

Mestrado Profissional
Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais

KAREN DA SILVA LOPES

**ESTUDOS MULTIDISCIPLINARES PARA RECONSTRUÇÃO DA
VEGETAÇÃO E CLIMA DE SERRA LESTE, CURIONÓPOLIS,
SUDESTE DO PARÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais, área de Ciências Ambientais, do Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV).

Orientador: José Tasso Felix Guimarães, Doutor

Belém – PA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

S586

Lopes, Karen da Silva

Estudos multidisciplinares para reconstrução da vegetação e clima de Serra Leste, Curionópolis, sudeste do Pará / Karen da Silva Lopes -- Belém-PA, 2019.

67 f.: il.

Dissertação (mestrado) -- Instituto Tecnológico Vale, 2019.

Orientador(a): Dr. José Tasso Félix Guimarães

1. Serra Leste – Serra dos Carajás (PA).
2. Geoquímica – Isótopos estáveis.
3. Palinologia - Holoceno. I. Título.

CDD 23. ed. 551.9098115

Bibliotecário (a) responsável: Nisa Gonçalves CRB 2 - 252

KAREN DA SILVA LOPES

**ESTUDOS MULTIDISCIPLINARES PARA RECONSTRUÇÃO DA
VEGETAÇÃO E CLIMA DE SERRA LESTE, CURIONÓPOLIS,
SUDESTE DO PARÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais, área de Ciências Ambientais, do Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV).

Data da aprovação:

Banca examinadora:

Dr. José Tasso Felix Guimarães
Orientador – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

Dr. Renato Oliveira da Silva Júnior
Membro interno – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

Ms. Edilson Freitas da Silva
Membro externo – Universidade Federal do Pará (UFPA)

DEDICATÓRIA

À minha família

AGRADECIMENTOS

A Deus, pois sem Ele eu não seria nada.

À minha mãe, por todo amor e incentivo aos meus estudos; sem o seu esforço eu não teria chegado aqui. Obrigada também por seu meu exemplo. E ao meu pai por toda ajuda e suporte.

Ao meu namorado, Gilmar Neves, meu companheiro em todos os momentos que sempre acreditou em mim, até mesmo quando duvidei da minha capacidade. Obrigada por toda alegria, força, dedicação e compreensão durante essa etapa.

Ao Instituto Tecnológico Vale, onde passei dois anos incríveis de aprendizado, e que me proporcionou grandes oportunidades para o meu crescimento profissional e pessoal.

Ao meu orientador, José Tasso, por toda confiança no meu trabalho, pelos conselhos e incentivo na busca de novos desafios e horizontes.

Ao Diretor científico, José Siqueira, por reconhecer o meu esforço e ter concedido uma oportunidade única que acrescentou ainda mais na minha carreira.

Ao professor Roberto Dall'agnol, pelo apoio e conversas que motivaram durante esses dois anos de mestrado.

Ao professor Prafulla K. Sahoo, e aos colegas Aline e Alessandro pela ajuda nas análises e contribuições na elaboração do texto.

A eterna palino equipe, que me proporcionou amigos e colegas de trabalho incríveis. Por todas as risadas, choros e aprendizado que pudemos compartilhar nesses dois anos, sempre dando suporte um ao outro para alcançar nossos objetivos. Obrigada e desejo sucesso a cada um de vocês.

À querida bibliotecária, Nisa Gonçalves, por todo carinho e amizade.

Agradeço a CAPES pela concessão da bolsa de mestrado. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

À National Science Foundation e LacCore por ter permitido participar do DSCI, o que acrescentou muito na minha jornada.

Posso não ainda saber muito, mas serei eternamente grata a esses dois anos de mestrado que me ensinaram tanto.

Finalmente, a todos que contribuíram de alguma forma para este trabalho.

Obrigada!

If you will begin with certainties, you shall end in doubts,
but if you will content to begin with doubts, you shall end in certainties.

- Francis Bacon

RESUMO

Estudos multidisciplinares são fundamentais em reconstrução paleoambientais, pois integram diferentes abordagens para a interpretação coesa de informações a respeito das mudanças climáticas e vegetacionais. Portanto, o presente estudo foi realizado com base em análises faciológicas, geoquímicas, isotópicas e palinológicas em um testemunho coletado na lagoa de Serra Leste em Carajás. O registro com idade 14.000 anos cal A.P. marca as condições anteriores ao estabelecimento do Holoceno que demonstra o gradual aumento de temperatura e redução de precipitação, com base em evidências palinológicas, como o registro de taxa adaptados ao frio anterior ao início do Holoceno e redução de pteridófitas e macrófitas no início do Holoceno. Além disso, no início do Holoceno foi observada a gradual diminuição de elementos detríticos e enriquecimento de ^{13}C e decréscimo da razão C/N, que representa a redução da contribuição alóctone proveniente da bacia de drenagem. O Holoceno Inferior-Médio apresentou condições quentes e secas, com a redução de precipitação que resultou na redução da lâmina d'água da lagoa. Os valores de concentração polínica foram os menores encontrados em todo o registro indicando condições óxicas no ambiente que não favoreceu boa preservação do registro polínico. Enquanto os dados geoquímicos e isotópicos refletem a mudança de uma fonte alóctone para principalmente autóctone. Pois, o aporte detrítico foi reduzido e a produção de matéria orgânica se tornou predominante. A partir do Holoceno Superior ocorreu o retorno de condições úmidas e quentes, marcada pela oscilação de concentração em *proxies* geoquímicos demonstrando a forte sazonalidade neste período. Além disso, os dados palinológicos e isotópicos indicam uma significativa contribuição de macrófitas e algas demonstrando uma alta produtividade na lagoa. Nos últimos 1700 anos cal A.P. o gradual aumento da lâmina da d'água favoreceu a colonização de macrófitas na porção central da lagoa. Desta maneira, a combinação de diferentes abordagens permitiu fazer a reconstrução paleoambiental da lagoa em Serra Leste de forma mais efetiva descartando possíveis imprecisões.

Palavras-chave: Holoceno, Palinologia, Geoquímica, isótopos estáveis, Serra Leste.

ABSTRACT

Multidisciplinary studies are fundamental in paleoenvironmental reconstruction, they integrate different approaches for a cohesive interpretation of information regarding climate and vegetation changes. Therefore, the present study was carried out based on facies, geochemical, isotopic and palynological analyzes in a sediment core collected in the lake of Serra Leste. The record with age 14,000 cal years B.P. indicates the conditions prior to the establishment of the Holocene that demonstrates the gradual increase of temperature and reduction of precipitation, based on palynological evidence, such as the registry of taxa adapted to the cold before the beginning of the Holocene and reduction of pteridophytes and macrophytes at the beginning of the Holocene. In addition, at the beginning of the Holocene the gradual decrease of detrital elements and enrichment of ^{13}C and decrease of the C/N ratio, which represents the reduction of the allochthonous contribution from the drainage basin. The Early-Mid Holocene showed hot and dry conditions, therefore, the reduction of precipitation resulted in the reduction of the water depth of the lake. The values of pollen concentration were the lowest found throughout the record indicating that the conditions in the environment did not favor good preservation of the pollen record. Whereas the geochemical and isotopic data reflect the change from an allochthonous source to mainly autochthonous. Therefore, the detrital input was reduced, and the production of organic matter became predominant. Since the Late Holocene, the return of humid and hot conditions has occurred, marked by the oscillation of concentration in geochemical proxies demonstrating the strong seasonality in this period. In addition, the palynological and isotopic data indicate a significant contribution of macrophytes and algae demonstrating a high productivity in the lake. After 1700 cal years B.P. the gradual increase of water depth favored the colonization of macrophytes in the central portion of the lake. In this way, the combination of different approaches allowed to make the paleoenvironmental reconstruction of the lake in Serra Leste more effectively discarding possible inaccuracies.

Key-words: Holocene, Palynology, Geochemistry, stable isotopes, Serra Leste.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mudanças climáticas em escala espacial e temporal e em resposta a fatores exógenos e endógenos.	18
Figura 2 - Mapa de precipitação entre os meses de janeiro, fevereiro e março destacando áreas de atuação da ZCAS e ZCIT no Brasil.	22
Figura 3 - Mapa de localização da área de estudo em relação (a) aos municípios do sudeste do Pará; (b) a lagoa inserida em Serra Leste; (c) pontos de coleta do testemunho e crosta laterítica.....	23
Figura 4 - Mapa geológico de Serra Leste.....	24
Figura 5 - Perfil litológico do testemunho LSL com curva de datação ^{14}C e taxa de sedimentação (pontilhada) calculada a partir da profundidade e idade de deposição.	32
Figura 6 - Diagrama ternário dos sedimentos a) em relação ao CIA e b) ao IOL com amostras da crosta laterítica.....	35
Figura 7 - Biplot e clusters dos elementos do testemunho de Serra Leste a) para a fácies Ll e b) para as fácies Tg e Th.	37
Figura 8 - Diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ e $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ para classificação geoquímica dos sedimentos (Herron, 1988).....	39
Figura 9 - Perfil geoquímico do testemunho LSL.	41
Figura 10 - a) Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ nos sedimentos da lagoa em Serra Leste b) Diagrama binário de ^{13}C e C/N da lagoa em Serra Leste.	43
Figura 11 - Perfil vertical dos valores de ^{13}C e ^{15}N no testemunho LSL.....	44
Figura 12 - Diagrama polínico do testemunho LSL de acordo com as percentagens, riqueza e concentração encontradas respectivamente, as faixas horizontais demarcam as zonas palinológicas. Exagero de 10x para palinóforos menores que 5%.....	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados de amostras, pré-tratamento e datação por radiocarbono do testemunho de Serra Leste.	30
Tabela 2 - Descrição de fácies e processos sedimentares do testemunho LSL.	33
Tabela 3 - Concentração de Al ₂ O ₃ , SiO ₂ e Fe ₂ O ₃ das amostras das crostas lateríticas de Serra Leste.	34

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMS - *Accelerator Mass Spectrometry*
CIA- Índice de Alteração Química
CLR – *Centred Log-Ratio*
COD – Carbono Orgânico Dissolvido
D-O – *Dansgaard-Oeschger*
ENSO – *El-Niño Southern Oscillation*
ETR – Elementos Terras Raras
ETRL – Elementos Terras Raras Leves
ETRP – Elementos Terras Raras Pesados
FFB- Formação Ferrífera Bandada
IOL – Índice de Laterização
MIA- Índice de Alteração Máfica
MO – Matéria Orgânica
PCA – Análise de Componentes Principais
SMAS – Sistema de Monção da América do Sul
TOC – Carbono Orgânico Total
TSM – Temperatura de Superfície Marinha
UMG – Último Máximo Glacial
YD – Younger Dryas
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. PROBLEMA E HIPÓTESE	14
3. OBJETIVOS	15
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
4.1 SEDIMENTOLOGIA: ANÁLISE DE FÁCIES	15
4.2 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR E ISOTÓPICA	16
4.3 PALINOLOGIA	17
4.4 MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO TARDIO NA AMAZÔNIA	17
4.5 CENÁRIO CLIMÁTICO MODERNO	21
5. MATERIAIS E MÉTODOS	23
5.1. ÁREA DE ESTUDO	23
5.2 AMOSTRAGEM E DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA	27
5.4 DATAÇÃO DE ¹⁴ C	27
5.5 ANÁLISE DE GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR	27
5.6 ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ¹³ C E ¹⁵ N	28
5.7 ANÁLISE PALINOLÓGICA	28
6. RESULTADOS	30
6.1 DATAÇÃO POR CARBONO 14 E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	30
6.2 DESCRIÇÃO DE FÁCIES SEDIMENTARES	31
6.3.1 Características de elementos maiores e menores	34
6.3.2 Índices de alteração	34
6.3.3 Análise de Componentes Principais	36
6.3.4 Correlação e perfil geoquímico	38
6.4 ANÁLISE ISOTÓPICA	42
6.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA	44

7. DISCUSSÃO	51
7.1 EVOLUÇÃO DA DINÂMICA DE PREENCHIMENTO	51
7.2 DINÂMICA DA VEGETAÇÃO	52
7.3 MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS EM CARAJÁS DURANTE O HOLOCENO	54
8. CONCLUSÃO	56
REFERÊNCIAS	57
APÊNDICE	65

1. INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas têm diversos efeitos sobre o planeta, especialmente em regiões tropicais, detentoras de grande biodiversidade (ANTONELLI et al, 2018). A Amazônia possui grande parcela dessa riqueza e é susceptível às mudanças climáticas. A necessidade de estudos de conservação e preditivos a essas mudanças é de fundamental importância. Caso o ritmo de aquecimento se comprove a compreensão de eventos anteriores servem para criação de modelos de previsão que auxiliem em ações mitigadoras (YIN; BERGER, 2015). O Holoceno sendo um importante período interglacial registrou rápidas mudanças de escala milenar a decadal em que diversos fenômenos estão diretamente interligados (MASLIN; STICKLEY; ETTWEIN, 2018).

As mudanças registradas no Holoceno estão relacionadas com variação de radiação solar devido aos ciclos de precessão da Terra (LORENZ, 2006). O Holoceno Inferior e Médio apresenta uma fase com valores mais elevados de temperatura devido ao a diminuição de insolação durante o verão austral no Hemisfério Sul (MAYLE; POWER, 2008; SMITH; MAYLE, 2017). A mudança de posição da ZCIT teria enfraquecido fenômenos como ENSO e SAMS (WANG et al., 2017; BURBRIDGE; MAYLE; KILLEEN, 2004). Segundo Haug et al. (2001) a variação de temperatura durante o Máximo Termal do Holoceno seria entre 1-4°C. As regiões ecótonas auxiliam na determinação da extensão e magnitude dessas mudanças na vegetação, devido a susceptibilidade desses ambientes diante a mudanças climáticas que modificam sua configuração ecológica.

Segundo Burbridge, Mayle e Killeen (2004) no altiplano Boliviano a mudança na posição da ZCIT teria reduzido a duração do período chuvoso na região e causado a expansão da savana. Enquanto o oeste da Amazônia registrou esse período mais seco, a porção leste teria um período mais úmido no Holoceno Médio de acordo com Wang et al. (2017). Contudo a porção sudeste da Amazônia contraria esses dados, visto que o estudo realizado em um espeleotema que analisa a fração de isótopos de oxigênio, não oferece evidências suficientes para explicar as mudanças climáticas de um bioma, pois a composição isotópica depende de diversos fatores como a quantidade de umidade, temperatura ou precipitação (SMITH; MAYLE, 2017, BAKER; FRITZ, 2015). Além disso, os ecótonos são porções que explicam melhor a extensão dessas mudanças climáticas. Estudos realizados em Carajás confirmam um período mais seco sincrônico

com outros registros, como o lago do Saci localizado na porção sul da Amazônia oriental também indica um registro mais seco (FONTES et al., 2017). Enquanto outras áreas no interior da floresta amazônica indicam que a floresta sempre esteve presente e sem mudanças significativas durante o Holoceno (IRION et al., 2006; BUSH et al., 2004).

A necessidade de estudos multidisciplinares que apresentem um registro completo deste período e utilizem diversos proxies são capazes de fornecer uma visão holística dos processos associados baseado na sedimentologia, geoquímica, palinologia em ambientes lacustres. O uso de diferentes proxies auxilia na interpretação, porém devem ser usados com cautela ao analisar os dados devido a suas limitações (SMITH; MAYLE, 2017). A vegetação depende diretamente da precipitação, temperatura, tipo de solo e das próprias características fenológicas de cada planta como produção polínica e características de dispersão (GOSLING et al., 2009; GUIMARÃES et al, 2017). Enquanto a composição e deposição dos sedimentos está relacionada com fatores como o relevo, a geologia da área-fonte e por fim, o intemperismo e erosão da bacia sendo, portanto, diretamente responsável pela deposição dos sedimentos em ambientes lacustres restritos (SAHOO et al., 2017). Este estudo realizado em Serra Leste, na região de Carajás, apresenta uma análise detalhada baseado em dados sedimentológicos, geoquímicos e palinológicos.

2. PROBLEMA E HIPÓTESE

O Quaternário tardio registra mudanças climáticas com fortes oscilações de temperatura e umidade. Os períodos menos úmidos teriam afetado a extensão da floresta Amazônica (D'APOLITO; ABSY; LATRUBESSE, 2013). Em regiões tropicais é fundamental definir se tais mudanças encontradas em diferentes localidades são, de fato, demonstrações sincrônicas de um mesmo evento ou manifestações diacrônicas. Avaliando tais registros é possível verificar a extensão temporal e espacial das variações climáticas do Quaternário com base em estudos sedimentológicos, geoquímicos, palinológicos e isotópicos.

Registros lacustres da Serra dos Carajás confirmam um período mais seco durante o Holoceno inferior a médio (e.g. ~9 – 4.5 cal ka A.P. por SIFEDDINE et al, 2001; ~9.3 - 5.8 cal ka A.P. por TURCQ et al, 2002; ~7.6 – 4.7 cal ka A.P. por CORDEIRO et al, 2008; ~7 – 3 cal ka A.P. por GUIMARÃES et al, 2016; GUIMARÃES et al, 2017a). Embora o registro analisado da Caverna Paraíso, localizada no corredor seco e porção nordeste da Amazônia, demonstre maior precipitação na região durante este mesmo

período (WANG et al, 2017). Smith e Mayle (2017) sinalizam a necessidade de estudos que reconciliem sinais locais e regionais para os registros paleoclimáticos e paleoecológicos. Este trabalho tem como hipótese que o uso de diferentes abordagens é a maneira mais eficiente para reconstruções paleoambientais.

3. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo compreender a dinâmica da vegetação e mudanças paleoclimáticas ocorridas em Serra Leste durante o Holoceno.

Os objetivos específicos são:

- a) Interpretar a evolução e dinâmica de preenchimento da lagoa em Serra Leste a partir das análises sedimentológicas e geoquímicas;
- b) Identificar as assinaturas isotópicas e assembleia palinológica para determinação das fontes da matéria orgânica sedimentar e composição da paleovegetação;
- c) Estabelecer a cronologia dos eventos paleoambientais e paleoclimáticos e reconstrução da paleovegetação de Serra Leste durante o Holoceno.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 SEDIMENTOLOGIA: ANÁLISE DE FÁCIES

A interpretação de processos e ambientes deposicionais depende da descrição detalhada de certos elementos definidos na análise faciológica. A unidade fundamental de qualquer ambiente se baseia no conceito de fácies, que é definida como as características descritivas da litologia, estruturas sedimentares e aspectos biológicos. A associação de fácies é a etapa seguinte baseada nas observações e delimitação das fácies que permite agrupar estes elementos intrinsecamente relacionados que tenham uma implicação sobre o ambiente deposicional (COLLINSON op. cit. WALKER, 1992). A progressiva variação no tamanho dos grãos da associação de fácies está relacionada com a mudança vertical ou lateral do ambiente (WALKER, 1992).

4.2 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR E ISOTÓPICA

As técnicas geoquímicas foram aperfeiçoadas ao longo do tempo e permitem uma visão mais integrada da distribuição e concentração dos elementos na superfície terrestre. Litch (2001) considera a abordagem de geoquímica multielementar fundamental para o entendimento dos processos naturais ou até mesmo antrópicos. Em estudos de reconstrução paleoambientais a análise geoquímica multielementar possibilita a interpretação dos processos de sedimentação, seleção, intemperismo e origem dos componentes orgânicos e inorgânicos (SAHOO et al, 2016). Os depósitos lacustres são excelentes áreas de estudo, pois refletem as características da bacia de drenagem nos sedimentos por meio da mineralogia e dados geoquímicos inorgânicos e orgânicos, que permitem indicar a proveniência (SAHOO et al., 2019).

