 1304–1308, doi:10.1126/science.1059725.

Heckenberger, M.J., Kuikuro, A., Kuikuro, U.T., Russell, J.C., Schmidt, M., Fausto, C., and Franchetto, B., 2003, Amazonia 1492: Pristine forest or cultural parkland? *Science*, v. 301, p. 1710–1714, doi:10.1126/science.1086112.

Heckenberger, M.J., Russell, J.C., Fausto, C., Toney, J.R., Schmidt, M.J., Pereira, E., Franchetto, B., and Kuikuro, A., 2008, Pre-Columbian urbanism, anthropogenic landscapes, and the future of the Amazon: *Science*, v. 321, p. 1214–1217, doi:10.1126/science.1159769.

Irion, G., Bush, M.B., Nunes de Mello, J.A., Stüben, D., Neumann, T., Müller, G., Morais de, J.O., and Junk, J.W., 2006, A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 240, p. 523–535, doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.005.

Jones, C., and Carvalho, L.M.V., 2002, Active and break phases in the South American monsoon system: *Journal of Climate*, v. 15, p. 905–914, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2.

Julião, G.R., 2007, Riqueza e abundância de insetos galhadores associados ao dossel de florestas de terra firme, várzea e igapó da Amazônia Central: UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM, 144 p.

JUNK, W.J., 1989, Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains: ACADEMIC PRESS LIMITED, 47-64 p., doi:10.1016/B978-0-12-353550-4.50012-5.

Junk, W.J., and Piedade, M.T.F., 1993, Herbaceous plants of the Amazon floodplain near Manaus: species diversity and adaptations to the flood pulse: *Amazoniana*, v. 12, p. 467–484.

Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L., and Vuille, M., 2013, High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: Insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes: *Quaternary Science Reviews*, v. 75, p. 1–10, doi:10.1016/j.quascirev.2013.05.008.

Kubitzki, K., 1989, The ecogeographical differentiation of Amazonian inundation forests: *Plant Systematics and Evolution*, v. 162, p. 285–304, doi:10.1007/BF00936922.

Levis, C., de Souza, P.F., Schietti, J., Emilio, T., Pinto, J.L.P. da V., Clement, C.R., and Costa, F.R.C., 2012, Historical Human Footprint on Modern Tree Species Composition in the Purus-Madeira Interfluve, Central Amazonia: *PLoS ONE*, v. 7,

doi:10.1371/journal.pone.0048559.

- Liang, B. et al., 2010, Black carbon affects the cycling of non-black carbon in soil: *Organic Geochemistry*, v. 41, p. 206–213, doi:10.1016/j.orggeochem.2009.09.007.
- Lim, S., Ledru, M.P., Valdez, F., Devillers, B., Houngnon, A., Favier, C., and Bremond, L., 2014a, Ecological effects of natural hazards and human activities on the Ecuadorian Pacific coast during the late Holocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, p. 197–209, doi:10.1016/j.palaeo.2013.12.021.
- Lim, S., Ledru, M.P., Valdez, F., Devillers, B., Houngnon, A., Favier, C., and Bremond, L., 2014b, Ecological effects of natural hazards and human activities on the Ecuadorian Pacific coast during the late Holocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, p. 197–209, doi:10.1016/j.palaeo.2013.12.021.
- Liu, Z. et al., 2009, Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for bolling-allerod warming: *Science*, v. 325, p. 310–314, doi:10.1126/science.1171041.
- Maezumi, S.Y., Alves, D., Robinson, M., de Souza, J.G., Levis, C., Barnett, R.L., Almeida de Oliveira, E., Urrego, D., Schaan, D., and Iriarte, J., 2018, The legacy of 4,500 years of polyculture agroforestry in the eastern Amazon: *Nature Plants*, v. 4, p. 540–547, doi:10.1038/s41477-018-0205-y.
- Marengo, J. a, 2006, On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A Historical Review and Current State-of-the-art Jose Antonio Marengo: *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 1–19.
- Marengo, J.A. et al., 2012, Recent developments on the South American monsoon system: *International Journal of Climatology*, v. 32, p. 1–21, doi:10.1002/joc.2254.
- Mayle, F.E., 2000, Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests: *Science*, v. 290, p. 2291–2294, doi:10.1126/science.290.5500.2291.
- McMichael, C.H., Bush, M.B., Silman, M.R., Piperno, D.R., Raczka, M., Lobato, L.C., Zimmerman, M., Hagen, S., and Palace, M., 2013, Historical fire and bamboo dynamics in western Amazonia (P. Linder, Ed.): *Journal of Biogeography*, v. 40, p. 299–309, doi:10.1111/jbi.12002.
- McMichael, C.H., Correa-Metrio, A., and Bush, M.B., 2012a, Pre-Columbian fire regimes in lowland tropical rainforests of southeastern Peru: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 342–343, p. 73–83, doi:10.1016/j.palaeo.2012.05.004.
- McMichael, C.H., Piperno, D.R., Bush, M.B., Silman, M.R., Zimmerman, A.R., Raczka, M.F.,

