



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 484**

**IMPACTO DO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL PLEISTOCÊNICO  
NA VEGETAÇÃO DE HUMAITÁ, AMAZONAS**

**Dissertação apresentada por:**

**WALMIR DE JESUS SOUSA LIMA JUNIOR**

**Orientador:** Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)

---

**BELÉM  
2016**



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**IMPACTO DO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL PLEISTOCÊNICO  
NA VEGETAÇÃO DE HUMAITÁ, AMAZONAS**


**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

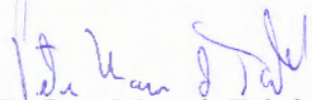
**WALMIR DE JESUS SOUSA LIMA JUNIOR**

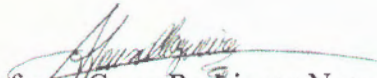
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOLOGIA.**

**Data de Aprovação: 27 /09 / 2016**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
Orientador-UFPA

  
Prof. Dr. Peter Mann de Toledo  
Membro-INPE

  
Prof. Dr. Afonso/Cesar Rodrigues Nogueira  
Membro-UFPA

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Lima Júnior, Walmir de Jesus Sousa, 1988-

Impacto do último máximo glacial pleistocênico na vegetação de Humaitá, Amazonas / Walmir de Jesus de Sousa Lima Júnior. – 2016.

68 f : 7 il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Palinologia - Humaitá (AM). 2. Mudanças climáticas - Humaitá (AM). I. Título.

---

CDD 22 ed.: 571.8452098113

*Ao meu Misericordioso Deus, aos meus avós Maria Mendes Rodriguês, Manoel Militão Rodriguês e Estér Sousa Lima pelos sábios conselhos, ao meu tio Gilvanildo Rodriguês pelo grande incentivo, a minha mãe Rosimary Mendes Rodriguês por seu incondicional amor, a meu pai Mailson Monteiro Nogueira, pelos ensinamentos e amizade, aos meus filhos Breno Sousa Lima, Nátaly Silveira Lima, Blenda Carvalho Lima, Pedro Dias e Stelle Santos Lima inspiração e motivo de minha luta. A todos, por tornarem meus sonhos uma realidade.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo dom da vida, a Ti Senhor toda honra e glória.

À minha família pelo incentivo, dedicação e infintos momentos de felicidade. À minha bela namorada e futura geóloga Vivian Prado Gomes pelo carinho, paciência e companheirismo.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para o desenvolvimento desse trabalho.

Ao CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao meu orientador Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelos diversos ensinamentos profissionais, pela confiança e oportunidade de adentrar nesse “universo” que é o estudo palinológico.

Ao professor Marlon França pelas sugestões e auxílio técnico indispensáveis para a correta execução desse trabalho.

Ao meu “Pai”, Chefe, Amigo e Professor Afonso Nogueira por todo o auxílio e paciência, pelos muitos conselhos, além de sua incrível capacidade de confiar em mim.

Aos membros do LADIC que estiverem comigo ao longo desses últimos dois anos, em especial, aos companheiros Caio, Igor, Nedra, Samuel e Neuza.

Aos meus incansáveis e inabaláveis amigos do GSED, em especial aos da sala de estudos oito (Kamila Peixe, Isaac Magro, Pedro Formiga, Francisco Latino, Hudson Negão e Cleber Rabelo), por todos os muitos momentos de descontração e inúmeros conselhos.

Aos meus amigos geólogos Walnei Batista, Flávio Semblano, Jhon Afonso e Renato Sol.

*O impossível é apenas uma palavra tatuada  
na mente dos covardes.*

## RESUMO

A quantidade de grãos de pólen recuperados de registros sedimentares da Amazônia Ocidental é ainda distante do adequado para uma abordagem completa das mudanças do clima nessa região durante o Último Máximo Glacial. Neste trabalho, a dinâmica da vegetação do Oeste da Amazônia durante os últimos 42 mil anos é analisada no contexto de prévios e novos dados. Dois testemunhos de sedimentos foram amostrados de terraços fluviais do Rio Madeira, o maior tributário ao sul do Amazonas. Os locais de estudos são cobertos pela floresta tropical. Análise dos grãos de pólen registraram uma significativa proporção de espécies de árvores andinas adaptadas ao frio, representadas por *Alnus* (0-20%), *Hedyosmum* (1-15%), *Podocarpus* (0-5%), *Illex* (1-11%) e *Weinmannia* (0-1%) pelo menos entre > 42,000 cal anos AP e 10,300 cal anos AP. Durante o Holoceno, apenas grãos de pólen representativos de ervas e da vegetação moderna da Amazônia persistiu. Esse novo registro polínico confirma previa análise através de multi-indicadores paleoambientais em dois testemunhos amostrados da Região de Humaitá, onde uma significativa população de plantas, no momento restrita a áreas andinas localizadas em altitudes maiores que 2000 – 3000 m, em áreas de terras baixas da Amazônia no início e provavelmente durante o Último Máximo Glacial.