A geoquímica isotópica para sedimentos lacustres serve para fornecer dados da proveniência da matéria orgânica é de fonte alóctone e autóctone (SAHOO et al., 2019) e para isótopo instável de carbono serve como método de datação. Isótopos são elementos químicos com o mesmo número de prótons, contudo massa atômicas diferentes. Podem ser classificados como estáveis ou instáveis (radioativos). O carbono apresenta duas formas estáveis (^{12}C e ^{13}C) mais abundantes que são inseridas no ciclo fotossintético das plantas e matéria orgânica do solo. O enriquecimento ou empobrecimento de ^{13}C está relacionado aos três tipos de ciclo fotossintético das plantas (C_3 , C_4 e CAM), que permite saber qual a contribuição relativa da produtividade primária da comunidade de plantas através do tempo. A análise isotópica de ^{13}C combinada com a razão C/N indicam se a matéria orgânica nos sedimentos é proveniente de algas ou plantas C_3 , valores menores que 10 são típicos de algas, entre 10 a 20 estão relacionados com plantas aquáticas (macrófitas) ou uma fonte mista e valores maiores que 20 ainda com macrófitas ou plantas terrestres (MEYERS, 1994; PESSENDA et al, 2015).

O isótopo radioativo de ^{14}C é originado na alta atmosfera pela colisão de um nêutron com um átomo de ^{14}N , que então é convertido para ^{14}C . A incorporação deste elemento em organismos ocorre durante o ciclo de vida que se interrompe com a morte do indivíduo. A partir desse momento começa a desintegração do elemento que pode ser medida por técnicas de cintilação líquida ou AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). A meia-vida desse elemento é aproximadamente de 5730 anos (± 30 anos). A datação por ^{14}C é limitada para amostras de até ~57 mil anos (PESSENDA et al, 2015).

4.3 PALINOLOGIA

A palinologia é reconhecida primeiramente como o estudo morfológico de grãos de pólen e esporos e o entendimento de sua dispersão e aplicações (HYDE; WILLIAMS, 1944). Atualmente é uma ciência que estuda diversos microorganismos (5 – 500 μm) que possuem uma camada resistente constituída de esporopolenina, quitina ou excepcionalmente de pseudoquitina (TRAVERSE, 2007). Tais constituições conferem resistência a tratamento químico usando ácidos fortes para a remoção da matriz que envolve os grãos, por exemplo: para destruir substâncias húmicas utilizam-se hidróxido de potássio (KOH), assim como para componentes de carbonáticos e siliciclásticos utiliza-se respectivamente ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF) e a celulose dos grãos é retirada por meio da acetólise (anidrido acético e ácido sulfúrico).

Os registros palinológicos em diferentes ambientes sedimentares são evidências do clima e da dinâmica da vegetação ao longo do tempo geológico (FAEGRI; IVERSEN, 1989). As vantagens desse estudo são explicadas por causa da: (1) das características morfológicas específicas de cada gênero ou espécie (2) da resistência dos grãos de pólen em depósitos que possam ter sido afetados por processos diagenéticos, (3) da grande quantidade e uma ampla distribuição dos grãos de pólen por plantas anemófilas (dispersão polínica pelo vento) e (4) das informações sobre as condições climáticas passadas registradas nos sedimentos (BRADLEY, 1999).

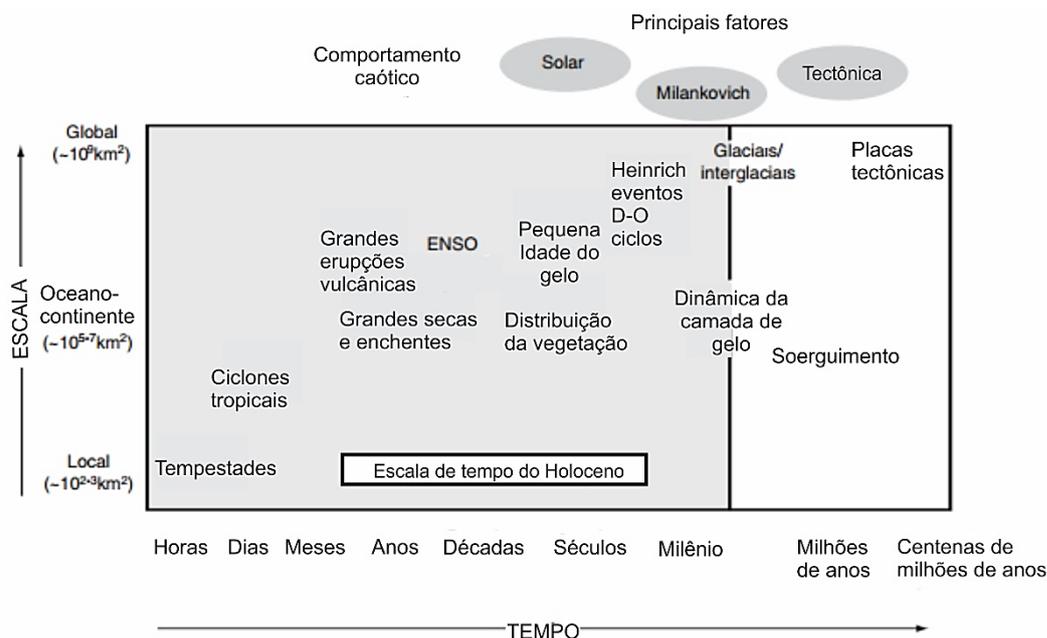
Em reconstruções paleoambientais, a interpretação adequada do registro palinológico encontrado requer primeiramente análises que permitam o entendimento dos processos de preenchimento em ambientes lacustres baseado no entendimento morfológico e litológico da bacia de drenagem. Além disso, é importante ter cautela em áreas de endemismo onde diferentes estratégias de polinização podem interferir no sinal polínico (GUIMARÃES et al., 2017b).

4.4 MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO TARDIO NA AMAZÔNIA

A dinâmica climática do planeta depende principalmente de forças externas ligadas a variações orbitais da Terra. As variações observadas foram descritas pela teoria de Milankovitch e servem como possível explicação das oscilações climáticas globais ocorridas durante o Quaternário (BRADLEY, 1999). Elas consistem em: (1)

excentricidade orbital em período médio de 100,000 anos, (2) obliquidade ou inclinação em relação ao eixo de rotação da Terra em periodicidade aproximada de 41,000 anos, (3) precessão dos equinócios em periodicidade aproximadamente de 21,000 anos (BRADLEY, 1999). Outros fatores também exercem influência nas condições climáticas, podem ser fatores externos ou internos e dependem da escala temporal (Figura 1).

Figura 1 - Mudanças climáticas em escala espacial e temporal e em resposta a fatores exógenos e endógenos.



Fonte: Modificado de Maslin et al. (2005).

Oscilações na temperatura e precipitação no interior da Amazônia delimitaram diferentes padrões climáticos durante o Quaternário tardio, que modificaram a relação da área da floresta Amazônica e savana no interior do continente como foi observado em estudos palinológicos e isotópicos (ABSY et al. 1991, SIFEDDINE et al. 1994, COLINVAUX et al. 1999). Entre os períodos mais secos registrados no Quaternário, o Último Máximo Glacial (UMG) teria apresentado uma redução das chuvas em torno de 30-50% e esfriamento da ordem de 5°C (VAN DER HAMMEN; HOOGHIEMSTRA, 2000). Tais condições teriam provocado a retração das florestas e expansão das savanas na porção oeste da Amazônia, localidade de Humaitá, entre 20.000 – 12.000 anos A.P. e 9.000 – 3.000 anos A.P. (PESSENDA et al, 1998; PESSENDA et al, 2001). Assim como a região leste apresenta a mesma relação da vegetação durante o UMG (ABSY et al, 1991) e Holoceno Inferior a Médio (SIFEDDINE et al, 1994).

Além disso, Cheng et al. (2013) realizaram uma caracterização da variação hidroclimática da Amazônia a partir de análises isotópicas de espeleotemas que abrange um período entre 250 mil e 20 mil anos A.P. A porção oeste teria um moderado aumento de precipitação durante o UMG, enquanto a parte leste teria apresentado um clima relativamente mais seco. Por conseguinte, a biodiversidade na região oeste teria sido mais estável e favorecida em diversificação, seja pelo aumento nas taxas de especiação ou diminuição de taxas de extinção, o que contraria a Hipótese de Refúgios (HAFFER, 1969). Por outro lado, a maior instabilidade durante os períodos glaciais-interglaciais registrados na porção leste teria condições de perdas ao invés de ganho de biodiversidade.

Na Hipótese de Refúgios (HAFFER, 1969) o fator essencial para promover a especiação seria a alopatria que durante o período glacial seco (100.000 – 20.000 anos atrás) teria promovido a expansão de savana em torno da floresta dando origem a ilhas ou refúgios isolados. Diversos estudos surgiram corroborando com a ocorrência de condições climáticas mais secas na Amazônia que culminou na expansão da savana sobre a floresta (ABSY et al, 1991; D`APOLITO; ABSY; LATRUBESSE, 2013; HERMANOWSKI et al, 2012; SIFEDDINE et al, 2001, VAN DER HAMMEM, 1974). Contudo, alguns estudos contradizem essas interpretações afirmando que houve a contínua presença de floresta pelo menos nos últimos 50.000 anos (BAKER; FRITZ, 2015; BUSH; DE OLIVEIRA, 2006; COLINVAUX et al, 1996; COLINVAUX; DE OLIVEIRA; BUSH, 2000).

Entre diversos estudos, De Oliveira et al (2005) consideram três registros palinológicos essenciais para relatar as mudanças paleovegetacionais da Bacia Amazônica durante a última glaciação: Lago da Pata, no Alto Rio Negro (COLINVAUX et al., 1996), Lago do Maicuru, no Pará (DE OLIVEIRA; CURTIS, 2001) e lagoas da Serra de Carajás (ABSY et al, 1991).

Durante à última época do máximo glacial, a floresta Amazônica teria uma mistura de táxons, marcada pela abundância de *Podocarpus*, *Myrsine*, *Hedyosmum*, *Weinmannia* e outros elementos montanos nas terras baixas da Amazônia, que representam reminiscência de florestas mais úmidas e frias no interior da Bacia Amazônica. A estimativa de um esfriamento da ordem de 5 a 6°C combinando com alto índice de umidade, não teria fragmentado a floresta contrariando a Hipótese de Refúgios (COLINVAUX et al, 1996, 1999; COLINVAUX; DE OLIVEIRA; BUSH, 2000).

A configuração vegetacional e climática dos lagos da Pata e Maicuru são semelhantes pela estabilidade da floresta. Contudo, no registro de Carajás, o aumento de

Poaceae, *Asteraceae*, *Borreria* e *Cuphea* seriam indicativos de paleoclima mais seco entre 23.000 a 11.000 anos A.P. (ABSY et al, 1991). Além disso, o aumento nas percentagens de *Ilex*, *Podocarpus* e *Myrsine* o registro de Carajás (HERMANOWSKI et al., 2012) não é discutido em termos de significado na temperatura e precipitação pelos autores (DE OLIVEIRA et al. 2005). Assim como foi mencionado acima, há uma divergência de opiniões sobre a possibilidade de um clima significativamente mais seco durante a idade glacial, que não se pode afirmar com precisão, se as condições foram mais secas ou mais úmidas na Amazônia especificamente durante o UMG. Bush e Metcalf (2012) consideram que a partir desses estudos é possível inferir apenas que os eventos secos teriam sido temporalmente e espacialmente heterogêneos.

Younger Dryas (YD) e o estabelecimento do Holoceno são marcados por condições úmidas, porém relativamente quentes na região de Carajás (REIS et al, 2017). Apesar disso, um estudo realizado no lago Anteojos, Venezuela (RULL; VEGAS-VILLARÚBIA; MONTOYA, 2015) avalia que as variações climáticas durante este intervalo não foram suficientes para superar a amplitude de tolerância das espécies encontradas. Há contradições sobre o efeito do YD na região amazônica, registros na Colômbia demonstram fortes indícios aparentemente sincrônicos a este evento (VAN DER HARMMEM; HOOGHIEMSTRA, 1995), enquanto outros registros no Equador e Venezuela tiveram oscilações precedente ao YD (PADUANO et al., 2003). Aparentemente a porção acima do Equador demonstra mudanças tanto na temperatura e precipitação e a porção abaixo da linha do Equador apresentou mudanças apenas na precipitação (BUSH; HANSELMAN; HOOGHMIESTRA, 2011).

O Holoceno na Amazônia é marcado por mudanças devido ao aumento gradual da temperatura a partir de 11.700 anos A.P. e redução de *Podocarpus* e outros elementos subtropicais nos registros da lagoa da Pata, Maicuru e leque aluvial do Amazonas (DE OLIVEIRA et al, 2005). Pois seriam táxons não tolerantes a temperaturas mais elevadas e, portanto, desapareceram gradualmente das comunidades e ficaram restritos a locais mais frios com altitudes mais elevadas como foi observado em dados polínicos. O Holoceno marca então a configuração atual da composição florística devido a reorganização na distribuição das espécies (DE OLIVEIRA et al, 1996).

O período mais seco, conhecido como Máximo Termal do Holoceno é reconhecido por Cheng et al (2013) como o período mais seco na Amazônia se comparado aos dois últimos interglaciais, foi estimada uma redução na precipitação entre 15 a 30% em relação aos valores de precipitação atual. Além do ciclo de precessão, o Holoceno é

marcado por características sazonais, dentro da escala secular e milenar a influência de eventos como *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO) e ciclo *Dansgaard-Oeschger* (D-O) podem explicar as variações de temperatura e precipitação (BAKER et al., 2019; LEDRU et al., 2006).

4.5 CENÁRIO CLIMÁTICO MODERNO

O atual cenário climático na região amazônica é controlado principalmente por dois fatores (Figura 2): a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Sistema de Monção da América do Sul (SAMS). A ZCIT é caracterizada como um sistema meteorológico formado por uma banda de baixa pressão devido à convergência de ventos úmidos sobre as zonas equatoriais dos oceanos e sua latitude oscila anualmente resultante da variação de TSM (Temperatura de Superfície Marinha) das bacias oceânicas nos hemisférios Norte e Sul. Os meses de maior intensidade da ZCIT ocorrem entre fevereiro a abril.

O aquecimento continental na região central do Brasil e sul da Amazônia cria uma intensa área de convecção que é abastecida pela umidade trazida pelo oceano Atlântico intensificada pela ZCAS. A umidade trazida da porção leste atinge a cadeia montanhosa dos Andes que é refletida para uma área de baixa pressão conhecida como região do Chaco (Baixa do Chaco). Este fluxo cria jatos de baixo nível (SALLJ) que transporta essa umidade para o sudeste e porção central do Brasil através da ZCAS (SMITH; MAYLE, 2017). A ZCAS é um sistema convectivo importante para precipitação durante o verão austral na porção central e sudeste do Brasil (PRADO et al, 2013). Dessa forma é formado o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) resultante do gradiente termal entre continente e oceano que transporta a umidade gerada na região amazônica para o sudeste do Brasil.

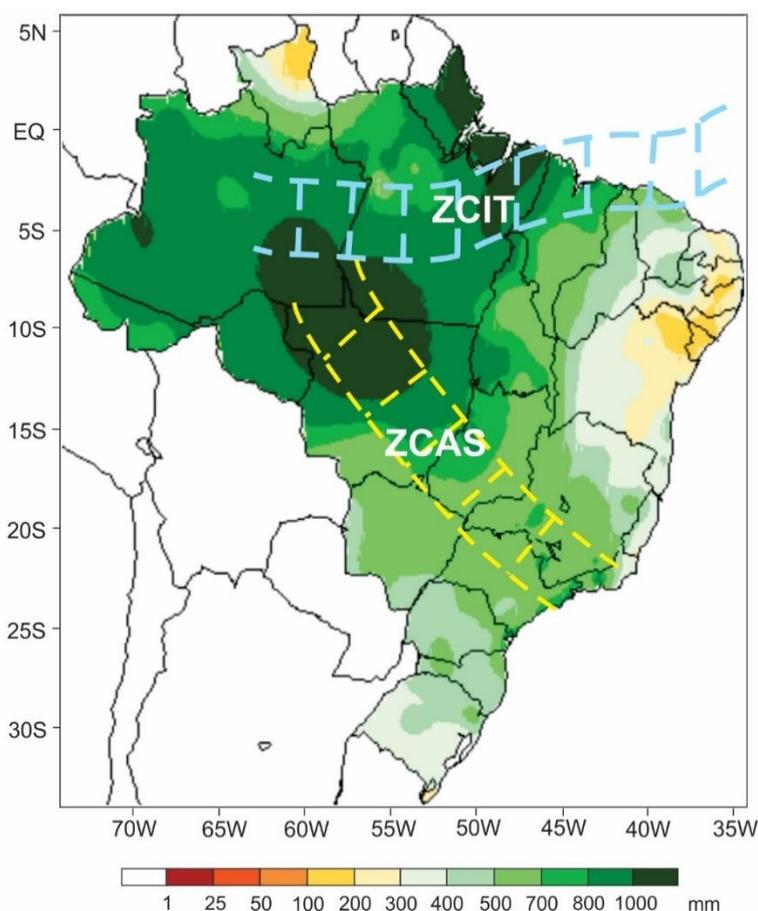
Portanto, a variação climática observada em períodos chuvosos pode ser explicada pela combinação desses fatores. A importância da migração ZCIT resulta na variação de intensidade, sazonalidade e distribuição espacial de precipitação nos trópicos, por isso estudos paleoambientais buscam entender e estimar sua magnitude e sensibilidade devido a atuação de outras mudanças (MCGEE et al, 2014). Sabe-se que o Máximo Termal do Holoceno pode ser explicado pela baixa insolação no hemisfério Sul devido à mudança no ciclo de precessão. Portanto, uma redução na intensidade do SAMS reduziu o nível de

precipitação na região amazônica tornando este período do Holoceno mais quente e seco (SMITH; MAYLE, 2017).

Por outro lado, o regime seco na Amazônia oriental pode ser explicado devido à atuação de sistema de bandas frontais criados a partir de linhas de instabilidade que reorganizam o sistema convectivo da porção da região amazônica de acordo com Souza et al. (2017).

Outro fenômeno de escala decadal que reflete na mudança de temperatura e sazonalidade durante o Holoceno, estão eventos relacionados ao ENSO, um fenômeno de acoplamento entre atmosfera-oceano responsável pela precipitação no interior do continente e ciclos D-O. Na região de Carajás os anos que tiveram fortes eventos ENSO foi observada a redução na precipitação para os fenômenos de El-Niño enquanto para La-Niña foi observado uma tendência oposta como foi observado entre os anos de 1980 a 2016 (TAVARES et al., 2018).

Figura 2 - Mapa de precipitação entre os meses de janeiro, fevereiro e março destacando áreas de atuação da ZCAS e ZCIT no Brasil.