and Lobato, L.C., 2012b, Sparse pre-Columbian human habitation in Western Amazonia: *Science*, v. 336, p. 1429–1431, doi:10.1126/science.1219982.

Meyers, P.A., 2003, Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes: *Organic Geochemistry*, v. 34, p. 261–289, doi:10.1016/S0146-6380(02)00168-7.

Moraes, B.C. De, Maria, J., Carlos, A., and Costa, M.H., 2005, Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará: *Acta Amazonica*, v. 35, p. 207–214, doi:10.1590/S0044-59672005000200010.

Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., and David M. Anderson, 2002, Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch: *letters to nature*, p. 4.

Moyle, R.G., 2005, Phylogeny and biogeographical history of Trogoniformes, a pantropical bird order: *Biological Journal of the Linnean Society*, v. 84, p. 725–738, doi:10.1111/j.1095-8312.2005.00435.x.

Neves, W.A., Hubbe, M., and Piló, L.B., 2007, Early Holocene human skeletal remains from Sumidouro Cave, Lagoa Santa, Brazil: History of discoveries, geological and chronological context, and comparative cranial morphology: *Journal of Human Evolution*, v. 52, p. 16–30, doi:10.1016/j.jhevol.2006.07.012.

De Oliveira, P.E., and Steinitz Kannan, M., 1992, The diatom flora (Bacillariophyceae) of the Cuyabeno Faunistic Reserve, Ecuadorian Amazonia: *Nova Hedwigia*, v. 54, p. 515–552.

P.A.Mayewski et al., 2004, Holocene climate variability: *Quaternary Research*, v. 243–245.

Parolin, P., 2002, Life history and environment of *Cecropia latiloba* in Amazonian floodplains: *Revista de Biologia Tropical*, p. 531–545.

Parolin, P.I.A., 2000, Seed mass in Amazonian floodplain forests with contrasting nutrient supplies: *Journal of Ecology*, v. 88, p. 417–428, <http://journals.cambridge.org/action/displayAbstract?fromPage=online&aid=60869>.

Parolin, P., and Ferreira, L., 1998, Are there differences in specific wood gravities between trees in várzea and igapó (Central Amazonia): *Ecotropica*, v. 4, p. 25–32, [http://www.researchgate.net/publication/27282329\\_Are\\_there\\_differences\\_in\\_specific\\_wood\\_gravities\\_between\\_trees\\_in\\_vrzea\\_and\\_igap\\_\(Central\\_Amazonia\)/file/3deec52210e29a28b7.pdf](http://www.researchgate.net/publication/27282329_Are_there_differences_in_specific_wood_gravities_between_trees_in_vrzea_and_igap_(Central_Amazonia)/file/3deec52210e29a28b7.pdf).

Parolin, P., Oliveira, A.C., Piedade, M.T.F., Wittmann, F., and Junk, W.J., 2002, Pioneer trees