Palavras-chave: *Alnus*; Amazônia Brasileira; Último Máximo Glacial; Palinologia

## ABSTRACT

The amount of pollen data recovered from the sedimentary record of western Amazonia is still far from adequate to fully approach climate changes in this region over the Last Glacial period. In the present work, vegetation dynamics of western Amazonia during the past 42000 cal yr BP is analyzed in the context of previous and new pollen data. Two sediment cores were sampled from fluvial terraces of the Madeira River, a major southern Amazonian tributary. The study sites are covered by tropical rainforest vegetation. Pollen analysis recorded a significant proportion of cold-adapted Andean tree species, represented by *Alnus* (0-20%), *Hedyosmum* (1-15%), *Podocarpus* (0-5%), *Illex* (1-11%) and *Weinmannia* (0-1%) at least between > 42,000 cal yr BP and 10,300 cal yr BP. During the Holocene, only pollen representative of herbs and modern Amazon vegetation persisted. This new pollen record confirm previous multiple proxies analyzes of two sediment cores sampled also from Humaitá region, where a significant plant population, at present restricted to Andean areas located at altitudes higher than 2000 - 3000 m, in areas of the Amazonia lowland toward the onset, and probably, during the Last Glacial Maximum.

Keywords: *Alnus*; Brazilian Amazonia; Last Glacial Maximum; Palynology



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1: A e C)</b> Mapa geomorfológico do entorno do Rio Madeira e localização da área de trabalho <b>B)</b> Distribuição da atual localização de <i>Alnus</i> na América do Sul.....	8
<b>Figura 2: A)</b> Divisão das bacias do Amazonas e Solimões e seus alto estruturais; <b>B)</b> Geologia da área de estudo e localização dos testemunhos amostrados (Adaptado de Caputo & Silva, 1990; Rossetti <i>et al.</i> , 2015).....	10
<b>Figure 3:</b> Location of the study area: <b>A)</b> Modern <i>Alnus</i> distribution (Punyasena <i>et al.</i> , 2011), study site of previous studies about the LGM in Brazil (Absy <i>et al.</i> , 1991; Behling, 2001; Colinvaux <i>et al.</i> , 1996a; Ledru, 1993; van der Hammen and Absy, 1994; Van der Hammen, 2000); <b>B)</b> main geomorphologic features based on SRTM data, sampling sites of the studied cores and topographic profile; <b>C)</b> Pleistocene glacial pollen zone based on correlation between the cores PV-02, HU-01 (Cohen <i>et al.</i> , 2014), PV-37 and PV-58. ....	24
<b>Figure 4:</b> Summarized results for core PV-37, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. ....	32
<b>Figure 5:</b> Pollen diagram record for core PV-37, with percentages of the most frequent pollen taxa and samples age. ....	33
<b>Figure 6:</b> Summarizing results for core PV-58, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies and ecological pollen groups. Pollen data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. ....	34
<b>Figure 7:</b> Pollen diagram record for core PV-58, with percentages of the most frequent pollen taxa, samples age, zones and cluster analysis.....	35

**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1:</b> Lista das espécies ocorrentes no sul do estado do Amazonas (Vidotto <i>et al.</i> , 2007).....	13
<b>Table 2:</b> Pollen taxa identified in the PV-37 and PV-58 .....	25
<b>Table 3:</b> Sediment samples selected for radiocarbon dating and results with code site, laboratory number, depth, material, <sup>14</sup> C yr BP and calibrated (cal) ages. ....	30
<b>Table 4:</b> Lithofacies descriptions of cores PV-37 and PV-58 .....	31