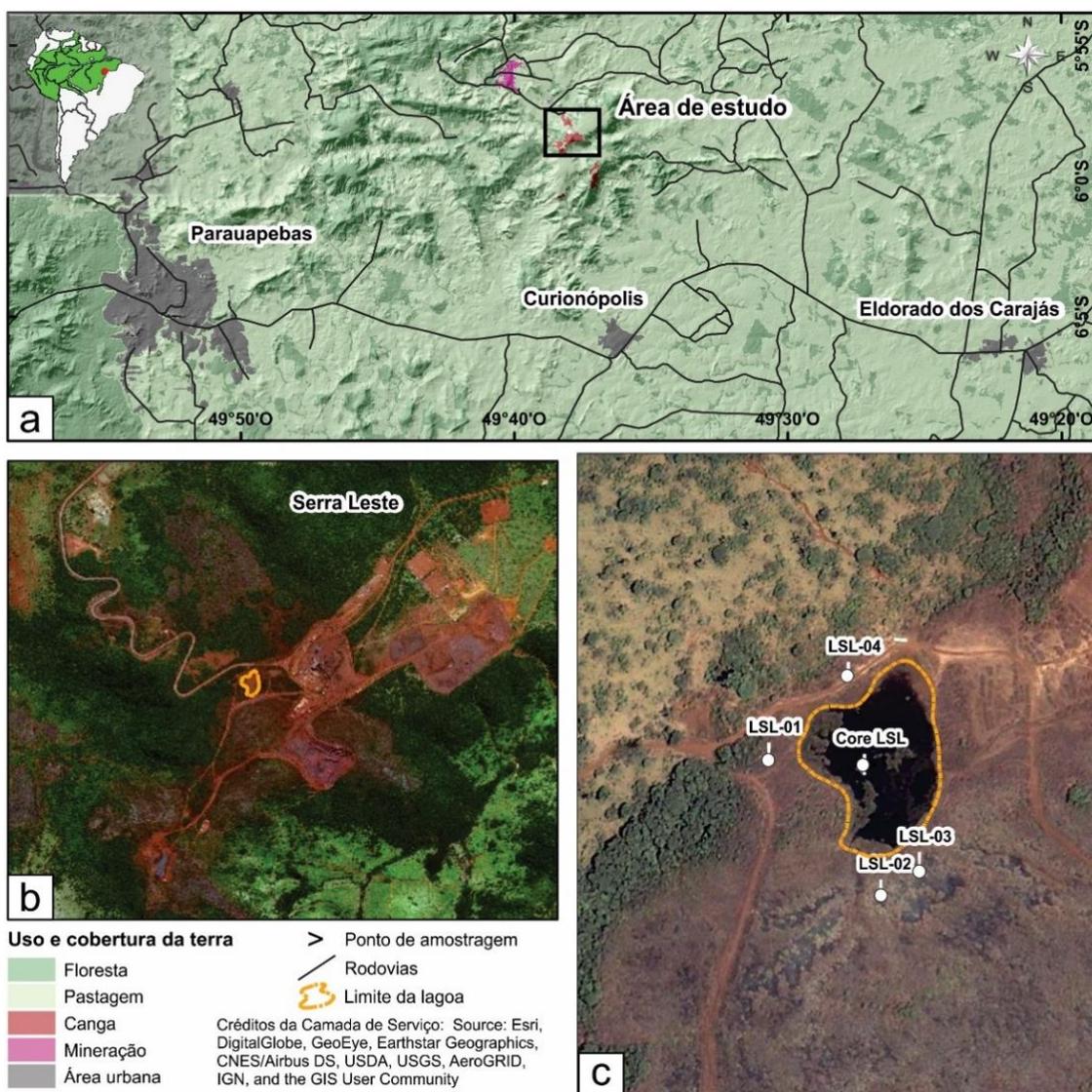
Fonte: INPE modificado pela autora.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. ÁREA DE ESTUDO

A lagoa em estudo está situada na Serra Leste (Figura 3) com área superficial de 0,01 km², porção leste da Província Mineral de Carajás (5°58'11.4"S - 49°38'00.2"W) em um platô laterítico com sentido NW-SE.

Figura 3 - Mapa de localização da área de estudo em relação (a) aos municípios do sudeste do Pará; (b) a lagoa inserida em Serra Leste; (c) pontos de coleta do testemunho e crosta laterítica



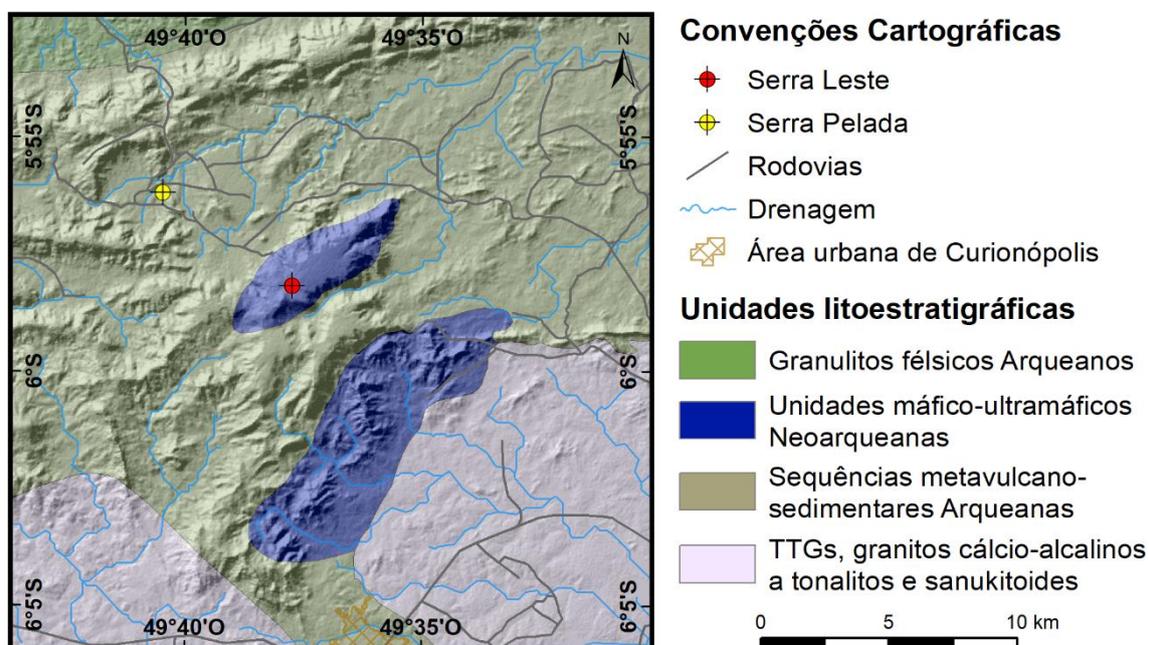
Fonte: Da autora.

O embasamento localizado no Domínio Carajás é constituído pelo Supergrupo Itacaiúnas de idade Meso a Neoarqueana que engloba rochas supracrustais, sendo constituído por sequências vulcanossedimentares com diferentes graus de metamorfismo e deformação, que compõem o Grupo Rio Novo e Grupo Vila União (Figura 4).

O Grupo Rio Novo compreende uma sequência de rochas supracrustais vulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde e tem como principais litotipos: anfibolitos, quartzitos, xistos, Formações Ferríferas Bandadas (FFB) e rochas máficas e ultramáficas. O Grupo Vila União é composto de uma sequência metavulcanossedimentar variando da fácies xisto verde até anfibolito e tem como principais litotipos quartzitos micáceos, xisto aluminoso e anfibolito (AMPLO, 2016).

Outras unidades presentes na área de estudo são: a Formação Águas Claras, uma cobertura siliciclástica arqueana anquimetamorfizada composta principalmente por quartzo-arenito, e o Complexo Luanga, rochas máficas-ultramáficas Neoarqueanas (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Além disso, coberturas lateríticas Cenozóicas recobrem o topo do platô sendo produto da alteração supergênica do substrato rochoso (AMPLO, 2016; GOLDBERGER, 2006; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Figura 4 - Mapa geológico de Serra Leste.



Fonte: Da autora.

A trama estrutural em Serra Leste é resultante de três eventos colisionais Neoarqueanos a Paleoproterozóicos de caráter dúctil a rúptil entre as zonas de cisalhamento do Cinzento e de Carajás (TAVARES et al., 2018). De modo geral, a direção predominante é NW-SE das zonas de cisalhamento, enquanto as falhas de empurrão predominam na direção NE-SW (AMPLO, 2016).

A área de estudo é inserida em dois grandes compartimentos morfoestruturais regionais: o Planalto Dissecado do Sul do Pará e a Depressão Periférica do Sul do Pará (AMPLO, 2016). A altitude da área varia de 300 a 700 m, caracterizados por platôs lateríticos com topos aplainados ou levemente ondulados, vertentes ravinadas influenciada pela cobertura laterítica e depressões próximas da cota de 300 m. Os tipos de solo encontrados na Serra Leste são: argilossolo vermelho-amarelo, latossolo vermelho-amarelo distrófico, cambissolo, neossolo litólico (GOLDER, 2006).

O clima presente na região de estudo é tropical úmido do tipo Am segundo a classificação climática de Köppen. O período chuvoso na região de Carajás abrange os meses de novembro a maio, enquanto no período seco são considerados os meses de junho a outubro (SILVA JÚNIOR et al., 2017). Na região de Serra Leste a variação média de temperatura foi de 23 a 25,7°C no período chuvoso enquanto no período seco foi de 25,7 a 27,4°C segundo dados obtidos na estação meteorológica de Serra Leste entre os anos de novembro de 2016 a setembro de 2018. Ainda sobre os dados dessa estação, o acumulado de precipitação no período chuvoso foi de 2210 mm entre novembro de 2016 e maio de 2017 e no período seco de 342 mm em 2017. Souza et al. (2017) avaliou o regime seco na Amazônia oriental e concluiu que aglomerados convectivos, linhas de instabilidade e bandas frontais exercem influência durante esse período em Carajás, enquanto os sistemas predominantes durante o regime chuvoso são a ZCIT e a ZCAS.

A cobertura vegetal na região de Carajás consiste em floresta ombrófila densa e aberta e vegetação de canga que se desenvolve em topos de serra sobre as crostas lateríticas (GOLDER, 2006). Na porção de Serra Leste, parte de floresta foi suprimida para criação de pastagens e outras formas secundárias de ocupação durante a exploração de ouro em Serra Pelada. O elevado grau de antropização na área dificulta a caracterização da vegetação local. Portanto, os inventários florestais de Carajás na década de 80 servem como apoio para estudos de florestas remanescentes na região de Serra Leste. A preocupação com a preservação de remanescentes florestais é monitorada desde a instalação e operação da mina em Serra Leste iniciada em 2016, sabe-se que apenas 0,4 km² da área de canga foi suprimida entre 2012 e 2016 que está relacionada com a

instalação da mina e representa 8% da área total de vegetação de canga (SOUZA-FILHO et al., 2019).

O inventário florístico da floresta ombrófila em Serra Leste é composto por 70 famílias de plantas num total de 339 espécies vegetais (AMPLO, 2016), onde 288 são espécies arbóreas, 21 espécies herbáceas, 9 espécies de palmeiras e 21 espécies de lianas. Sendo as principais famílias: Fabaceae (67 espécies), Moraceae (20 espécies) e Malvaceae (14 espécies). Com relação às espécies arbóreas, as principais observadas são: *Acacia polyphylla* DC., *Poecilanthe effuse* (Huber) Ducke, *Inga edulis* Mart., *Aparisthium cordatum* (Juss.) Baill, *Tetragastris altissima* (Aubl.) Swart, *Cenostigma tocaninum* Ducke, *Inga alba* (Sw.) Willd., *Alexa grandiflora* Ducke, *Cordia bicolor* A.DC., *Jacaranda copaia* (Aubl.) D.Don, *Randia armata* (Sw.) DC., *Pouteria* spp, *Protium* spp, *Eschweilera coriacea* (DC.) S.A.Mori, *Minuartia guianensis* Aubl., *Trattinickia rhoifolia* Willd., *Lecythis idatimon* Aubl. e *Rinorea guianensis* Aubl. (AMPLO, 2016).

A composição florística da vegetação de canga encontrada em Serra Leste apresenta 51 famílias com 130 espécies vegetais, das quais 7 espécies são endêmicas: *Ipomoea cavalcantei* D.F. Austin, *Ipomoea marabensis* D.F. Austin & Secco, *Erythroxylum ligustrinum* var *caranjasense* Plowman, *Erythroxylum nelson-rosae* Plowman, *Cavalcantia glomerata* R.M. King & H.Rob, *Mimosa acutistipula* var *ferrea* Barneby, *Perama carajensis* J.H. Kirkbr. As principais famílias são: Fabaceae, Poaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae e Myrtaceae (AMPLO, 2016).

Além disso, as áreas de pastagens são compostas principalmente por *Brachiaria brizantha* (Hochst. ex A. Rich) Stapf, geralmente colonizadas por plantas herbáceas e arbustivas, por exemplo: *Syagrus oleraceae* (Mart.) Becc., *Maximiliana martiana* Mart., *Attalea speciosa* (Mart.) ex. Spreng., *Bertholetia excelsa* Humb. & Ponpl. e *Sterculia* sp., remanescentes da floresta original. Além de outras espécies comuns nos pastos da região de serra Leste como: *Annona exsucca* DC., *Vismia bacífera* (L.) Planch & Triana, *Attalea maripa* (Aubl.) Mart., *Campomanesia aromatica* (Aubl.) Griseb., *Abuta grandifolia* (Mart.) Sandwith, *Inga heterophylla* Willd., e *Zanthoxylum rhoifolium* Lam. (AMPLO, 2016).

5.2 AMOSTRAGEM E DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA

Foi realizada uma coleta de testemunho (LSL) na porção central da lagoa, sendo amostrado 230 cm de profundidade utilizando um coletador russo (*Russian Peat Borer*). Posteriormente foi realizada uma descrição clássica de fácies sedimentares (WALKER, 1992) e classificação de sedimentos lacustres segundo a proposta de Schnurremberger et al. (2003).

5.4 DATAÇÃO DE ^{14}C

Para a realizar a datação Carbono-14 foram coletadas 11 amostras de 2 g ao longo do testemunho sedimentar. A análise foi feita em Espectrometria de Massa com Acelerador de Partículas (AMS) na *Beta Analytic* (Miami, FL - USA). A modelagem de idade por profundidade foi desenvolvida usando acumulação Bayesiana por meio do pacote *Bacon* (Blaauw e Christen, 2011) no software RStudio 3.4.1 (R *Development Core Team* 2013) calibradas pela curva Intcal13.14c (REIMER et al, 2013). Posteriormente, as taxas de sedimentação foram calculadas pela mediana das idades e o intervalo em profundidade dos sedimentos (mm).

5.5 ANÁLISE DE GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

Amostras de 0,2 g de sedimento de cada fácies sedimentar coletada a cada 5 cm, foram secas e pulverizadas para análise em espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES) para determinar a concentração de elementos maiores e menores além de espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) para determinação de elementos-traço incluindo elementos terras raras (ETR) no laboratório *Acme Analytical* (Vancouver, Canada).

A análise estatística multivariada foi realizada para a redução de dimensionalidade num extenso conjunto de dados e com o propósito de estabelecer as relações na distribuição dos elementos segundo o método usado por Sahoo et al. (2019). A correlação de *Spearman* foi realizada para este conjunto de dados não-paramétrico para verificar a correlação entre eles. A análise de componentes principais (PCA) foi realizada após a transformação da razão log-centralizada (CLR) através do pacote *robComposition*, *FactoMineR* e *stats* no programa R versão 3.4.4. Além disso, os índices para avaliar o

grau de intemperismo e laterização dos sedimentos comparados com amostras da crosta laterítica coletadas em janeiro de 2018.

5.6 ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ^{13}C E ^{15}N

Isótopos do ^{13}C e ^{15}N , além da razão C/N foram analisados nas amostras de sedimento (6-50 mg) extraídas em intervalos de 5 cm ao longo das fácies sedimentares. Os isótopos estáveis do carbono e nitrogênio assim como o carbono orgânico total (TOC) e nitrogênio (TN) foram analisados no Centro de isótopos estáveis do Instituto de Biociências da Universidade Estadual Paulista (UNESP), usando espectrômetro de massas de razão isotópica (*Delta V Advantage Isotope Ratio MS – Thermo Scientific, Alemanha*) com o amostrador automático (*Flash 2000 Analyzer EA – Thermo Scientific, Alemanha*). As razões obtidas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ foram expressas como ^{13}C e ^{15}N conforme o padrão *Pee Dee Belemnite* (PDB) e nitrogênio atmosférico, usando a anotação convencional δ (‰) obtidos através das seguintes equações (Equações 1 e 2):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{amostra}} (\text{‰}) = \left(\frac{R1_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1)$$

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{amostra}} (\text{‰}) = \left(\frac{R2_{\text{amostra}}}{R_{\text{ar}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (2)$$

5.7 ANÁLISE PALINOLÓGICA

Uma amostra de 1 cm³ foi retirada ao longo das fácies sedimentares em intervalos de 5 cm. Para a preparação da amostra foi adicionado um tablete de esporos exóticos de *Lycopodium clavatum* contendo 18.584 grãos por tablete para posteriormente ser realizado o cálculo da concentração polínica (grãos/cm³). A separação dos grãos de pólen e esporos foi realizada utilizando a técnica de acetólise (FAEGRI; IVERSEN, 1989) e, para o material resultante, foi montado em lâminas para análise em microscopia no laboratório da Paleoflora (Santander, Colombia). A identificação e contagem foi realizada com o suporte da literatura de Roubik e Moreno (1991), Carreira et al. (1996), Colinvaux et al. (1999) e Carreira e Barth (2003), assim como a coleção de referência da Palinoteca do ICB/MPEG e PaliITV. Os diagramas polínicos (GRIMM, 1987) foram gerados nos

softwares TILIA e TILIAGRAPH, assim como a função CONISS para a análise de agrupamento.

As fitofisionomias encontradas na área como Formação Florestal (FF), Savana (S), Palmeiras (P) e Macrófitas (M) foram consideradas conforme a ecologia dos morfotipos encontrados. Exceto por um pequeno grupo de taxa adaptados ao clima frio que não são mais encontrados na região.

6. RESULTADOS

6.1 DATAÇÃO POR CARBONO 14 E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

Os resultados obtidos na datação de carbono-14 do testemunho (Tabela 1) indicam que a deposição de sedimentos na lagoa foi iniciada em 14000 anos A.P. A taxa de sedimentação varia entre 0,01 - 0,5 mm/ano de acordo com a estimativa da taxa de deposição para a região de Carajás obtidas por Sifeddine et al. (2001), Cordeiro et al. (2008), Hermanowski et al. (2012) e Guimarães et al. (2016).

O intervalo de confiança de 95% foi obtido nas profundidades de 212 cm máximo e 17 cm mínimo, respectivamente.

Tabela 1 - Dados de amostras, pré-tratamento e datação por radiocarbono do testemunho de Serra Leste.