- in Amazonian floodplains: Three key species form monospecific stands in different habitats: *Folia Geobotanica*, v. 37, p. 225–238, doi:10.1007/BF02804233.
- Parolin, J.A., Rodrigues, W.A., Amaral, I., and Piedade, M.T.F., 2004, Floristic study of igapó floodplain in Central Amazonia, Brazil (Tatumã-Mirim, Rio Negro): *Amazoniana*, v. 18, p. 29–47.
- Piedade, M.T.F., Junk, W., D'Ângelo, S.A., Wittmann, F., Schöngart, J., Barbosa, K.M. do N., and Lopes, A., 2010, Aquatic herbaceous plants of the Amazon floodplains: state of the art and research needed: *Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 22, p. 165–178, doi:10.4322/actalb.02202006.
- Piperno, D.R., McMichael, C., and Bush, M.B., 2015, Amazonia and the Anthropocene: What was the spatial extent and intensity of human landscape modification in the Amazon Basin at the end of prehistory? *Holocene*, v. 25, p. 1588–1597, doi:10.1177/0959683615588374.
- Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C.M., Ledru, M.P., and Turcq, B., 2013, A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America: *Climate of the Past*, v. 9, p. 2117–2133, doi:10.5194/cp-9-2117-2013.
- Prance, G.T., 1980, A terminologia dos tipos das florestas amazônicas sujeitas a inundação: *Acta Amazonica*, v. 10, p. 495–504.
- Ray, D., Nepstad, D., and Moutinho, P., 2005, Micrometeorological and canopy controls of fire susceptibility in a forested Amazon landscape: *Ecological Applications*, v. 15, p. 1664–1678, doi:10.1890/05-0404.
- Reimer, P. et al., 2013, {IntCal13} and {Marine13} Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal {BP}: *Radiocarbon*, v. 55, p. 1869–1887.
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., and Dullo, W.C., 2005, El Niño variability off Peru during the last 20,000 years: *Paleoceanography*, v. 20, p. 1–18, doi:10.1029/2004PA001099.
- Reis, L.S., Guimarães, J.T.F., Souza-Filho, P.W.M., Sahoo, P.K., de Figueiredo, M.M.J.C., de Souza, E.B., and Giannini, T.C., 2017, Environmental and vegetation changes in southeastern Amazonia during the late Pleistocene and Holocene: *Quaternary International*, v. 449, p. 83–105, doi:10.1016/j.quaint.2017.04.031.
- Rodríguez-Zorro, P.A., Turcq, B., Cordeiro, R.C., Moreira, L.S., Costa, R.L., McMichael, C.H., and Behling, H., 2018, Forest stability during the early and late Holocene in the igapó floodplains of the Rio Negro, northwestern Brazil: *Quaternary Research (United States)*,

v. 89, p. 75–89, doi:10.1017/qua.2017.99.

Roubik, D.W., and Moreno, J.E., 1991, Pollen and spores of Barro Colorado Island: St. Louis, Missouri, Botanical Garden.

Rowe, H., Hughes, N., and Robinson, K., 2012, The quantification and application of handheld energy-dispersive x-ray fluorescence (ED-XRF) in mudrock chemostratigraphy and geochemistry: *Chemical Geology*, v. 324–325, p. 122–131, doi:10.1016/j.chemgeo.2011.12.023.

Sá, N. de P., Absy, M.L., and Soares, E.A.A., 2016, Late Holocene paleoenvironments of the floodplain of the Solimões River, Central Amazonia, based on the palynological record of Lake Cabaliana: *Acta Botanica Brasilica*, v. 30, p. 473–485, doi:10.1590/0102-33062016abb0250.

Salgado-Labouriau, M.L., 1973, *Contribuição à Palinologia dos Cerrados*. Acad. Bras: Ciências, Rio de Janeiro,.

Salomão, R.D.P., Ima, I., Guimarães, C., Ili, V., and Suemitsu, C., 2007, As florestas de Belo Monte na grande curva do rio Xingu, Amazônia Oriental The forests of Belo Monte on the great curve of the Xingu River, Eastern Amazon: *Ciências Naturais*, p. 57–153.

Sandweiss, D.H., Maasch, K.A., Burger, R.L., Richardson, J.B., Rollins, H.B., and Clement, A., 2001, Variation in {Holocene} {El} {Niño} frequencies: {Climate} records and cultural consequences in ancient {Peru}: *Geology*, v. 29, p. 603–606, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0603.

Sawakuchi, A.O. et al., 2015, The Volta Grande do Xingu: Reconstruction of past environments and forecasting of future scenarios of a unique Amazonian fluvial landscape: *Scientific Drilling*, v. 20, p. 21–32, doi:10.5194/sd-20-21-2015.

Schaan, D., Pärssinen, M., Saunaluoma, S., Ranzi, A., Bueno, M., and Barbosa, A., 2012, New radiometric dates for precolumbian (2000–700 b.p.) earthworks in western Amazonia, Brazil: *Journal of Field Archaeology*, v. 37, p. 132–142, doi:10.1179/0093469012Z.00000000012.

Scudeller, V. V, Ramos, R.A., and Cruz, M.E.G., 2009, Flora fanerogâmica da floresta de terra firme na RDS Tupé: v. 2, p. 206.

Scudeller, V., and Souza, A., 2009, Florística da mata de igapó na Amazônia Central: *Diversidade Biológica*, v. 2, p. 97–108.

Ter Steege, H. et al., 2013, Hyperdominance in the Amazonian tree flora: *Science*, v. 342,

doi:10.1126/science.1243092.

- Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Vuille, M., Wang, X., de Paula, M.S., Novello, V.F., and Auler, A.S., 2011, Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil: *Geology*, v. 39, p. 1075–1078, doi:10.1130/G32098.1.
- Theissen, K.M., Dunbar, R.B., Rowe, H.D., and Mucciarone, D.A., 2008, Multidecadal- to century-scale arid episodes on the northern Altiplano during the middle Holocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 257, p. 361–376, doi:10.1016/j.palaeo.2007.09.011.
- Tolonen, K., 1986, Charred Particle analysis, *in* Berglund, B.E. ed., *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Chichester, Wiley & Sons, p. 485–496.
- Torres, I.C., Inglett, P.W., Brenner, M., Kenney, W.F., and Reddy, K.R., 2012, Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) values of sediment organic matter in subtropical lakes of different trophic status: *Journal of Paleolimnology*, v. 47, p. 693–706, doi:10.1007/s10933-012-9593-6.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., and Frank, D.C., 2009, Persistent positive north atlantic oscillation mode dominated the medieval climate anomaly: *Science*, v. 324, p. 78–80, doi:10.1126/science.1166349.
- Umbanhowar, C.E., and McGrath, M.J., 1998, Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses: *Holocene*, v. 8, p. 341–346, doi:10.1191/095968398666496051.
- Veloso, H.P., Rangel Filho, A.L.R., and Lima, J.C.A., 1991, *Classificação da Vegetação Brasileira Adaptada a um Sistema Universal*: 1-124 p., doi:ISBN 85-240-0384-7.
- Vuille, M., 1999, Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation: *International Journal of Climatology*, v. 19, p. 1579–1600, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N.
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., and Novello, V.F., 2012, A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia: *Climate of the Past*, v. 8, p. 1309–1321, doi:10.5194/cp-8-1309-2012.
- WALKER, M. et al., 2009, Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and

selected auxiliary records: *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*, v. 24, p. 3–7, doi:10.1002/jqs.1227.

Wang, X., Edwards, R.L., Auler, A.S., Cheng, H., Kong, X., Wang, Y., Cruz, F.W., Dorale, J.A., and Chiang, H.W., 2017, Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years: *Nature*, v. 541, p. 204–207, doi:10.1038/nature20787.

Wang, X., Edwards, R., Jr, F.C., Cheng, H., and Auler, A., 2008, Millennial-scale climate variability recorded in Brazilian speleothems: v. 16, p. 1991–1992, <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Millennial-scale+climate+variability+recorded+in+Brazilian+speleothems#0> (accessed October 2014).

Warren, A., and G. Sombroek, W., 1967, Amazon Soils. A Reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region: *The Geographical Journal*, p. 133–550.

Watling, J., Iriarte, J., Mayle, F.E., Schaan, D., Pessenda, L.C.R., Loader, N.J., Street-Perrott, F.A., Dickau, R.E., Damasceno, A., and Ranzi, A., 2017, Impact of pre-Columbian “geoglyph” builders on Amazonian forests: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 114, p. 1868–1873, doi:10.1073/pnas.1614359114.

Watling, J., Saunaluoma, S., Pärssinen, M., and Schaan, D., 2015, Subsistence practices among earthwork builders: Phytolith evidence from archaeological sites in the southwest Amazonian interfluves: *Journal of Archaeological Science: Reports*, v. 4, p. 541–551, doi:10.1016/j.jasrep.2015.10.014.

Weng, C., Bush, M.B., and Athens, J.S., 2002, Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador: *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 120, p. 73–90, doi:10.1016/S0034-6667(01)00148-8.

Wittmann, F., Schöngart, J., Montero, J.C., Motzer, T., Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Queiroz, H.L., and Worbes, M., 2006, Tree species composition and diversity gradients in white-water forests across the Amazon Basin: *Journal of Biogeography*, v. 33, p. 1334–1347, doi:10.1111/j.1365-2699.2006.01495.x.

Worbes, M., Klinge, H., Revilla, J.D., and Martius, C., 1992, On the dynamics, floristic subdivision and geographical distribution of várzea forests in Central Amazonia: *Journal of Vegetation Science*, v. 3, p. 553–564, doi:10.2307/3235812.

Wozniak, M.C., and Steiner, A.L., 2017, A prognostic pollen emissions model for climate models (PECM1.0): *Geoscientific Model Development*, v. 10, p. 4105–4127, doi:10.5194/gmd-10-4105-2017.