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO</b> .....	1
1.1 INTRODUÇÃO .....	1
1.2 OBJETIVO .....	1
<b>1.2.1 Geral</b> .....	3
<b>1.2.2 Específicos</b> .....	3
<b>CAPÍTULO 2 - ESTADO DA ARTE</b> .....	4
2.1 DATAÇÃO <sup>14</sup> C .....	4
2.2 ANÁLISES PALINOLÓGICAS .....	5
2.3 O CLIMA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL PLEISTOCÊNICO .....	6
<b>CAPÍTULO 3 - ÁREA DE ESTUDO</b> .....	8
3.1 GEOLOGIA .....	9
3.2 GEOMORFOLOGIA E RELEVO .....	11
<b>3.2.1 Lagos de meandro abandonado (<i>Oxbow Lakes</i>)</b> .....	12
3.3 VEGETAÇÃO .....	12
<b>CAPÍTULO 4 - MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	15
4.1 ATIVIDADES DE CAMPO .....	15
4.2 ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS .....	15
4.3 DATAÇÃO POR <sup>14</sup> C (ams) .....	15
4.5 PALINOLOGIA .....	16
<b>4.5.1 Processo de extração de pólen</b> .....	16
<b>4.5.2 Adição de um marcador exótico</b> .....	16
<b>4.5.3 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)</b> .....	16
<b>4.5.4 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado</b> .....	17

4.5.5 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> O <sub>2</sub> ).....	17
4.5.6 Tratamento com Acetólise .....	18
4.5.7 Montagem de lâminas para microscopia.....	18
4.5.8 Análise microscópica e confecção dos gráficos polínicos .....	18
4.6 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES.....	19
<b>CAPÍTULO 5 - LATE PLEISTOCENE GLACIAL FOREST ELEMENTS OF BRAZILIAN AMAZONIA .....</b>	<b>21</b>
ABSTRACT .....	21
1 INTRODUCTION.....	21
2 STUDY AREA.....	23
2.1 GEOLOGICAL context and paleoenvironment.....	23
2.2 VEGETATION.....	25
3 MATERIAL AND METHODS.....	26
3.1 REMOTE SENSING.....	26
3.2 FIELD SAMPLING AND SEDIMENT DESCRIPTION .....	26
3.3 PALYNOLOGICAL ANALYSIS.....	27
3.4 RADIOCARBON DATING .....	28
<b>3.4.1-Optically Stimulated Luminescence (OSL) .....</b>	<b>28</b>
4 RESULTS AND DISCUSSION.....	29
4.1 DATING.....	29
4.2 FACIES DESCRIPTION .....	29
4.3 CORE PV-37 (LATE PLEISTOCENE).....	36
<b>4.3.1 Core PV-58 (Late Pleistocene).....</b>	<b>36</b>
<b>4.3.2 Core PV-58 (Holocene).....</b>	<b>38</b>
4.4 IMPACTS OF LATE PLEISTOCENE GLACIAL PERIODS ON SOUTH AMERICA.....	38
4.5 PLEISTOCENE GLACIAL FOREST OF BRAZILIAN AMAZONIA.....	39

5 CONCLUSION .....	42
6 ACKNOWLEDGEMENTS .....	43
<b>CÁPITULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>57</b>
REFERÊNCIAS .....	58

## CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO

### 1.1 INTRODUÇÃO

A busca por novos indícios que contribuam para solucionar as incógnitas relacionadas às variações climáticas e da vegetação que ocorreram durante o Último Máximo Glacial (UMG) na Floresta Amazônica brasileira tem estimulado muitas pesquisas (Hoorn & Wessilingh, 2011; Maslin *et al.*, 2012; Cheng, 2013; Rull, 2013; Cohen *et al.*, 2014; Guimarães *et al.*, 2016). Essa temática vem sendo abordada pela comunidade científica há algumas décadas (Irion, 1982; Salati & Vose, 1984; Salo, 1987), porém muitas lacunas sobre a evolução dessa floresta para este intervalo de tempo necessitam de mais detalhamento.