Amostra	Código do laboratório	Material de pré-tratamento	Idade ¹⁴ C (anos A.P.)	Idade cal., 2σ- range (anos cal. A.P.)
LSL-7	BETA 445959	Sedimento orgânico: lavagem ácida	370 ± 30	425-505
LSL-40	BETA 445960	Sedimento orgânico: lavagem ácida	1750 ± 30	1565-1725
LSL-65	BETA 445961	Sedimento orgânico: lavagem ácida	2480 ± 30	2430-2720
LSL-90	BETA 445962	Sedimento orgânico: lavagem ácida	3280 ± 30	3450-3580
LSL-115	BETA 445963	Sedimento orgânico: lavagem ácida	3660 ± 30	3900-4085
LSL-140	BETA 445964	Sedimento orgânico: lavagem ácida	3880 ± 30	4235-4415
LSL-165	BETA 445965	Sedimento orgânico: lavagem ácida	5920 ± 30	6665-6800
LSL-184	BETA 445966	Sedimento orgânico: lavagem ácida	6800 ± 30	7590-7680
LSL-190	BETA 487413	Sedimento orgânico: lavagem ácida	8820 ± 30	9700-9950
LSL-210	BETA 487414	Sedimento orgânico: lavagem ácida	11600 ± 30	13330-13500
LSL-230	BETA 487415	Sedimento orgânico: lavagem ácida	11810 ± 30	13560-13740

Fonte: Da autora.

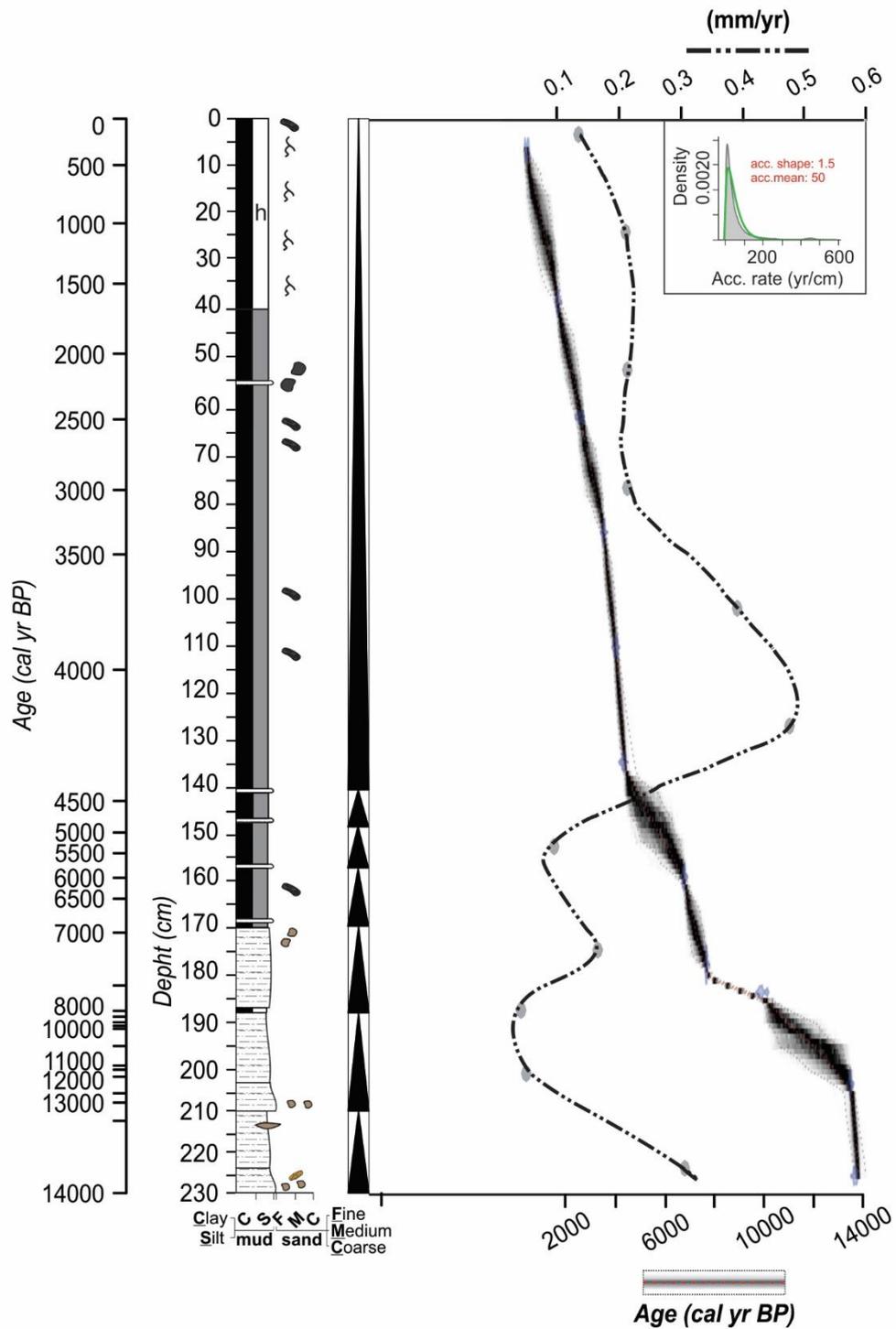
6.2 DESCRIÇÃO DE FÁCIES SEDIMENTARES

Os sedimentos da lagoa em Serra Leste são compostos principalmente por lama laminada, lama e turfa, turfa granular e turfa herbácea (Figura 5). O testemunho LSL apresenta na porção basal lama laminada (Ll) indicando transporte de lobos deltaicos depositados predominantemente por tração entre ~14.000 a 13.200 anos cal A.P. Foi possível observar uma tendência de granodecrescência ascendente ao longo de todo o perfil (Tabela 3), observadas nos intervalos de 14000 a 13200 anos cal A.P. e entre 13200 e 10000 anos cal A.P., demarcando ciclos de deposição evidenciados também pelas oscilações nas taxas de sedimentação. Na porção basal são encontradas pequenas concreções de crosta laterítica e lentes de areia fina devido ao alto regime de fluxo na fase inicial de preenchimento da lagoa resultante da alta taxa de sedimentação.

A migração lateral dos lobos deltaicos reflete na espessura vertical dos ciclos seguintes. O intervalo entre 10.000 a 8.000 anos cal A.P. registra uma aparente baixa taxa de sedimentação por ser parte *topset* da migração dos lobos.

Entre 7000 a 5000 anos cal A.P. foi possível observar turfa intercalada com lama (T/L) demarcando período de condições estagnantes para a preservação da matéria orgânica com eventuais fluxos de baixa energia formando laminações. A deposição do material mais recente a partir de 5000 anos cal A.P., trata-se apenas de turfa granular na qual ocorreu a maior taxa de acumulação de material orgânico registrada por volta de 4000 anos cal A.P. Nos últimos 1700 anos cal A.P. trata-se de turfa herbácea com raízes menores que 4 cm de comprimento registra a colonização de plantas aquáticas na lagoa.

Figura 5 - Perfil litológico do testemunho LSL com curva de datação ^{14}C e taxa de sedimentação (pontilhada) calculada a partir da profundidade e idade de deposição.



Fonte: Da autora.

Tabela 2 - Descrição de fácies e processos sedimentares do testemunho LSL.

Fácies	Descrição	Processos
Turfa herbácea (Th)	Turfa de coloração preta esverdeada (Gley 10YR 2/1) a preta (Gley 1 2.5) com muitas raízes herbáceas >4 cm de comprimento, em posição de crescimento	Condições de água estagnada com tecidos vegetais como principal fonte do depósito. Desenvolvimento de plantas herbáceas durante a deposição dos sedimentos.
Turfa granulada fragmentar (Tg)	Turfa de coloração preta (Gley 1 2.5) com presença localmente de fragmentos milimétricos de carvões.	Condições de água estagnada e fortemente redutoras com tecidos vegetais decompostos com a principal fonte do depósito.
Turfa e lama (T/L)	Turfa de coloração preta (Gley 1 2.5) com pequenas lâminas de lama de coloração bruno acinzentado (2.5Y 5/2) a verde oliva (5Y 4/2) e espessura de 1 a 2 mm.	Condições redutoras para preservação de matéria orgânica com pequenos influxos de lama por suspensão.
Lama laminada (Ll)	Lama de coloração vermelha (10R 5/8) a bruno-avermelhado (2.5YR 5/4). Por vezes com clastos de siderita de coloração bruno-amarelado claro (2.5Y 6/3).	Fluxo de energia baixo com <i>input</i> de nuvens de lama em suspensão para o interior da bacia do lago, seguido por curtos períodos de condições reduzidas e preservação da matéria orgânica.

Fonte: Da autora.

6.3 ANÁLISE GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

6.3.1 Características de elementos maiores e menores

Os principais elementos presentes na lagoa são: Si (3,27-25,17 %), seguido de Fe (1,23-21,38%), Al (1,8-19%). Ti e P variam de 0,12 a 2,02 % e 0,1 a 0,5 %, respectivamente. O conteúdo dos outros elementos (Ca, Na, K, Mn e Mg) na média foram inferiores a 0,1 %.

6.3.2 Índices de alteração

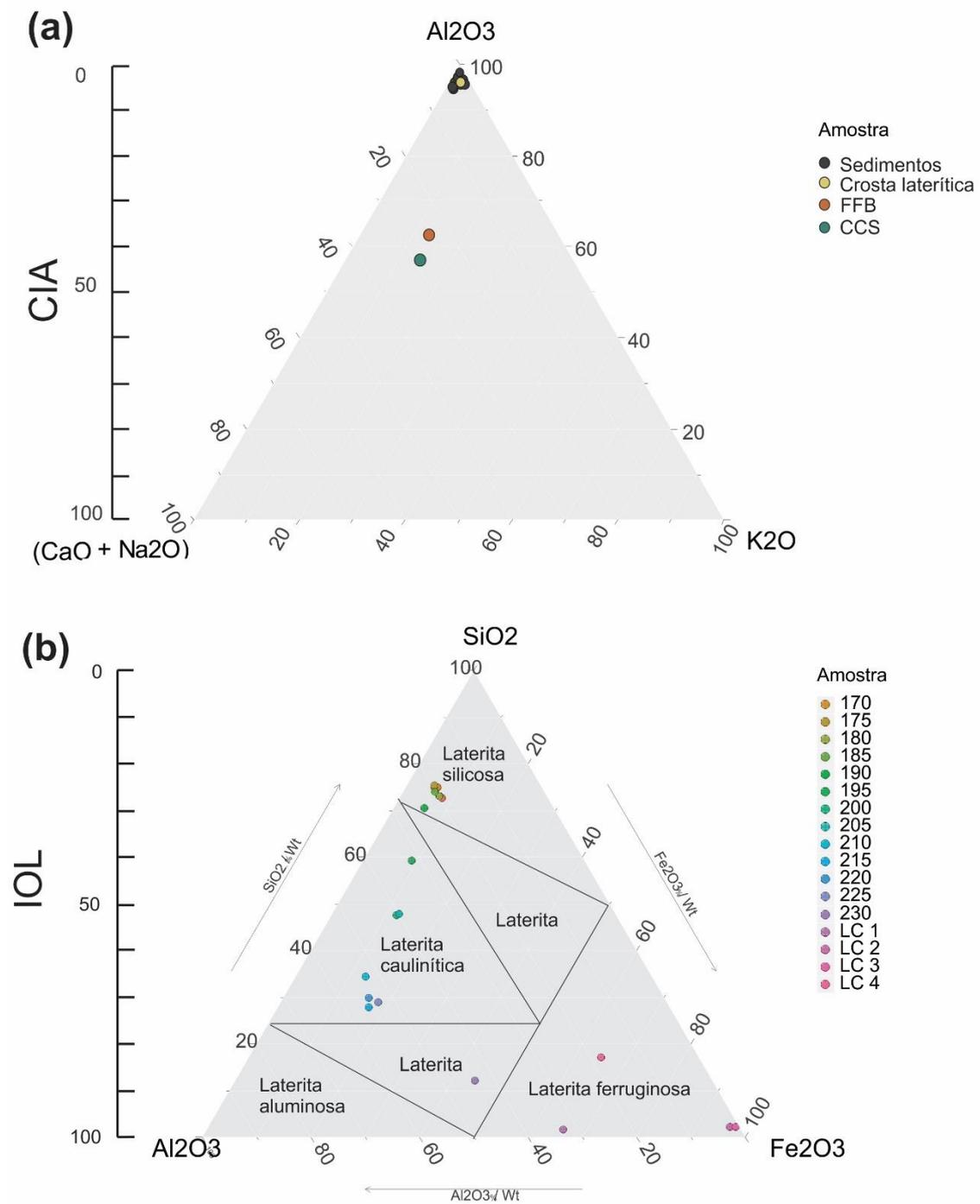
Os valores do Índice de Alteração Química ($CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \times 100$; concentração molar) no testemunho LSL variaram de 93,89 a 99,61 (Figura 6a) que apresentou valores semelhantes às amostras da crosta laterítica. O Índice de Alteração Máfica ($MIA = 100 \times \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3(T))}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3(T) + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)}$) varia de 95,36 a 99,56. Contudo, ambos índices não representam bem as alterações intempéricas que ocorrem no depósito. Os valores apresentam uma variação pouco significativa. O Índice de Laterização (IOL) é proposto por Babechuk, Widdomson e Kamber (2014) para reavaliar o processo de intemperismo. O IOL ($IOL = 100 \times \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3(T))}{(SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3)}$) busca explicar o retrabalhamento e intensidade de intemperismo nos sedimentos. Nas amostras da porção detrítica, os valores de IOL variaram de 24,07 a 87,83 (Figura 6b) comparados com as amostras da crosta (Tabela 3), os valores indicam o retrabalhamento e forte intemperismo que atuou nos sedimentos enquanto os valores mais elevados estão relacionados a remoção de fragmentos da crosta que foram carregados através de alto regime de fluxo durante a fase inicial de preenchimento da lagoa. As amostras das profundidades de 230 a 200 cm apresentam uma composição mais rica em alumínio, enquanto a porção detrítica superior (195 a 170 cm) possui uma composição mais rica em sílica, isso se deve a fonte de matéria orgânica presente na composição geral dos sedimentos.

Tabela 3 - Concentração de Al_2O_3 , SiO_2 e Fe_2O_3 das amostras das crostas lateríticas de Serra Leste.

Amostra	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	IOL
LC-1	26,58	53,43	1,38	98,30
LC-2	1,65	91,92	2,04	97,86
LC-3	0,66	94,51	2,14	97,80
LC-4	16,16	58,46	15,35	82,94

Fonte: Da autora.

Figura 6 - Diagrama ternário dos sedimentos a) em relação ao CIA e b) ao IOL com amostras da crosta laterítica.



Fonte: Da autora.

6.3.3 Análise de Componentes Principais

A Análise de Componentes Principais (PCA) realizada através da transformação CLR avaliou a distribuição dos elementos maiores, menores e ETR com a rotação varimax para minimizar o número de variáveis com alta carga em cada fator. Extraindo eigenvalues >1.

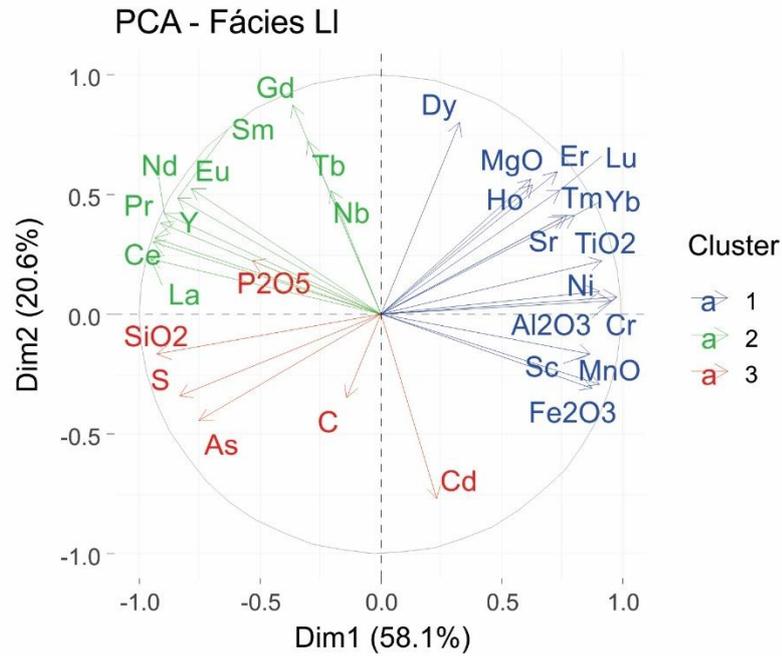
As composições heterogêneas das fácies de caráter predominantemente inorgânico (Ll) e orgânico (Tg e Th) foram analisadas separadamente para a análise de componentes principais, visto que as cargas e agrupamentos dos elementos se comportam de forma distinta. A fácies T/L por apresentar uma transição e mistura de fonte foi removida da análise para não gerar resultados inconsistentes.

A análise da porção essencialmente detrítica representada pela fácies Ll obteve proporção acumulativa de 78,7%, sendo 58,1% e 20,6% para PC1 e PC2 (Figura 7a), respectivamente. Em PC1 (58,1%) apresentou valores positivos para elementos terrígenos como Al, Fe, Ti, Mn, Mg e ETRP (Grupo 1) que destaca a natureza inorgânica dessa fácies. Os valores positivos em PC2 (20,6%) além de incluir ETRP também é representado pelo grupo 2 composto por ETRL. Os únicos valores negativos em ambos os componentes são representados por C, P, S, As, Cd e Si ligados à matéria orgânica.

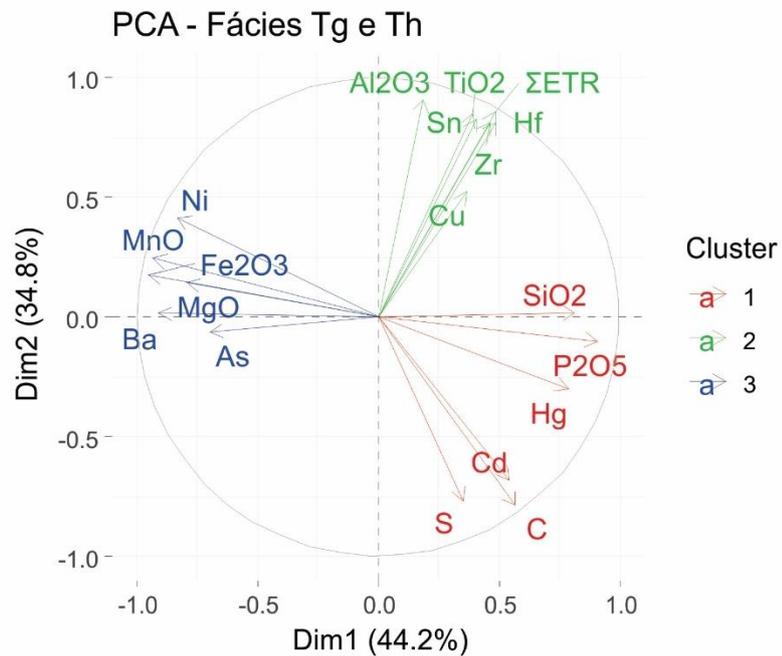
A análise realizada nas fácies Tg e Th (Figura 7b) obteve uma proporção acumulativa de 79% nos dois primeiros componentes (PC1 e PC2). Os valores positivos que correspondem a 44,2% da variância total em PC1 estão presentes no grupo 1 (C, S, Cd, Hg, P e Si) e grupo 2 (Al, Ti, Zr, Hf, Cu, Sn e REE). O grupo 1 tipicamente composto de elementos orgânicos e ligados a MO e o grupo 2 por elementos detríticos que ainda estiveram presentes na MO. O grupo 3 (Fe, Mg, Mn, Ba, As e Ni) apresentou valores positivos em PC2 (34,8%) ligados a oxi-hidróxidos de Fe.

Figura 7 - Biplot e clusters dos elementos do testemunho de Serra Leste a) para a fácies LI e b) para as fácies Tg e Th.

(a)



(b)



Fonte: Da autora.

6.3.4 Correlação e perfil geoquímico

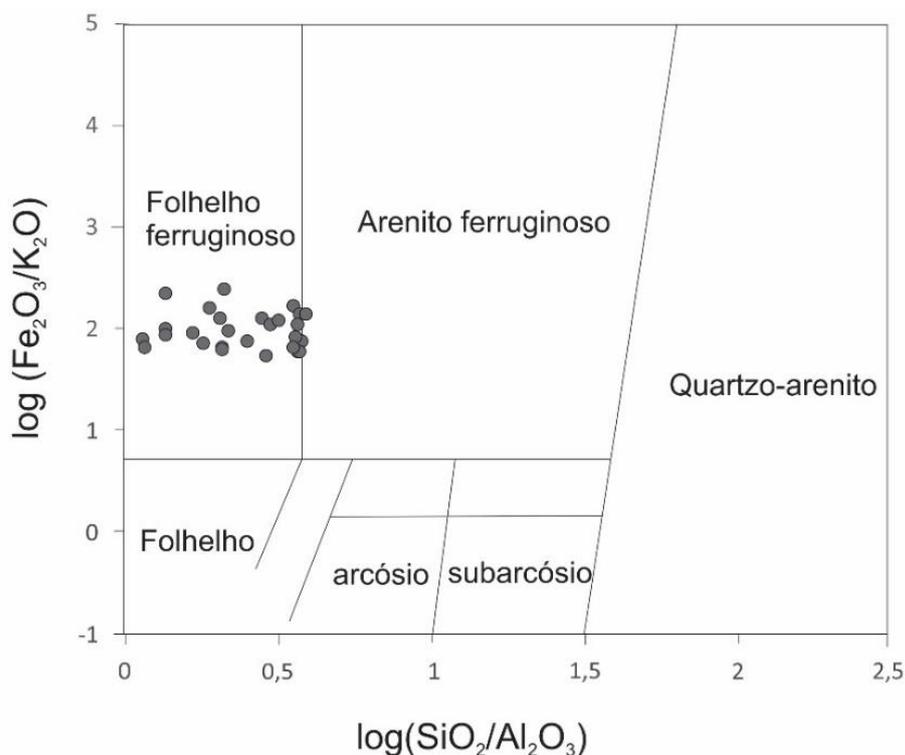
A correlação de *Spearman* (Apêndice A) entre os elementos permitiu inferir as ligações e possíveis origens dos sedimentos. O Si presente no sedimento é resultante de fonte predominantemente biogênica, pois a contribuição de fonte detrítica como foi observado pela correlação é não significativa entre SiO₂-Al₂O₃ ($r=0,33$). Além disso, o agrupamento observado na análise de componentes principais o Si é associado a elementos que compõem a matéria orgânica tanto na fácies L1 quanto nas fácies Tg e Th.

A forte correlação entre Al₂O₃-TiO₂ ($r=0,96$) e fraca entre TiO₂-Fe₂O₃ ($r=0,54$), indica a ocorrência a distribuição de Ti e está associado a filossilicatos. A forte correlação negativa entre Fe, Al e Ti com TOC, por outro lado, indica que a produtividade da lagoa reduz com a presença desses elementos. A forte correlação positiva entre alguns elementos como Zr e Hf ($r=1$) está relacionada aos minerais pesados, tais como zircão. Além disso, a forte correlação positiva entre REE e TiO₂ ($r=0,82$) e Zr ($r=0,71$) indica a presença de minerais pesados estáveis no sedimento, como zircão e anatásio (SAHOO et al, 2017).

Os elementos Fe e Mn apresentam forte correlação ($r=0,77$), porém distribuições distintas devido a outros componentes detríticos que afetam o controle do transporte e intemperismo nos sedimentos (CORDEIRO et al., 2011). A fraca correlação entre Fe e elementos traço e ETR indica que o Fe não é um elemento *scavenger* efetivo para estes elementos.

A classificação e grau de maturidade dos sedimentos podem ser avaliados através do gráfico SiO₂/Al₂O₃ vs Fe₂O₃/K₂O (HERRON, 1998), onde a maior distribuição é semelhante ao folhelho enriquecido em Fe (Figura 8).

Figura 8 - Diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ e $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ para classificação geoquímica dos sedimentos (Herron, 1988).



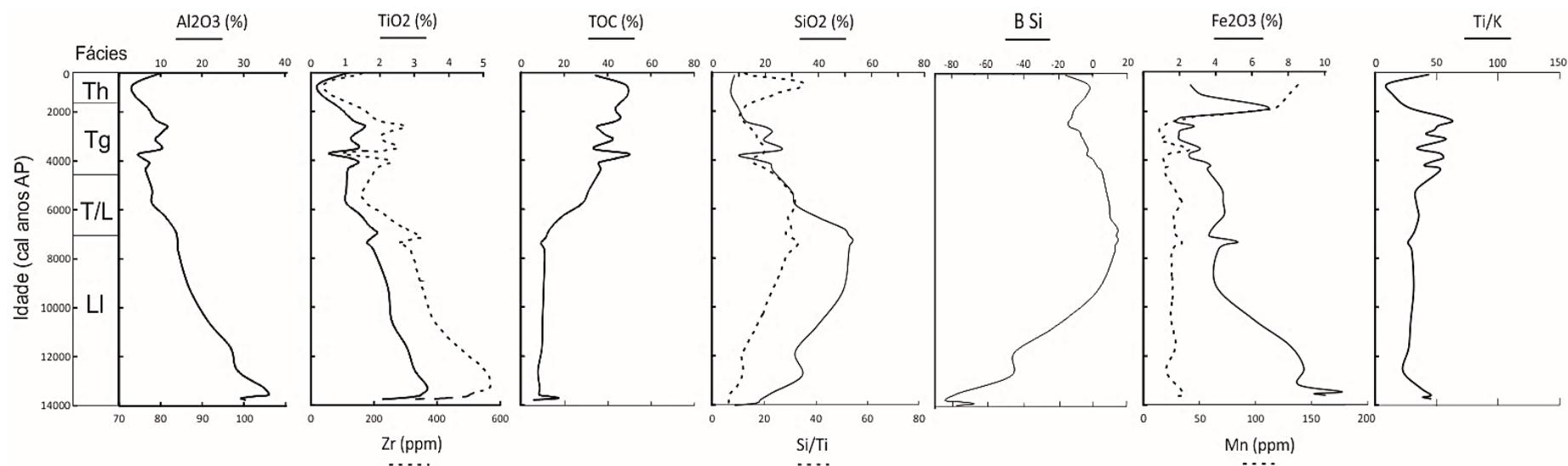
Fonte: Da autora.

O Si presente no material pode ser tanto de fonte orgânica quanto inorgânica, uma forma de estimar e saber a fonte é através da fórmula: $\text{BSi} = \text{SiO}_2 - 2,8 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Robinson, 1994). Os valores positivos indicam uma fonte orgânica, enquanto valores negativos ausência de sílica biogênica. No perfil geoquímico os valores positivos estão presentes na fácies L1 e Tg entre 3900 e 10500 anos A.P (Figura 9). Os valores positivos de BSi na fácies L1 coincidem com o IOL de valores mais baixos, que são enriquecidos em Si (Figura 7).

A razão Ti/K está ligada ao aporte de material detrítico nos sedimentos, pois estão geralmente associados às argilas. quanto maior a razão Ti/K significa maior influxo do material inorgânico depositado sob condições úmidas (DAVIES; LAMB; ROBERTS, 2015). Os valores mais altos observados no registro de Serra Leste indicam maior influxo de detritos na base do testemunho em 14000 anos A.P., um decréscimo e o retorno com oscilações a partir de 5000 anos A.P.

Os perfis geoquímicos do testemunho de Serra Leste (Figura 9) apresentam concentrações elevadas de Zr, Al e Ti na base do testemunho relacionados com a fácies Ll. Posteriormente acontece um aumento na proporção de Si e a gradual redução dos elementos detríticos entre 14000 a 7000 anos A.P na mesma fácies. O intervalo entre 7000 anos A.P. e 4500 anos A.P. ocorre um aumento no TOC, relacionado à matéria orgânica já relacionado com a fácies T/L, Tg e Th. O maior crescimento de BSi foi encontrado na fácies T/L. A partir de 4500 anos A.P. são observadas oscilações entre o material orgânico e detrítico.

Figura 9 - Perfil geoquímico do testemunho LSL.



Fonte: Da autora.

6.4 ANÁLISE ISOTÓPICA

Na fácies Lama laminada (Ll) os valores obtidos para isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -31,79 a -27,18 ‰ (-29,20 ‰ em média), assim como $\delta^{15}\text{N}$ de 3,25 a 5,25 ‰ (4,27 ‰ em média) e razão C/N de 15,73 a 54,19 (Figura 10). As fontes estão associadas com macrófitas, alga em condições aquáticas com gramíneas C3 e plantas de canga. A fração com valores C/N mais altos são as amostras mais profundas (Figura 11) que gradativamente tem o valor da razão C/N reduzido até atingir valores aproximados ao encontrado na fácies Turfa e lama (T/L).

A fácies T/L apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -27,76 a -25,5‰ (-26,63‰ em média) e para de $\delta^{15}\text{N}$ os valores obtidos foram de 3,27 a 3,71 ‰ (3,5‰ em média). A razão C/N variou de 15,94 a 20. As prováveis fontes também são semelhantes a fácies Ll, contudo há um decréscimo na razão C/N indica maior contribuição de Carbono Orgânico Dissolvido (COD) no ambiente.

Os valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ na fácies turfa granular (Tg) varia de -31,26 a -24,11‰ (-29,54‰ em média), enquanto $\delta^{15}\text{N}$ apresentou valores de 2,81 a 3,77‰ (3,32‰ em média) e a razão C/N de 19,49 a 31,18. Esta fácies tem sua distribuição um pouco mais concentrada e indica contribuições de plantas C3, condições aquáticas de algas sobre gramíneas em C3 e macrófitas em ambiente rico em COD.

A fácies encontrada no topo do testemunho representa turfa herbácea (Th) onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -30,86 a -29,89‰ (-30,04‰ em média), os valores de $\delta^{15}\text{N}$ de 3,13 a 4,14 (3,56‰ em média) e razão C/N de 11,73 a 18,93. A distribuição dos pontos amostrados demonstra valores mais concentrados nos diagramas dentro de ambiente com carbono orgânico dissolvido, sendo uma fácies com presença de plantas aquáticas a contribuição encontrada indica a forte presença de macrófitas, assim como alga sobre gramíneas C3.

Figura 10 - a) Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ nos sedimentos da lagoa em Serra Leste b) Diagrama binário de ^{13}C e C/N da lagoa em Serra Leste.

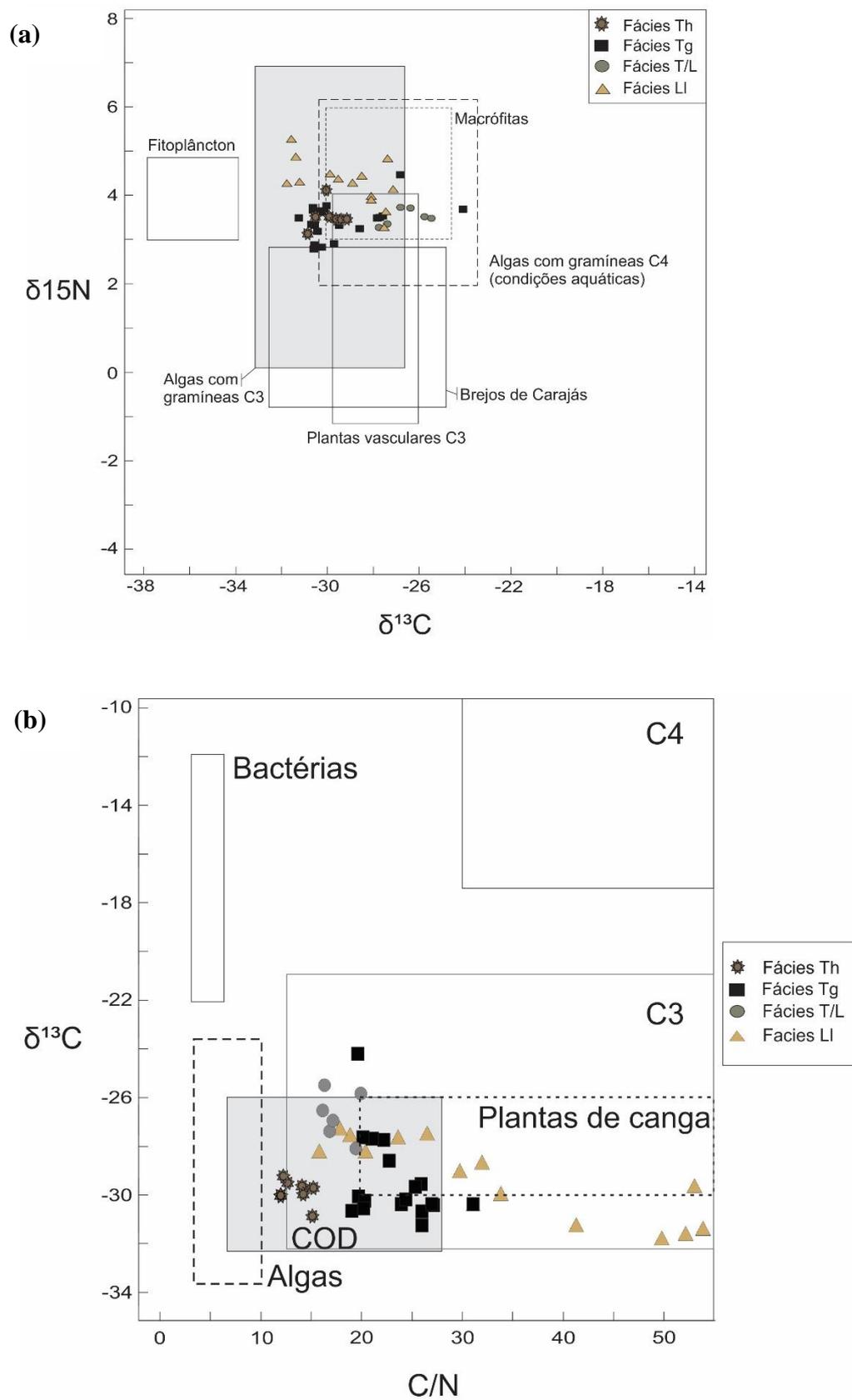
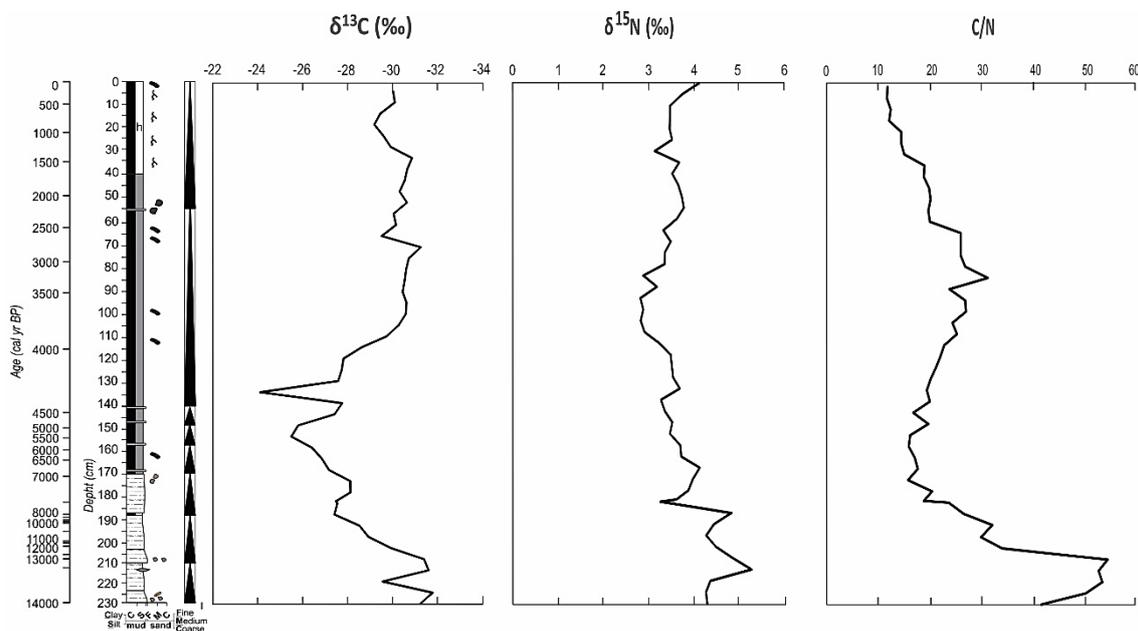


Figura 11 - Perfil vertical dos valores de ^{13}C e ^{15}N no testemunho LSL.



Fonte: Da autora.

6.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA

A assembleia palinológica total encontrada contém 98 grãos de pólen e 17 esporos, que incluem algas e pteridófitas (Figura 12). Dentre os grãos de pólen, 16 tipos foram identificados a nível de família e 82 até gêneros. Os esporos de pteridófitas, por sua vez, 1 tipo a nível de família e 9 gêneros. Cinco tipos de algas foram reconhecidos. Apesar da contagem geral de esporos de fungo, não houve distinção entre os tipos encontrados.

Zona 1 (14.000 – 10.500 anos A.P; 230 - 190 cm)

Caracterizada por uma abundância de *taxa* de savana (42-85,7%, 1541-114.659 grãos/cm³ e 22 spp.), macrófitas (7,9-50,5%, 213-48.037 grãos/cm³ e 5 spp.), formação florestal (1,58-8%, 40-14.376 grãos/cm³ e 23 spp.), *taxa* adaptados ao frio (0-1,09%, 0-1.402 grãos/cm³ e 5 spp) e palmeiras (0-5,61%, 0-728 grãos/cm³ e 3 spp.).

A savana é representada principalmente por Poaceae (39,29-85,39%, 1.541-79.437 grãos/cm³), Asteraceae (0-11,36%, 0-19.635 grãos/cm³), *Pleroma* (0-5,1%, 0-9.116 grãos/cm³), *Borreria* (0-6,36%, 0-5.648 grãos/cm³), *Byrsonima* (0-1,58%, 0-2103

grãos/cm³), *Gomphrena* (0-0,9%, 0-1.402 grãos/cm³) e Fabaceae (0-1,06%, 0-910 grãos/cm³). As principais macrófitas incluem Cyperaceae (1,58-25%, 42-44.882 grãos/cm³), *Ludwigia* (0,19-14,11%, 121-8.321 grãos/cm³) e *Helanthium* (0-2,18%, 0-2.186 grãos/cm³).

A formação florestal é composta, principalmente, por *Miconia* (0-5,3%, 0-9.467 grãos/cm³), Myrtaceae (0-0,8%, 0-1.402 grãos/cm³) e Sapotaceae (0-1,09%, 0-586 grãos/cm³). Esta foi a única zona que apresentou taxa adaptados ao clima frio como *Hedyosmum* (0-0,39%, 0-701 grãos/cm³), *Weinmannia* (0-0,39%, 0-701 grãos/cm³), *Podocarpus* (0-0,3%, 0-364 grãos/cm³), *Alnus* (0-0,36%, 0-195 grãos/cm³), *Myrsine* (0-0,36%, 0-195 grãos/cm³). As palmeiras são constituídas por Arecaceae (0-5,61%, 0-546 grãos/cm³), *Attalea* (0-4,76%, 0-182 grãos/cm³) e *Mauritia* (0-0,7%, 0-42 grãos/cm³).