Durante o UMG ocorreram significativas mudanças climáticas globais (Zhang, 2014; Wang *et al.*, 2014; Jasechko *et al.*, 2015; Tallavaara *et al.*, 2015; Eaves *et al.*, 2016; Werner *et al.*, 2016), sendo que os impactos registrados para região ocorreram através das bruscas reduções nas taxas pluviométricas, as quais alcançaram valores até 55% menores que os atuais, variando entre 500 e 1500 mm (van der Hammen & Absy, 1994; van der Hammen & Hooghiemstra, 2000). Essa diminuição no volume de chuvas, combinada com decréscimos na temperatura e o estresse hídrico nas vegetações típicas de floresta equatorial úmida, devido às baixas concentrações de CO<sub>2</sub> atmosféricos (Mayle *et al.*, 2004), pode ter favorecido a expansão das savanas (Haffer & Prance, 2001; Beerling & Mayle, 2006), reduzindo assim a área dessa floresta em até 14 % (Mayle *et al.* 2009). Essas teorias são confrontadas por Wilson *et al.* (2011), que após analisarem isótopos de oxigênio, identificaram um considerável aumento nas taxas pluviométricas sobre a Bacia Amazônica.

Ainda existem muitas controvérsias sobre os padrões de temperatura e umidade para o UMG (Conlivaux *et al.*, 2000; Conlivaux *et al.*, 2001; Salo, 1987), mas alguns modelos climáticos sugerem um acentuado decréscimo em termos de temperatura para as regiões tropicais durante esse período (Webb *et al.*, 1997; Ganopolski *et al.*, 1998; Gasse e Van Campo, 1998; Stute & Talma, 1998). Entretanto, Cruz *et al.* (2005) indicam que houve oscilações da temperatura para esse intervalo de tempo, e não uma queda contínua. Os valores propostos, de um modo geral, não apresentam um denominador comum. Os resultados do projeto CLIMAP (1976) indicam uma diminuição da temperatura cerca 2°C, enquanto para Van der Hammen & Hooghiemstra (2000), D'Apolito *et al.* (2013) e Cohen *et al.* (2014) a queda foi de 4-6°C. Em outra perspectiva, Thompson *et al.* (1995) propõe até 12°C abaixo dos padrões atuais.

O mesmo debate pode ser estendido para a umidade, cujos questionamentos são se houve um clima mais frio e úmido ou mais frio e árido, onde Van der Hammen & Hooghiemstra (2000), Mayle *et al.* (2004), Maslin *et al.* (2011) argumentaram sobre condições mais áridas durante o UMG que o presente. Posteriormente D'Apolito *et al.* (2013) afirmou que a conclusão de Colinvaux *et al.* (1996), Colinvaux & De Oliveira (2001) e Bush *et al.* (2004) a respeito de um clima frio e úmido foi baseada em interpretações imprecisas de registros sedimentares datados de aproximadamente 21.000 anos AP da Colina de Seis Lagos no noroeste do Brasil, sugerindo que na realidade o clima teria sido frio e árido. Entretanto, Mosblech *et al.* (2012) afirmam que no decorrer dos últimos 94.000 anos a Amazônia não passou por períodos áridos prolongados, confirmando o exposto por Bush *et al.* (2002) que sugeriram a predominância de umidades elevadas, até maiores que atual (Baker, 2001). Para Cheng *et al.* (2013) que analisaram isótopos de oxigênio em espeleotemas, as alterações foram mais sutis, com aumento da umidade no oeste da Amazônia, enquanto as condições mais áridas prevaleceram na Amazônia oriental, em comparação com o final do Holoceno. Guimarães *et al.* (2014) resume que a confiabilidade e precisão da inferência sobre esse debate ainda permanece em grande parte limitado.

Registros palinológicos do Lago Calado, referentes ao UMG, indicam uma área influenciada por flutuações do nível de água do sistema de drenagem amazônica, incluindo um intervalo de tempo onde o gênero *Mauritia* foi mais abundante (Behling *et al.*, 2001), o que reflete um período de umidade elevada. A identificação de *Podocarpus* nos sedimentos quaternários de aproximadamente 15.000 anos AP da Lagoa de Caco (Ledru *et al.* 2001) conduziu estes autores a interpretarem condições mais frias e úmidas na floresta amazônica.

Os dados aqui apresentados tem por finalidade expandir o conhecimento a respeito da dinâmica da vegetação ocorrida ao longo do UMG na região de Humaitá-Am, situada nas terras baixas da Amazônia Ocidental, de onde foram retirados dois testemunhos sedimentares das margens do Rio Madeira, maior afluente do Rio Amazonas e um dos maiores em extensão do mundo, utilizando para isso ferramentas multidisciplinares, tais como a análise polínica, fácies sedimentares e datação por Carbono-14. Portanto, esse trabalho pretende disponibilizar novos dados para as discussões sobre os padrões climáticos que preponderaram principalmente durante o Pleistoceno tardio.

## 1.2 OBJETIVO

### 1.2.1 Geral

Identificar eventuais impactos da diminuição da temperatura durante o UMG na vegetação da região de Humaitá.

### 1.2.2 Específicos

- ✓ Identificar paleoambientes deposicionais;
- ✓ Identificar as assembleias de grãos de pólen ao longo dos testemunhos;
- ✓ Determinar a ordem cronológica do estabelecimento dos ambientes deposicionais e vegetação através de datações  $^{14}\text{C}$  (AMS);
- ✓ Estabelecer correlações entre as paleovegetações e os ambientes deposicionais e
- ✓ Concatenar as assembleias polínicas identificadas nos perfis estratigráficos com os padrões climáticos já publicados para a região amazônica desde o UMG.



## CAPÍTULO 2 - ESTADO DA ARTE

Este capítulo destina-se a resumir ao leitor a finalidade da utilização de diferentes técnicas integradas, tais como a datação por  $^{14}\text{C}$  e o estudo dos grãos de pólen, que visam estabelecer parâmetros mais confiáveis no que tange o estudo de reconstituição paleoambiental, além de discorrer sobre aspectos relacionados aos eventos climáticos que influenciaram a dinâmica da vegetação na Amazônia brasileira durante o Pleistoceno tardio e Holoceno.

### 2.1 DATAÇÃO $^{14}\text{C}$

O C-14 é um isótopo radioativo natural do elemento Carbono, o qual é o grande responsável pela determinação da idade de fósseis e artefatos de diversos tipos. Sua formação acontece nas camadas superiores da atmosfera (Lal, 1988), a partir do bombardeamento por nêutrons contidos nos raios cósmicos que incidem no nitrogênio- 14 (Equação 1), reagindo com o oxigênio do ar formando o ( $^{14}\text{CO}_2$ ) (Equação 2), que é absorvido por vegetais e seres vivos (Farias, 2002).



Segundo Kotz, (1999), a quantidade de carbono-14 manteve-se constante nos últimos 20.000 anos. O teor desse isótopo também é constante nos vegetais e animais, que enquanto vivos, são sujeitos a cerca de 15 desintegrações por minuto e por grama de carbono total, no entanto, quando o vegetal ou animal morre, cessa a absorção de  $\text{CO}_2$  com carbono 14, e começa o decaimento beta do mesmo (Libby *et al.*, 1949). Nesse decaimento, após 5.730 anos, a radioatividade cairá para a metade (Equação 3).

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (3)$$

Libby *et al.* (1949) desenvolveram uma equação representativa do processo de decaimento do  $^{14}\text{CO}$ , onde t representa o tempo decorrido após a morte do organismo,  $A_0$  é a atividade específica da amostra no tempo  $t=0$ , A corresponde a atividade específica da amostra no tempo (t) e  $\lambda$  é constante de desintegração, sendo igual a  $0,693/T$  (T= meia vida do  $^{14}\text{C}$ ).

Objetos com mais de 40.000 anos (ou seja, aproximadamente sete “meias-vidas”), também não podem ser datados com grande segurança, uma vez que após esse espaço de tempo, a radiação emitida terá sido reduzida a praticamente zero. Logo a técnica aplica-se com boa margem de segurança para objetos que tenham entre 100 e 40.000 anos de idade (Pezzo, 2002).

Um fator que influencia diretamente a concentração de  $^{14}\text{C}$  ao longo do tempo são as mudanças na intensidade do campo magnético da terra e a atividade solar (Bradley, 1992), essas oscilações foram mais significativas nos últimos 11.000 anos AP (Goslar *et al.*, 2000). A ação dos ventos solares gera um aumento na quantidade da proporção de raios cósmicos na atmosfera externa, assim, aumentando também o fluxo de nêutrons e a produção de  $^{14}\text{C}$  (Silva, 2001).