Os esporos são compostos por pteridófitas (11,32-77,63%, 1564-6741 grãos/cm³), alga (21,11-84,9%, 898-15.778 grãos/cm³) e fungos (0-8,06%, 0-701 grãos/cm³). As pteridófitas são compostas por *Microgramma* (1,8-61,49%, 350-4.229 grãos/cm³), *Adiantum* (0-17,87%, 0-1.275 grãos/cm³), *Blechnum* (0-7,6%, 0-1.275 grãos/cm³), *Cyathea* (0-15,25%, 0-910 grãos/cm³), *Lycopodiella* (0-12,71%, 0-701 grãos/cm³) e *Pteris* (0-3,9%, 0-320 grãos/cm³).

Zona 2 (9.500 – 4.500 anos A.P.; 190-145 cm)

A savana predomina (32,39-82,16%, 909-158.429 grãos/cm³ e 24 spp.), macrófitas (2,28-14,46%, 117-17.355 grãos/cm³ e 7 spp.), formação florestal (1,4-13,95%, 39-16.740 grãos/cm³ e 31 spp.) e palmeiras (3,96-53,52%, 275-9.524 grãos/cm³ e 3 spp.). A savana é composta por Poaceae (32,39-74,88%, 909-108.716 grãos/cm³), *Borreria* (0-17,46%, 0-33.683 grãos/cm³), *Byrsonima* (0-2,40%, 0-4.646 grãos/cm³), Asteraceae (0-1,8%, 0-2.199 grãos/cm³) e *Dioclea* (0-2,28%, 0-232 grãos/cm³) e. As palmeiras são compostas por Arecaceae (3,96-53,52%, 1.047-9.524 grãos/cm³), *Mauritia* (0-1,53%, 0-321 grãos/cm³) e *Mauritiella* (0-0,3%, 0-25 grãos/cm³). As macrófitas são *Helanthium* (0-8,04%, 0-8.447 grãos/cm³), *Sagittaria* (0-4,5%, 0-8121 grãos/cm³), Cyperaceae (0,73-12,7%, 104-3.252 grãos/cm³), *Ludwigia* (0-0,25%, 0-307 grãos/cm³), Eriocaulaceae (0-0,2%, 0-275 grãos/cm³) e *Utricularia* (0-0,2%, 0-18 grãos/cm³). A formação florestal é constituída por *Pouteria* (0-3,87%, 0-5.575 grãos/cm³), Bignoniaceae (0-1,48%, 0-2.340 grãos/cm³), *Glycydendron* (0-1,08%, 0-2.090 grãos/cm³), *Schefflera* (0-1,66%, 0-1.996 grãos/cm³), *Miconia* (0-1,46%, 0-1.858

grãos/cm³), *Aparisthium* (0-2,08%, 0-1.535 grãos/cm³), e *Alchornea* (0-0,89%, 0-232 grãos/cm³).

As pteridófitas (0-13,2%, 0-2.753 grãos/cm³ e 6 spp.) são compostas por *Blechnum* (0-3%, 0-2.064 grãos/cm³), *Adiantum* (0-1,88%, 0-232 grãos/cm³), *Microgramma* (0-9,43%, 0-181 grãos/cm³) e *Cyathea* (0-1,88%, 0-51 grãos/cm³). Os demais são algas (52,55-95,78%, 869-22.533 grãos/cm³) e fungos (3,77-44,38%, 39-15.280 grãos/cm³).

Zona 3 (4500 - 3000 anos A.P.; 145 - 80 cm)

A savana predomina (49-79,18%, 34.897-291.149 grãos/cm³ e 28 spp.) diante de macrófitas (9,5-34,92%, 7.390-95.132 grãos/cm³ e 8 spp.), formação florestal (8,19-20,73%, 7193-163.126 grãos/cm³ e 32 spp.) e palmeiras (0-3,26%, 0-11.248 grãos/cm³ e 5 spp.). A savana é composta por Poaceae (39-64,84%, 28.313-224.134 grãos/cm³), *Borreria* (1,98-10,68%, 1.956-12.952 grãos/cm³), *Byrsonima* (0,34-5,96%, 299-23.652 grãos/cm³), *Celtis* (0-2,87%, 0-11.263 grãos/cm³), Asteraceae (0,17-1,7%, 311-4.401 grãos/cm³), *Solanum* (0-1,13%, 0-3.912 grãos/cm³), *Cordia* (0-1,58%, 0-2.252 grãos/cm³), Fabaceae (0,13-1,7%, 167-1.498 grãos/cm³), *Croton* (0-1,02%, 0-978 grãos/cm³). As macrófitas são *Sagittaria* (5,1-20,23%, 6.085-62.389 grãos/cm³), Cyperaceae (1,37-14,68%, 978-31.858 grãos/cm³) e Eriocaulaceae (0-1,05%, 0-672 grãos/cm³).

A formação florestal é constituída por *Aparisthium* (0,15-5,4%, 97-21.962 grãos/cm³), *Miconia* (0,34-3,18%, 252-12.952 grãos/cm³), *Schefflera* (0,45-2,05%, 502-5.068 grãos/cm³), *Glycydendron* (0-1,1% 0-4.505 grãos/cm³), *Protium* (0-1,32%, 0-4.401 grãos/cm³), Bignoniaceae (0-3%, 0-2.098 grãos/cm³), *Naucleopsis* (0-3,15%, 0-2.018 grãos/cm³), *Trichilia* (0-1,38%, 0-1.689 grãos/cm³), *Casearia* (0-2,18%, 0-1.467 grãos/cm³) e *Anadenanthera* (0-1,56%, 0-1.467 grãos/cm³). As palmeiras são compostas por *Mauritia* (0-2,13%, 0-7.335 grãos/cm³), *Mauritiella* (0-0,73%, 0-1.956 grãos/cm³), *Attalea* (0-0,56%, 0-1.956 grãos/cm³), Arecaceae (0-0,9%, 0-1.689 grãos/cm³), e *Oenocarpus* (0-0,39%, 0-391 grãos/cm³).

As pteridófitas (3,92-38,91%, 1.764-12.888 grãos/cm³ e 6 spp.) são compostas por *Blechnum* (1,96-31,41%, 978-8.392 grãos/cm³), *Cyathea* (0-10,46%, 0-2.997 grãos/cm³), *Pteris* (0-5,61%, 0-1.498 grãos/cm³), *Lycopodiella* (0-4,03%, 0-978 grãos/cm³), *Microgramma* (0-1,96%, 0-978 grãos/cm³) e *Adiantum* (0-1,34%, 0-217 grãos/cm³). Há

a presença de algas (21,91-86,27%, 4.775-69.830 grãos/cm³) e fungos (9,8-57,3%, 1.177-28.175 grãos/cm³).

Zona 4 (3000 até o presente; 80 – 0 cm)

Esta zona também apresenta predominância da savana (44-74%, 16.205-431.561 grãos/cm³ e 35 spp.), seguida de formação florestal (20-40%, 6.253-163.126 grãos/cm³ e 33 spp.), macrófitas (0-0,36, 0-63.072 grãos/cm³ e 8 spp.) e palmeiras (0-0,39%, 0-11.248 grãos/cm³ e 5 spp.).

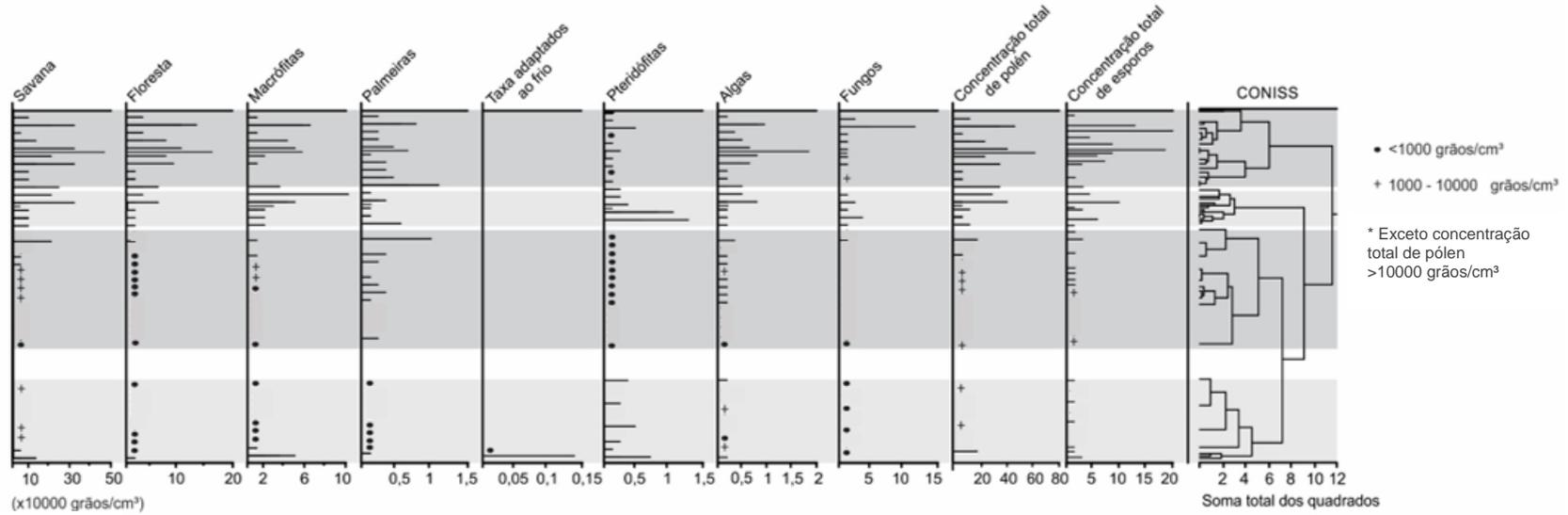
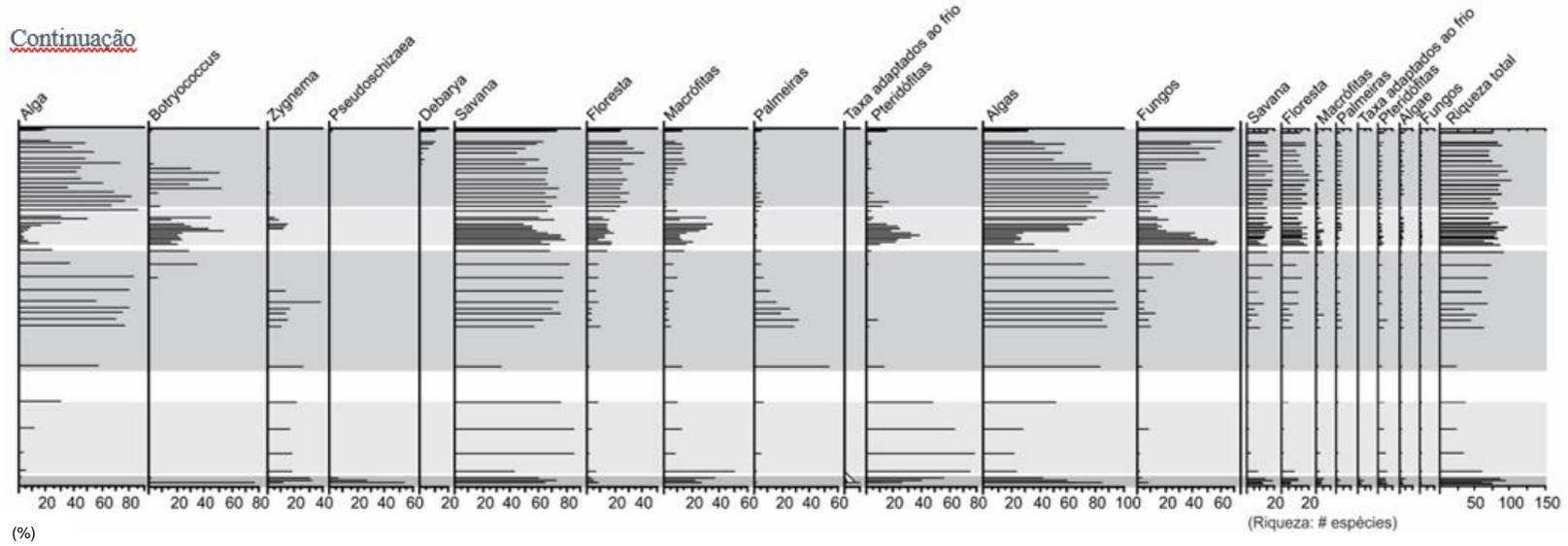
A savana é composta por Poaceae (30,53-63%, 8.455-347.589 grãos/cm³), *Borreria* (1,21-13,2%, 1.393-33.225 grãos/cm³), Amaranthaceae (0-9,26%, 0-32.212 grãos/cm³), Fabaceae (0,18-4,5%, 63-17.207 grãos/cm³), *Celtis* (0,55-3,2%, 190-17.895 grãos/cm³), *Bysornima* (0,8-3,78% 380-15.205 grãos/cm³), *Cuphea* (0-2,7%, 0-13.515 grãos/cm³), *Solanum* (0-1,68%, 0-6.882 grãos/cm³), *Chamaecrista* (0-1,3%, 0-5.506 grãos/cm³), Asteraceae (0-3,5%, 0-4.818 grãos/cm³), *Croton* (0-1,12%, 0-3.812 grãos/cm³), *Mimosa* (0-2,2%, 0-2.252 grãos/cm³), *Forsteronia* (0-1,28%, 0-1.689 grãos/cm³) e *Perama* (0-1,46%, 0-1.126 grãos/cm³).

A formação florestal é composta por *Aparisthmium* (4,33-25%, 3.068-95.673 grãos/cm³), *Glycydendron* (0-3,78%, 0-14.771 grãos/cm³), Bignoniaceae (0-9,73%, 0-13.628 grãos/cm³), *Smilax* (0-12,77%, 0-11.419 grãos/cm³), Myrtaceae (0-3,33%, 0-10.699 grãos/cm³), *Miconia* (0-2,52%, 0-11.012 grãos/cm³), Euphorbiaceae (0-1,96%, 0-1.486 grãos/cm³), Sapotaceae (0-1,95%, 0-7.624 grãos/cm³), *Protium* (0-1,88%, 0-12.389 grãos/cm³), *Casearia* (0-1,63%, 0-6.882 grãos/cm³), *Alchornea* (0-1,36%, 0-4.818 grãos/cm³), *Anadenanthera* (0-1,34%, 0-4.336 grãos/cm³), *Eugenia* (0-3,66%, 0-1.749 grãos/cm³) e *Myrcia* (0-1,29%, 0-5.068 grãos/cm³). As palmeiras são constituídas por *Mauritia* (0-4,58%, 0-4.701 grãos/cm³), *Mauritiella* (0-2,58%, 0-5.575 grãos/cm³), *Attalea* (0-2,25%, 0-2.252 grãos/cm³), Arecaceae (0-0,84%, 0-5.506 grãos/cm³) e *Oenocarpus* (0-0,53%, 0-825 grãos/cm³). As macrófitas são compostas por Cyperaceae (0,24-12,47%, 170-54.625 grãos/cm³), *Nymphoides* (0-4,8%, 0-6.194 grãos/cm³), *Sagittaria* (0-1,37%, 0-2.252 grãos/cm³), *Utricularia* (0-0,75%, 0-1.720 grãos/cm³), *Cyperus* (0-0,65%, 0-1.689 grãos/cm³), *Ludwigia* (0-0,52%, 0-1.351 grãos/cm³) e *Phyllanthus* (0-0,26%, 0-675 grãos/cm³).

Os esporos são constituídos de algas (21-91%, 1.966-173.450 grãos/cm³), fungos (7,6-67%, 823-110.265 grãos/cm³) e pteridófitas (0,31-16%, 193-5.068 grãos/cm³). As

pteridófitas são compostas por *Blechnum* (0-14,13%, 0-1.567 grãos/cm³), *Microgramma* (0-7,54%, 0-3.942 grãos/cm³), *Pteridium* (0-6,8%, 0-634 grãos/cm³), *Actinostachys* (0-4,6%, 0-2.064 grãos/cm³), *Adiantum* (0-2,17%, 0-1.126 grãos/cm³) e *Pteris* (0-2,17%, 0-447 grãos/cm³).

Continuação



Fonte: Da autora.

7. DISCUSSÃO

7.1 EVOLUÇÃO DA DINÂMICA DE PREENCHIMENTO

O preenchimento inicial da lagoa está relacionado com o surgimento da depressão resultante do colapso na crosta laterítica provavelmente fraturada que criou um espaço de acomodação para deposição dos sedimentos após períodos de intensa precipitação. Esta deposição carregou o material previamente erodido e intemperizado sobre a crosta para dentro da lagoa sob a forma de lobos deltaicos em alto regime de fluxo. A fácies L1 guarda estas feições devido à presença de clastos ferruginosos e lentes de areia fina. Devido a migração lateral dessa estrutura, os ciclos sobrepostos são mais curtos com baixa taxa de sedimentação registrada no intervalo de 10500 a 9500 anos cal A.P. por causa do aparente hiato sedimentar que pode ser explicado tanto pela acreção lateral da estrutura ou redução no *input* detrítico. Os elementos que indicam esse influxo de detritos são Al, Ti, Zr e a razão Ti/K, pois são elementos imóveis e associados à matéria inorgânica.

A composição enriquecida em Al é compatível principalmente com parte da composição da crosta ao redor da bacia de drenagem nas amostras LC 1 e LC 4, que deriva possivelmente da dissolução diferencial da crosta laterítica que forma solos espessos ou presença de rochas metavulcânicas (NUNES et al., 2015). Na fácies L1, a assinatura isotópica registrada mostra os valores de concentração polínica de forma dispersa quando plotados nos diagramas binários de $^{15}\text{N}/^{13}\text{C}$ e ^{13}C por C/N, isso se deve a proveniência de material alóctone que é carregado via bacia de drenagem. O valor de $\delta^{13}\text{C}$ indica que as plantas C3 incluindo plantas de canga contribuíram para essa fonte enquanto o valor isotópico de $\delta^{15}\text{N}$ reflete uma mistura de algas e macrófitas. O intervalo entre 12600 a 7000 anos cal A.P. da fácies L1 apresenta baixa concentração polínica em todos os tipos de vegetação, isso provavelmente indica que as condições óxicas do ambiente e o tipo de sedimento não foi favorável a preservação de palinórfos. Além disso, o baixo nível da lâmina d'água também é indicado pela presença de clastos que puderam ser transportados até a porção central da lagoa seguida da mudança de energia no ambiente que foi registrada na fácies T/L.

Devido à redução da concentração de elementos como Zr, Ti e Al, a fácies T/L registra pequenos ciclos caracterizados pela alternância da produção de matéria orgânica (MO) e *input* de material detrítico no intervalo de 7000 a 4500 anos A.P. Pois a intercalação de turfa e lama indica períodos de águas estagnadas seguidos de pequeno *input* de material de detrítico provindo pela bacia de drenagem durante períodos de precipitação.

O seguinte período marca somente o predomínio de MO acumulada na fácies Tg entre 4500 e 1700 anos cal A.P. onde ocorreu a maior taxa de sedimentação por causa da predominância de condições de água estagnadas na lagoa que favoreceu a rápida produção de MO. A sazonalidade registrada nesse período indica flutuações no nível de lâmina d'água da lagoa que permitiu a instalação de macrófitas em suas margens, sendo responsáveis pelo forte sinal polínico no intervalo de 4500 a 3000 anos cal A.P. O registro não apresenta evidências de exposição subárea o que indica que a constante presença de uma lâmina d'água. Os pequenos fluxos de material detrítico presente em finas laminações e clastos de argila corroboram para essa interpretação, pois necessitavam de energia no ambiente para que fossem transportados através da bacia de drenagem. À medida que o *input* de material detrítico era transportado para lagoa, ocorreu redução em TOC. Portanto, frequentes períodos de intensa precipitação seguidos de estiagem na área contribuíram para essa dinâmica da lagoa.

A partir de 1700 anos A.P., a gradual redução do espaço de acomodação possibilitou a instalação de macrófitas no centro da lagoa, caracterizando a fácies Th. O sinal polínico de macrófitas é representativo, que coincide com as feições de raízes herbáceas encontradas nesta fácies. O aumento da razão Si/Ti, indica uma forte contribuição de sílica biogênica provavelmente proveniente espículas de esponjas ou frústulas de diatomáceas (SAHOO et al., 2015; GUIMARÃES et al., 2016). A assinatura isotópica predominante de macrófitas, algas e plantas vasculares C3 não apresentam grandes variações nos valores o que representa produção *in situ* da matéria orgânica.

7.2 DINÂMICA DA VEGETAÇÃO

O período de transição entre o Pleistoceno e Holoceno em Serra Leste demonstra condições frias e úmidas. A presença de *taxa* adaptados ao frio é registrada até por volta de 13500 anos cal A.P. Outros registros em Carajás apresentaram tal registro entre 12000 a 10000 anos cal A.P. (REIS et al., 2017; ABSY et al., 1991; HERMANOWSKI et al., 2012). Na região de Serra Leste, o desaparecimento de *taxa* adaptados ao frio ocorreu antes do evento Younger Dryas (YD). Portanto, não há relação direta entre tais *taxa* e as condições climáticas durante o YD. Não houve alteração no registro polínico que suporte uma mudança na vegetação durante este intervalo. Segundo Rull, Villa-Rúbia e Montoya (2015), a vegetação não apresentou modificações apesar de haver mudança na precipitação e temperatura na região do lago Anteojos (Colômbia), porque tais mudanças climáticas não superaram a tolerância das espécies

presente durante este período. Contudo, a falta de evidências no registro de Serra Leste não suporta os demais registros da região de Carajás, pois a presença de *taxa* adaptados ao frio praticamente coincide com o estabelecimento do Holoceno, que é caracterizado por apresentar condições quentes e úmidas. O registro de pteridófitas, como *Cyathea* e *Microgramma*, que são comuns em área de floresta ombrófila densa a aberta e próximo a cursos d'água (ARRUDA, 2014) foi comum antes do Holoceno Inferior a Médio (10.500 – 4.500 anos cal A.P.), demonstrando o gradual aumento de temperatura e a permanência das condições de precipitação na região.

A redução de precipitação durante o Holoceno Inferior a Médio (10.500 a 4.500 anos cal. A.P.), resultou na redução da lâmina d'água que favoreceu condições óxicas na lagoa e consequente baixo grau de preservação do registro polínico nos sedimentos. A redução de pteridófitas e aumento de palmeiras demonstram a gradual redução da lâmina d'água. *Mauritia* foi registrada neste intervalo, indicando a instalação de área brejosa nas margens da lagoa (MOTA et al., 2015). A redução de precipitação favoreceu a ocorrência de tipos mais tolerantes a períodos secos ou área com maior insolação, pois *Anemia* está associada com campos abertos e mata baixa (ARRUDA, 2014; TRYON; TRYON, 1982).

As condições climáticas úmidas e quentes a partir do Holoceno tardio (4.500 anos cal A.P. ao presente) são marcadas pelo retorno de fenômenos climáticos como ENSO ou SMAS que haviam sido enfraquecidos durante o Holoceno Inferior-Médio (LEDRU et al., 2006; PRADO et al., 2013). A forte sazonalidade caracteriza esse intervalo, que influencia na variação da lâmina d'água e forneceu disponibilidade hídrica suficiente para a abundância de macrófitas. A dinâmica entre a acumulação de matéria orgânica e variação na lâmina d'água devido ao acúmulo de precipitação, estabelece uma área de caráter brejoso e colonizada principalmente por Cyperaceae, *Sagittaria* e Eriocaulaceae nas margens da lagoa entre 4500 a 3000 anos cal A.P. A alta acumulação de MO observada na taxa de sedimentação se deve ao aumento de substâncias húmicas no ambiente. Segundo Reitsema, Meire e Schoelynck (2018), o aumento de Carbono Orgânico Dissolvido pode favorecer a acumulação de MO, porém o aumento de COD interfere na turbidez da água que desfavorece a reação fotossintética e confina espécies tolerantes a porções mais rasas que são translúcidas. A ausência de raízes herbáceas no registro neste período corrobora para esta interpretação. Pois a assinatura isotópica demonstra forte contribuição de macrófitas em ambiente com elevado COD assim como o sinal polínico, porém não houve a colonização de macrófitas na porção central da lagoa.

Entre as algas, *Botryococcus* é mais abundante e apesar de indicar condições úmidas, sua abundância está relacionada com variações nas condições hidrológicas (GUY-OHLSON,

1992; HORÁK-TERRA et al. 2015). Cordeiro et al. (2008) sugerem que após um período de estiagem, a proliferação de *Botryococcus* seria favorecida assim que o período chuvoso e entrada de nutrientes na lagoa ocorresse, pois não haveria competitividade com outros indivíduos. A entrada de nutrientes provinda captada pela drenagem vem acrescida também do sinal polínico regional e local, que reflete na riqueza total maior que o período anterior. A abundância de *Smilax* e *Blechnum* se destacam, sendo encontrados geralmente em mata de transição e floresta ombrófila (ANDREATA; WATANABE, 2018; TRYON; TRYON, 1982). Possivelmente as condições úmidas e quentes favoreceram a predominância de gêneros encontrados em floresta.

Devido ao aumento de precipitação e escoamento superficial que carrega sedimentos para a lagoa através da bacia de drenagem, o sinal polínico de floresta e savana aumentaram nos últimos 3000 anos cal A.P. O forte sinal de *Aparisthmium* é abundante, visto que é um gênero frequente na área de estudo, sendo comum em áreas de transição e capão florestal (GUIMARÃES et al. 2017b). Portanto, nos últimos 3000 anos cal A.P. a assembleia polínica tomou a configuração da vegetação atual. Além disso, o aumento da lâmina d'água permitiu a colonização de macrófitas como *Nymphoides*, pois é um gênero que necessita coluna d'água relativamente espessa (POTT; POTT, 2000).

7.3 MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS EM CARAJÁS DURANTE O HOLOCENO

O registro do Holoceno em Carajás é construído com base em diversos estudos a partir de indicadores geoquímicos, palinológicos e partículas de carvão de registros encontrados em lagoas preenchidas ou ativas na região (ABSY et al, 1991; SIFEDDINE et al., 2001; TURCQ et al., 2002; CORDEIRO et al., 2008; HERMANOWSKI et al., 2012; CORDEIRO et al., 2014; GUIMARÃES et al., 2016; GUIMARÃES et al., 2017, REIS et al., 2017).

O estabelecimento do Holoceno em Serra Leste ocorreu em condições úmidas com o gradual aumento da temperatura, pois o desaparecimento de *taxa* adaptados ao frio ocorreu por volta de 13.500 anos cal A.P. A presença de *taxa* adaptados ao frio ocorre até ~12000 anos cal A.P. no registro R2 (REIS et al., 2017) e entre 11000 a 10000 anos cal A.P. nos demais registros (ABSY et al., 1991; HERMANOWSKI et al., 2012). O Younger Dryas (YD), um curto período de resfriamento global, é posterior ao desaparecimento de *taxa* adaptados ao frio na região de Serra Leste e reflete a inexistência de influência desse evento na região. Contudo, outros registros da área de Carajás indicam um registro próximo desses *taxa* até ao estabelecimento

do Holoceno, refletindo condições frias para a permanência de *taxa* adaptados ao frio até seu desaparecimento durante a transição entre YD-Holoceno, marcada pelo rápido aquecimento.

O Holoceno Inferior-Médio (10.500 a 4.500 anos cal A.P) registrado em Serra Leste foi um período seco e quente evidenciado por uma redução do *input* detrítico e consequente redução da sua lâmina d'água na lagoa. A estiagem prolongada provavelmente aconteceu devido ao enfraquecimento de fenômenos como ENSO ou SMAS por causa da redução da insolação no hemisfério sul (LEDRU et al., 2006; PRADO et al., 2013). Apesar de ser reconhecido como um período mais seco, o registro de Serra Leste indica que as condições de temperatura e umidade não foram tão extremas como encontradas em outros registros, pois não foram encontrados quantidade significativa de partículas de carvão ou alguma estrutura sedimentar no registro que demonstre exposição subárea. Possivelmente o espaço de acomodação permitiu o acúmulo de água suficiente para que não houvesse déficit hídrico no ambiente. Outros registros de Carajás apresentam pequenas variações referente a esse intervalo (e.g. ~10 – 4 cal ka A.P. por SIFEDDINE et al., 2001; ~7-3 cal ka A.P. por GUIMARÃES et al., 2017a; ~10-5 cal ka A.P. por REIS et al., 2017). Segundo Hermanowski et al. (2012) o intervalo entre 6.000 a 4.000 anos teve as condições mais secas coincidindo com o menor nível de lâmina d'água de outros registros na Amazônia como no lago do Saci (FONTES et al., 2017), Rondônia e Humaitá (PESSENDA et al., 1998), laguna Bella Vista e Chaplin (BURBRIDGE; MAYLE; KILLEEN, 2004).

As condições úmidas semelhante ao presente foram estabelecidas a partir de 4.500 anos cal A.P. da lagoa em Serra Leste marca o estágio do relativo aumento de precipitação e aumento da lâmina d'água que favoreceu a predominância de macrófitas, algas e pteridófitas durante 4.500 a 3000 anos cal A.P. além da forte sazonalidade observada em *proxies* geoquímicos que indicam a contribuição alóctone captada pela bacia de drenagem. Esse período coincide com outros registros da região de Carajás como as lagoas inativas R2 (REIS et al, 2017) e CSS2 (SIFEDDINE et al, 2001). Para Smith e Mayle (2017) entre 4.000 a 3.000 anos cal A.P. ocorre o retorno das condições úmidas como conhecidas atualmente.

8. CONCLUSÃO

As mudanças climáticas ocorridas no Holoceno são responsáveis pela dinâmica de preenchimento da lagoa em Serra Leste e registram as mudanças paleoambientais e paleoecológicas da área. O reconhecimento de características físicas da área estudo associado com diferentes abordagens são fundamentais para o entendimento da dinâmica do processo de preenchimento. Portanto, a combinação de diferentes estudos é fundamental na integração dos tipos de processos para esclarecer mudanças paleoambientais. A interdependência entre diferentes fatores na dinâmica de preenchimento da lagoa pode interferir nos resultados das demais abordagens estudadas.

No registro de Serra Leste, a fase inicial de preenchimento da lagoa iniciou a 14.000 anos cal A.P., demonstra condições úmidas para a deposição do material previamente existente ao entorno avaliados pelos valores de isótopos, concentração geoquímica e polínica que foram decrescendo gradualmente. Feições na estrutura sedimentar justificam a baixa taxa de sedimentação observada entre 10.500 a 9.500 anos cal A.P., resultando em baixos valores de concentração polínica do registro.

O Holoceno Inferior a Médio (10500 – 4.500 anos cal A.P.) registrado na lagoa não apresenta feições de condições climáticas extremamente seca como indicado em outros registros de Carajás, o que pode ser explicado por um espaço de acomodação eficiente que não favoreceu exposição subaérea do depósito mesmo em períodos de estiagem mais prolongados. Conseqüentemente, a baixa concentração polínica encontrada durante o Holoceno Inferior a Médio possivelmente ocorreu por considerável redução da lâmina d'água que estabeleceu condições óxicas no ambiente e não permitiu boa preservação do registro polínico. A assinatura isotópica observada em cada fácies demonstra o caráter de fonte alóctone substituído por produção autóctone nos últimos 7000 anos cal. A.P.

A partir de 4.500 anos cal A.P. os resultados obtidos pela geoquímica e palinologia refletem a sazonalidade na região de Serra Leste, provavelmente associado ao fortalecimento de fenômenos climáticos como ENSO ou SMAS. Pois o *input* de material detrítico para lagoa ocorre em períodos de intensa precipitação coincidem com maiores valores da concentração polínica indicando o transporte de material através da bacia de drenagem. A alta produção de matéria orgânica favoreceu a colonização de macrófitas na porção central da lagoa.

A abordagem multi-proxy, portanto, é uma importante aliada para estudos paleoambientais, pois colabora com diversas evidências que suportam uma interpretação coesa de diferentes processos interligados através de uma visão holística dos resultados.

REFERÊNCIAS

- ABSY, M.L., et al. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 desnières anès. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v.312, n.2, p.673-678, 1991.
- AMPLO ENGENHARIA E GESTÃO DE PROJETOS LTDA. EIA-RIMA: Projeto Serra Leste 10 MTPA. Belo Horizonte, 2016.
- ANTONELLI, A. et al. Amazonia is the primary source of Neotropical biodiversity. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.115, n. 23, p. 6034-6039,2018.
- ANTREATA R.H.P.; WATANABE, M.T.C. Flora das cangas da Serra dos Carajás, Pará, Brasil: Smilacaceae. **Rodriguésia**, v. 69, n. 1, 2018.
- ARRUDA, A.J. Samambaias e licófitas das serras ferruginosas da Floresta Nacional de Carajás, Pará, Brasil. 2014. 224 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Ciências Biológicas, Belo Horizonte, 2014.
- BABECHUK, M.G.; WIDDOWSON, M.; KAMBER, B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. **Chemical Geology**, v. 363, p. 56-75, 2014.
- BAKER, P.A. et al. Beyond Refugia: New insights on Quaternary climate variation and the evolution of biotic diversity in tropical South America. In: RULL, V.; CARNAVAL, A. (eds.), **Climate, Refugia, and Origins of Biodiversity**. Springer, 2019.
- BAKER, P.A.; FRITZ, S.C. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. **Quaternary Science Reviews**, v.124, p. 31-47, 2015.
- BLAAUW, M.; CHRISTEN, J.A. Flexible paleoclimate age–depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Analysis**, v. 6, p. 457-474, 2011.
- BRADLEY, R.S. **Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary**. Second Edition. Academic Press, v.68, 1999, 631p.
- BURBRIDGE, R. E.; MAYLE, F. E.; KILLEEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. **Quaternary Research**, v.61, p.215– 230, 2004
- BUSH, M. B. et al. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, p. 359-393, 2004.
- BUSH, M.B.; DE OLIVEIRA, P.E. The rise and fall of the Refugial Hypothesis of Amazonian Speciation: a paleoecological perspective. **Biota Neotropica**, v.6, n.1, 2006.
- BUSH, M.B.; HANSELMAN, J.A.; HOOGHMIESTRA, H. Andean montane forest and climate change. In: **Tropical rainforest responses to climatic change** (BUSH, M.B.; FLENLEY, J.R.; GOSLING, W.D. (Eds), p. 35-60, 2011.

BUSH, M.B.; METCALF, S. E. Latin America and the Caribbean. In: **Quaternary Environmental Change in the Tropics**. METCALF, S.E.; NASH, D.J. (Eds), p.263-311, 2012.

CARREIRA, L.M.M. et al. **Catálogo de Pólen das Leguminosas da Amazônia Brasileira**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 137 p, 1996.

CARREIRA, L.M.M.; BARTH, O. M. **Atlas de Pólen da vegetação de canga da Serra de Carajás (Pará, Brasil)**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 2003, 112 p.

CHENG, H. et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, v.4, p.1-6, 2013.

COLINVAUX, P.A. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, p. 85-88, 1996.

COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P.E.; PATIÑO, J.E.M. **Amazon Pollen Manual and Atlas Manual e Atlas Palinológico da Amazônia**. Hardwood Academic, Amsterdam, 1999, 332 p.

COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; BUSH, M. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Sciences Review**, v.19, p. 141-169, 2000

CORDEIRO, R.C. et al. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, v.61, p.49–62, 2008.

CORDEIRO, R.C. et al. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 Ka to 10 Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, p. 426-436, 2011.

CORDEIRO, R.C. et al. Palaeofires in Amazon: Interplay between land use change and palaeoclimatic events. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p.137-151, 2014.

D`APOLITO, C.; ABSY, M.L.; LATRUBESSE, E.M. The hill of Six Lakes revisited: new data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. **Quaternary Science Review**, v. 76, p.140-155, 2013.

DAVIES, S.J.; LAMB, H.F.; ROBERTS, S.J. Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. In: CROUDACE, I.W.; ROTHWELL, R.G. (Eds) **Micro-XRF Studies of Sediment Cores Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences**. Springer, Holanda, 2015.

DE OLIVEIRA, P.E. Glacial cooling and forest disequilibrium in Western Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p.130-138, 1996.

DE OLIVEIRA, P.E.; CURTIS, J. Vegetação e clima durante o último ciclo glacial na Amazônia equatorial: o registro palinológico na Serra do Maicuru. In: Congresso da Abequa, Mariluz-Imbé, **Boletim de resumos...** São Paulo: ABEQUA, 2001.

DE OLIVEIRA, P.E. et al. Paleovegetação e paleoclima do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; DE OLIVEIRA, P.E. (Orgs.). **Quaternário do Brasil**. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, p. 52-74, 2005.

FAEGRI, K.; IVERSEN, J. **Textbook of Pollen Analyses**. John Wiley and Sons LTD, Chichester, 1989, 328 p.

FONTES, D. et al. 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, 2017.

GOLDER ASSOCIATES BRASIL CONSULTORIA E PROJETOS LTDA. EIA-RIMA: Projeto Ferro Carajás S11D. Belo Horizonte, 2006.

GOSLING, W.D. et al. Differentiation between Neotropical rainforest, dry forest, and savannah ecosystems by their modern pollen spectra and implications for the fossil pollen record. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.153, p.70-85, 2009.

GRIMM, E.C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers & Geosciences**, v.13, p.13-35, 1987.

GUIMARÃES, J.F.T. et al. Late Quaternary environmental and climate changes registered in lacustrine sediments of the Serra Sul de Carajás, south-east Amazonia. **Journal of Quaternary Science**, 2016.

GUIMARÃES, J.F.T. et al. Holocene history of a lake filling and vegetation dynamics of the Serra Sul dos Carajás, southeast Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2017a.

GUIMARÃES, J.F.T. et al. Modern pollen rain as a background for palaeoenvironmental studies in the Serra dos Carajás, southeastern Amazonia. **The Holocene**, v.27, p.1055-1066, 2017b.

GUY-OHLSON, D. Botryococcus an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. **Review of Palaeobotany and palynology**, v. 71, p. 1-15, 1992.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v.165, p.131-37, 1969.

HAUG, G.H. et al. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. **Science**, v. 293, p. 1304-1307 2001.

HERMANOWSKI, B. et al. Palaeoenvironmental dynamics and underlying climatic changes in southeast Amazonia (Serra Sul dos Carajás, Brazil) during the late Pleistocene and Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 365, p. 227-246, 2012.