## 2.2 ANÁLISES PALINOLÓGICAS

A palinologia aplicada à paleoecologia e, por conseguinte à reconstrução paleoambiental tem sido extensamente utilizada em diferentes regiões brasileiras (Salgado-Labouriau, 1961, 1997; Absy *et al.*, 1991; Behling & Costa, 2000, 2001; Cohen *et al.*, 2005, 2008, 2009, 2014). Onde por intermédio de comparações entre palinomorfos fósseis e seus táxons atuais catalogados em palinotecas ou literaturas específicas torna-se possível inferir sobre mudanças ocorridas na vegetação, tendo em vista que o correto reconhecimento do grão de pólen nos permite identificar a planta produtora do mesmo, bem como relatar variações climáticas ocorridas no momento da deposição do sedimento (Salgado-Labouriau, 1973, 1984, 2001).

Como produto da organização dos dados obtidos na fase de identificação dos grãos de pólen temos os diagramas polínicos, os quais indicam as variações ocorridas na flora ao longo do momento de deposição da sequência estratigráfica analisada, com isso, evidenciando as possíveis migrações e sucessões vegetais ocorridas naquela região. As oscilações climáticas são induzidas pelas variações ocorridas no conjunto da vegetação, tendo em vista o fato de necessitarem de condições físicas propícias a sua sobrevivência (Salgado-Labouriau, 1973, 1984, 1994, 2001; Putman, 1994; Begon *et al.*, 1996)

### 2.3 O CLIMA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL PLEISTOCÊNICO

Um dos mais antigos modelos a respeito das mudanças climáticas ocorridas na floresta Amazônica partiu de Haffer (1969), cuja hipótese dos refúgios, que sugere uma fragmentação dessa floresta em inúmeros blocos de floresta úmida, é considerada um importante paradigma referente aos mecanismos e padrões de distribuição de floras e faunas. Esta hipótese é embasada na mudança do clima. Durante o Pleistoceno tardio ocorreu uma fase seca e fria que causou os refúgios da floresta úmida (Viadana, 2000). Esses refúgios foram separados por vários tipos de savana, floresta seca, florestas de lianas, bem como aquelas adaptadas a climas sazonalmente secos (Haffer & Prance, 2001).

A interpretação de dados obtidos a partir da análise polínica de lagos da região de Carajás-Pa, cujos intervalos foram datados de 26000 a 15000 anos AP por Absy *et al.* (1991) e Sifeddine *et al.* (2001), indicam a expansão generalizada de savana durante o UMG, esta conclusão é coerente com a hipótese dos Refúgios (Absy *et al.*, 1991; Haffer & Prance, 2001).

Nos dias atuais ainda é possível observar manchas de savanas e outras unidades de vegetação aberta junto as áreas de floresta tropical no Brasil (Prance, 1982; Pires & Prance, 1985; Sanaiotti *et al.*, 1997; Miranda & Absy, 2000; Gottsberger & Silberbauer-Gottsberger, 2006; Ratter *et al.*, 2006; Magnusson *et al.*, 2008). As savanas Amazônicas são consideradas por alguns autores como evidências da hipótese dos refúgios (Haffer, 1967, 1969, 1974; Prance, 1978, 1987; Haffer & Prance, 2001; Ab'Saber, 2002).

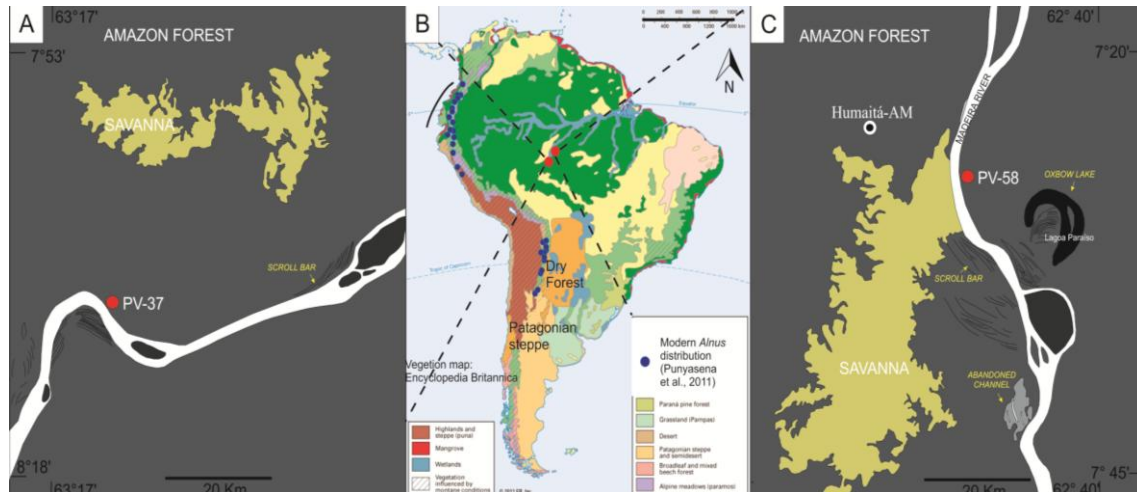
Existem hipóteses que consideram as extinções de alguns táxons da mega-fauna da Amazônia como consequência de mudanças climáticas. Segundo esta hipótese, a extinção tardia de alguns táxons da mega-fauna na transição Pleistoceno e Holoceno em alguns lugares do Brasil foi decorrente da preservação de áreas de refúgios e posterior desfragmentação destas paisagens (Hauk, 2008).

Muitos autores não aderem à ideia da floresta amazônica ter sido fragmentada em refúgios (Bush & Oliveira 2006). Eles propõem que a mesma permaneceu contínua (Conlivaux & De Oliveira, 1999), admitindo que para a manutenção da biodiversidade uma região necessita de constância para evitar as extinções da flora (Conlivaux & De Oliveira, 2001), ou seja, a mesma jamais foi fragmentada pela aridez, ao menos durante o Pleistoceno (Conlivaux *et al.* 2000).

Trabalhos mais recentes desenvolvidos nas proximidades da área de estudo revelaram uma alternância de vegetações do Pleistoceno tardio até o Holoceno, quando estabeleceram-se os táxons modernos representativos da floresta Amazônica. Entre 42600 e 35200 anos AP foram identificadas assembleias polínicas características de vegetação adaptada ao clima frio, tais como *Alnus*, *Podocarpus*, *Hediosmum*, *Weinmannia*, *Illex* e *Drymis*, cujos exemplares atualmente restringem-se as elevadas altitudes andinas. Esses dados indicam uma significativa diminuição na temperatura média anual para aquele período na região de Humaitá-AM (Cohen *et al.*, 2014; Friaes, 2013).

### CÁPITULO 3 - ÁREA DE ESTUDO

Os testemunhos foram amostrados às margens do rio Madeira, próximo da cidade de Humaitá-AM. O testemunho PV58 e PV37 (Figura 1) apresentam as seguintes coordenadas: 7°29'7.48"S/63° 0'45.65"O e 8°10'31.31"S/ 63°17'43.07"O.



**Figura 1:** A e C) Mapa geomorfológico do entorno do Rio Madeira e localização da área de trabalho B) Distribuição da atual localização de *Alnus* na América do Sul.

O clima predominante foi caracterizado como tropical chuvoso, enquadrando-se assim, no grupo A segundo a classificação de Köppen. As temperaturas médias oscilam entre 24 e 26 °C, que torna a região propícia a acomodar uma vegetação típica de florestas tropicais (Brasil, 1978).

A malha hídrica é preponderantemente formada pelas bacias dos rios Madeira, Purus e Juruá, cuja orientação se dá no sentido sudoeste-nordeste com inflexões no sentido leste-oeste, cujos padrões de drenagem são caracterizados como sub-dendrítico, onde os tributários se estendem horizontalmente, fato que pode denotar um fraco controle topográfico ou estrutural insignificante, segundo as classificações de Howard (1967) e Almeida (1974).