HERRON, M.M. Geochemical classification of terrigenous sand and shales from core or log data. **Journal of Sedimentary Research**, v. 58, p. 820–829, 1988.

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

HYDE, H. A., WILLIAMS, D. A. **The right word. Pollen Analysis Circular**, v.8, n. 6, 1944.

INPE. Climatologia de precipitação trimestral de 1961 a 1990. Disponível em: <http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>. Acesso em: 17 nov. 2018.

IRION, G. et al. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 240, p.523-535, 2006.

LEDRU, M.P. et al. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 1110–1126, 2006.

LICHT, O.A.B. A Geoquímica Multielementar na Gestão Ambiental. Curitiba, 2001. 236p. Tese. (Doutorado em Geologia, Área de Concentração Geologia Ambiental). Universidade Federal do Paraná-UFPr, 2001.

LORENZ, S.J. et al. Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: Evidence from alkenone data and climate modeling. **Paleoceanography**, v. 21, 1-14, 2006.

MASLIN, M.; STICKLEY, C.; ETTWEIN, V. Holocene Climate Variability. In: STEELE, J.H. (Ed.) **Encyclopedia of Ocean Sciences**, 3 ed., Academic Press, 2018, p. 125–132.

MASLIN, M. et al. Evidence of Holocene climate variability in Marine sediments. In: MACKAY, A.; BATTERBEE, R.; BIRKS, J.; OLDFIELD, F. **Global Change in the Holocene**. Hodder Education, p. 384-395, 2005.

MAYLE, F.E.; POWER, M.J. Impact of a drier Early-Mid-Holocene climate upon Amazonian forests. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, p. 1829–1838, 2008.

MCGEE, D. et al. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 390, p. 69-79, 2014.

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

NUNES, J.A. et al. Soil vegetation relationships on a banded iron ‘island’, Carajás Plateau Brazilian Eastern Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, p. 2097-2110, 2015.

PADUANO et al. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 194, p. 259–279, 2003.

PESSENDA, L.C.R. et al. **Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil**. Piracicaba: CENA/USP, 153 p., 2015.

PESSENDA, L.C.R. et al. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v.11, n.2, p.250-254, 2001.

PESSENDA, L.C.R. et al. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. **Radiocarbon**, v.40, p.1013-1022, 1998.

POTT, V.J.; POTT, A. **Plantas aquáticas do Pantanal**. Brasília: Centro de Pesquisas Agropecuárias do Pantanal. 2000 404 p.

PRADO, L.F.; WAINER, I.; CHIESSI, C.M. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. **The Holocene**, v. 23, n. 12, 1915-1920, 2013.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Viena, 2013.

REIMER, P.J. et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal. BP. **Radiocarbon**, v.55, p. 1869–1887, 2013.

REIS, L.S. et al. Environmental and vegetation changes in southeastern Amazonia during the late Pleistocene and Holocene. **Quaternary International**, p. 1-23, 2017.

REITSEMA, R.E.; MEIRE, P.; SCHOELYNCK, J. The future of freshwater macrophytes in a changing world: Dissolved Organic Carbon quantity and quality and its interactions with macrophytes. **Frontiers in Plant Science**, v. 9, p. 1-15, 2018.

ROBINSON, C. Lago Grande di Monticchio, southern Italy: a long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry. **Chemical geology**, v. 118, p. 235-254, 1994.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. P. **Pollen and Spores of Barro Colorado Island**. St. Louis, Monographs in Systematic Botany, v. 36, 1991.

RULL, V.; VEGAS-VILLARÚBIA; MONTOYA, E. Neotropical vegetation responses to Younger Dryas climates as analogs for future climate change scenarios and lessons for conservation. **Quaternary Science Reviews**, v. 115, p. 28-38, 2015.

SAHOO, P.K. et al. Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajás Plateau, Southeastern Amazon, Brazil. **Applied Geochemistry**, v.52, p. 130-146, 2015.

SAHOO, P.K. et al. Geochemistry of upland lacustrine sediments from Serra dos Carajás, Southeastern Amazon, Brazil: Implication for catchment weathering, provenance, and sedimentary processes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 72, p. 178–190, 2016.

SAHOO, P.K. et al. Geochemical characterization of the largest upland lake of the Brazilian Amazonia: Impact of provenance and processes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 541–558, 2017.

SAHOO, P.K. et al. Statistical analysis of lake sediment geochemical data for understanding surface geological factors and processes: An example from Amazonian upland lakes, Brazil. **Catena**, v. 175, p. 47-62, 2019.

SCHNURREMBERGER, D.; RUSSEL, J.; KELTS, K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentar components. **Journal of Paleolimnology**, v.29, p.141-154, 2003.

SIFEDDINE, A. et al. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30.000 dernières années (Carajás, Amazonie, Brésil). **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v. 318, n.2, p.1645-1652, 1994.

SIFEDDINE, A. et al. Variations in the Amazonian rainforest environment: A sedimentological record covering 30,000 years. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.168, p.221-235, 2001.

SILVA JÚNIOR R.O., et al. Estimativa de precipitação e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental, Brasil (Estimation of Precipitation and average Flows for the Itacaiúnas River Watershed (IRW) - Eastern Amazonia, Brazil). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, p. 1638-1654, 2017.

SMITH, R.J.; MAYLE, F.E. Impact of mid- to late Holocene precipitation changes on vegetation across lowland tropical South America: a paleo-data synthesis. **Quaternary Research**, p. 1-22, 2017.

SOUZA, E.B. et al. Padrões climatológicos e tendências da precipitação nos regimes chuvoso e seco da Amazônia oriental. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, p 81-93, 2017.

SOUZA-FILHO, P.W. et al. Mapping and quantification of ferruginous outcrop savannas in the Brazilian Amazon: A challenge for biodiversity conservation. **PLOS One**, v.14, n.1, 1-20, 2019.

TAVARES, A. L. et al. Climate indicators for a watershed in the eastern Amazon. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, p. 389-410, 2018a.

TAVARES, F.M. et al. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 88, p. 238-252, 2018b.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Unwin Hyman, London, 2007, 600 p.

TRYON, R.M.; TRYON, A.F. **Ferns and allied plants**. New York: Springer-Verlag, 1982. p. 60-65.

TURCQ, B. et al. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319-342, 2002.

VAN DER HAMMEM, T. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography**, v.1, p. 3-26, 1974.

VAN DER HAMMEN, T.; HOOGHIEMSTRA, H. The El Abra Stadial, a Younger Dryas equivalent in Colombia. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 841-851, 1995.

VAN DER HAMMEM, T.; HOOGHIEMSTRA, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, v.19, p.725-742, 2000.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará**. Belém, PA. CPRM. 2008, 328 p.

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Org.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, Ontario, p.1-14, 1992.

WANG, X. et al. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. **Nature**, v. 541, p. 204-207, 2017.

YIN, Q.; BERGER, A. Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future. **Quaternary Science Reviews**, v. 120, p. 28-46, 2015.

APÊNDICE

APÊNDICE A – Correlação entre elementos

	Al2O3	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SO3	SiO2	TiO2	LOI	C	S	As	Cd	Ni	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga		
Al2O3	1																										
CaO	0.13	1																									
Fe2O3	0.63	0.48	1																								
K2O	0.74	0	0.48	1																							
MgO	0.89	0.19	0.68	0.78	1																						
MnO	0.63	0.44	0.77	0.25	0.63	1																					
Na2O	0.67	0.26	0.6	0.57	0.76	0.78	1																				
P2O5	0.55	-0.22	0.12	0.69	0.45	-0.12	0.17	1																			
SO3	0.09	-0.21	0.31	0.42	0.36	-0.02	0.11	0.18	1																		
SiO2	0.33	-0.43	0.03	0.65	0.29	-0.33	-0.11	0.63	0.5	1																	
TiO2	0.96	0.02	0.54	0.8	0.9	0.55	0.69	0.57	0.21	0.4	1																
LOI	-0.81	0.03	-0.61	-0.74	-0.78	-0.39	-0.4	-0.49	-0.4	-0.65	-0.81	1															
C	-0.88	-0.13	-0.76	-0.71	-0.84	-0.6	-0.54	-0.42	-0.34	-0.47	-0.85	0.94	1														
S	-0.75	-0.27	-0.39	-0.35	-0.6	-0.58	-0.52	-0.3	0.42	0.01	-0.66	0.47	0.55	1													
As	-0.11	-0.24	0.35	0.09	0.03	0.07	0.01	-0.06	0.68	0.21	-0.07	-0.25	-0.2	0.45	1												
Cd	-0.44	-0.06	-0.55	-0.63	-0.58	-0.38	-0.47	-0.36	-0.52	-0.39	-0.49	0.59	0.64	0.16	-0.41	1											
Ni	0.46	0.29	0.64	0.25	0.48	0.76	0.69	-0.13	0.14	-0.3	0.44	-0.24	-0.44	-0.2	0.28	-0.3	1										
Ba	0.77	0.19	0.63	0.77	0.8	0.5	0.5	0.42	0.31	0.41	0.79	-0.81	-0.81	-0.53	0.14	-0.62	0.32	1									
Ce	0.82	-0.19	0.35	0.87	0.78	0.22	0.45	0.75	0.32	0.68	0.85	-0.85	-0.78	-0.48	0.07	-0.59	0.16	0.78	1								
Cr	0.99	0.13	0.61	0.71	0.89	0.64	0.69	0.52	0.07	0.28	0.95	-0.79	-0.85	-0.75	-0.12	-0.43	0.48	0.76	0.81	1							
Cs	0.61	-0.11	0.32	0.88	0.67	0.11	0.4	0.67	0.54	0.76	0.67	-0.66	-0.59	-0.22	0.1	-0.56	0.14	0.63	0.8	0.58	1						
Dy	0.93	-0.07	0.47	0.84	0.89	0.44	0.63	0.64	0.26	0.51	0.97	-0.83	-0.83	-0.62	-0.05	-0.54	0.32	0.8	0.93	0.93	0.74	1					
Er	0.92	-0.03	0.51	0.85	0.89	0.47	0.66	0.61	0.28	0.49	0.98	-0.83	-0.84	-0.59	-0.02	-0.53	0.38	0.82	0.9	0.92	0.73	0.99	1				
Eu	0.86	-0.19	0.38	0.86	0.82	0.29	0.5	0.73	0.3	0.61	0.9	-0.83	-0.79	-0.52	0.01	-0.54	0.22	0.79	0.97	0.86	0.78	0.96	0.94	1			
Ga	0.97	0.04	0.57	0.81	0.9	0.55	0.68	0.59	0.2	0.42	0.99	-0.83	-0.87	-0.66	-0.07	-0.5	0.43	0.77	0.87	0.96	0.68	0.97	0.97	0.91	1		
Gd	0.92	-0.08	0.47	0.84	0.87	0.44	0.62	0.67	0.26	0.51	0.96	-0.83	-0.83	-0.6	-0.02	-0.56	0.33	0.81	0.94	0.91	0.74	0.98	0.98	0.97	0.96		
Hf	0.93	0	0.49	0.81	0.89	0.52	0.68	0.55	0.19	0.41	0.99	-0.79	-0.82	-0.65	-0.08	-0.48	0.42	0.79	0.85	0.93	0.67	0.97	0.98	0.9	0.97		
Ho	0.93	-0.05	0.51	0.82	0.9	0.49	0.66	0.59	0.27	0.45	0.98	-0.83	-0.84	-0.61	-0.02	-0.54	0.39	0.81	0.9	0.93	0.69	0.98	0.99	0.94	0.97		
La	0.83	-0.16	0.37	0.85	0.79	0.26	0.47	0.71	0.29	0.65	0.87	-0.87	-0.8	-0.51	0.06	-0.58	0.18	0.81	0.99	0.83	0.76	0.94	0.92	0.97	0.88		
Lu	0.93	-0.03	0.52	0.8	0.9	0.53	0.7	0.58	0.22	0.42	0.98	-0.8	-0.82	-0.68	-0.07	-0.55	0.37	0.8	0.88	0.94	0.68	0.98	0.97	0.92	0.97		
Nb	0.89	-0.1	0.44	0.87	0.85	0.36	0.55	0.67	0.33	0.58	0.96	-0.82	-0.8	-0.53	-0.05	-0.49	0.29	0.8	0.92	0.88	0.79	0.97	0.97	0.95	0.95		
Nd	0.82	-0.2	0.34	0.87	0.78	0.23	0.49	0.76	0.31	0.65	0.86	-0.82	-0.75	-0.49	0.04	-0.6	0.19	0.77	0.99	0.81	0.8	0.93	0.91	0.97	0.87		
Pr	0.83	-0.18	0.35	0.88	0.78	0.23	0.48	0.76	0.3	0.66	0.87	-0.83	-0.77	-0.5	0.04	-0.59	0.18	0.78	1	0.82	0.8	0.94	0.91	0.98	0.88		
Rb	0.75	-0.09	0.47	0.96	0.78	0.25	0.56	0.68	0.43	0.68	0.79	-0.76	-0.72	-0.35	0.13	-0.6	0.26	0.76	0.89	0.73	0.89	0.86	0.86	0.88	0.8		
Sm	0.83	-0.17	0.36	0.89	0.79	0.25	0.49	0.76	0.31	0.67	0.87	-0.83	-0.77	-0.49	0.01	-0.59	0.19	0.78	0.99	0.82	0.82	0.94	0.92	0.98	0.89		
Sn	0.98	0.05	0.58	0.8	0.91	0.57	0.67	0.56	0.18	0.4	0.97	-0.82	-0.86	-0.69	-0.1	-0.47	0.43	0.79	0.85	0.97	0.69	0.97	0.96	0.9	0.98		
Sr	0.94	0.21	0.7	0.79	0.9	0.67	0.7	0.48	0.17	0.3	0.92	-0.8	-0.86	-0.67	0	-0.54	0.51	0.9	0.81	0.94	0.63	0.91	0.91	0.85	0.92		
Ta	0.88	-0.09	0.4	0.86	0.84	0.38	0.59	0.65	0.3	0.54	0.96	-0.78	-0.77	-0.52	-0.08	-0.47	0.31	0.77	0.9	0.88	0.78	0.97	0.97	0.93	0.95		
Tb	0.89	-0.13	0.43	0.87	0.85	0.36	0.6	0.71	0.28	0.54	0.94	-0.8	-0.79	-0.56	-0.01	-0.57	0.3	0.79	0.96	0.89	0.76	0.98	0.97	0.98	0.94		
Th	0.97	0.05	0.54	0.8	0.9	0.56	0.69	0.6	0.16	0.4	0.98	-0.81	-0.85	-0.7	-0.1	-0.49	0.43	0.78	0.89	0.97	0.68	0.97	0.97	0.92	0.99		
Tm	0.94	-0.03	0.54	0.81	0.9	0.51	0.65	0.57	0.27	0.46	0.98	-0.84	-0.86	-0.63	-0.03	-0.52	0.39	0.8	0.88	0.93	0.7	0.99	0.98	0.92	0.97		
U	0.8	-0.19	0.3	0.85	0.77	0.23	0.47	0.7	0.27	0.61	0.85	-0.79	-0.72	-0.49	-0.01	-0.54	0.19	0.8	0.98	0.81	0.76	0.92	0.9	0.97	0.86		
V	0.94	0.14	0.68	0.7	0.86	0.67	0.66	0.44	0.13	0.3	0.88	-0.82	-0.87	-0.71	0.03	-0.47	0.47	0.82	0.8	0.94	0.56	0.88	0.87	0.82	0.9		
W	0.86	-0.06	0.41	0.79	0.81	0.41	0.61	0.62	0.22	0.43	0.93	-0.7	-0.72	-0.57	-0.12	-0.42	0.32	0.73	0.83	0.86	0.7	0.94	0.94	0.88	0.92		
Y	0.93	-0.04	0.52	0.85	0.9	0.48	0.66	0.62	0.28	0.48	0.99	-0.84	-0.85	-0.61	-0.02	-0.55	0.38	0.81	0.91	0.93	0.73	0.99	1	0.94	0.98		
Yb	0.94	-0.01	0.53	0.82	0.9	0.51	0.67	0.58	0.24	0.45	0.99	-0.83	-0.85	-0.64	-0.04	-0.53	0.41	0.81	0.89	0.94	0.7	0.98	0.99	0.93	0.98		
Zr	0.94	0	0.52	0.82	0.9	0.53	0.69	0.56	0.22	0.42	0.99	-0.81	-0.84	-0.64	-0.05	-0.5	0.44	0.8	0.87	0.94	0.68	0.97	0.98	0.91	0.98		

Continuação

Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr			
																							Al2O3	
																								CaO
																								Fe2O3
																								K2O
																								MgO
																								MnO
																								Na2O
																								P2O5
																								SO3
																								SiO2
																								TiO2
																								LOI
																								C
																								S
																								As
																								Cd
																								Ni
																								Ba
																								Ce
																								Cr
																								Cs
																								Dy
																								Er
																								Eu
																								Ga
																								Gd
1																								Hf
0.94	1																							Ho
0.98	0.97	1																						La
0.95	0.87	0.91	1																					Lu
0.97	0.97	0.98	0.9	1																				Nb
0.97	0.95	0.96	0.92	0.94	1																			Nd
0.95	0.85	0.9	0.99	0.89	0.91	1																		Pr
0.95	0.86	0.91	0.99	0.89	0.92	1	1																	Rb
0.86	0.8	0.83	0.88	0.82	0.87	0.9	0.89	1																Sm
0.95	0.88	0.91	0.98	0.9	0.94	0.99	0.99	0.91	1															Sn
0.95	0.95	0.96	0.87	0.96	0.94	0.86	0.86	0.81	0.88	1														Sr
0.91	0.91	0.92	0.84	0.91	0.88	0.81	0.82	0.8	0.83	0.94	1													Ta
0.96	0.96	0.96	0.9	0.94	0.99	0.9	0.9	0.86	0.93	0.93	0.87	1												Tb
0.98	0.93	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	0.97	0.88	0.97	0.92	0.88	0.95	1											Th
0.97	0.97	0.97	0.9	0.97	0.94	0.89	0.9	0.81	0.9	0.98	0.94	0.94	0.95	1										Tm
0.97	0.97	0.99	0.9	0.97	0.96	0.89	0.89	0.83	0.9	0.97	0.91	0.95	0.95	0.97	1									U
0.94	0.86	0.9	0.97	0.88	0.91	0.98	0.98	0.87	0.97	0.85	0.83	0.9	0.95	0.88	0.87	1								V
0.88	0.85	0.87	0.83	0.88	0.83	0.8	0.8	0.73	0.8	0.92	0.94	0.81	0.84	0.92	0.89	0.79	1							W
0.92	0.93	0.92	0.84	0.92	0.95	0.84	0.84	0.81	0.86	0.92	0.84	0.94	0.91	0.92	0.94	0.83	0.79	1						Y
0.98	0.98	0.99	0.92	0.98	0.97	0.91	0.92	0.85	0.93	0.97	0.92	0.97	0.97	0.98	0.99	0.9	0.88	0.94	1					Yb
0.98	0.98	0.99	0.91	0.98	0.97	0.9	0.9	0.83	0.91	0.97	0.92	0.96	0.96	0.98	0.99	0.89	0.89	0.94	0.99	1				Zr
0.96	1	0.98	0.89	0.98	0.96	0.87	0.88	0.81	0.89	0.96	0.92	0.97	0.94	0.98	0.98	0.87	0.87	0.93	0.99	0.99	1			