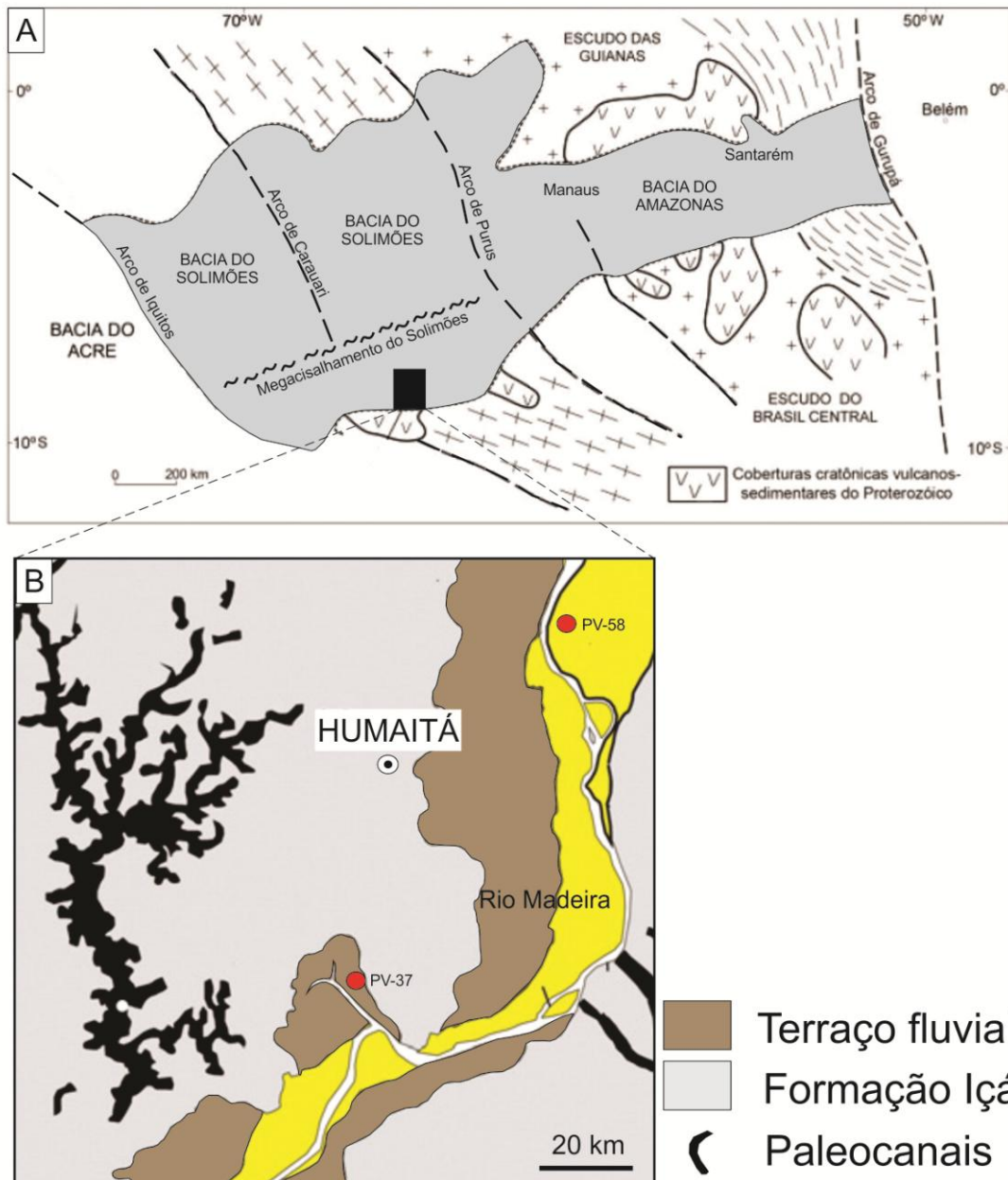
Elevados índices de precipitação são observados, tendo como média anual valores entre 2250 e 2750 mm, que implica de maneira direta na umidade relativa do ar que alcança 85%. Os períodos chuvosos se iniciam em outubro, enquanto os secos ocorrem entre junho e agosto. A cobertura vegetal predominante é a arboreal incluindo vegetação de floresta densa ou aberta que se alternam muitas vezes em contatos bruscos com grandes manchas de savana (Brasil, 1978).

### 3.1 GEOLOGIA

A área de estudo (Figura 2B) está inserida na bacia do Solimões, a qual inicialmente foi denominada de bacia do Alto Amazonas por Cordani *et al.* (1984). Já Caputo (1984) utilizou a atual nomenclatura para diferenciá-la da bacia do Amazonas, uma vez que exibiu evolução geológica distinta. A bacia do Solimões apresenta uma extensão de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup> e limita-se ao norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo escudo Brasileiro, a leste pelo arco de Purus, a oeste pelo arco de Iquitos (Eiras *et al.*, 1994) (Figura 2A).

Segundo Rossetti *et al.* (2005), essa bacia é do tipo *foreland* formada durante a fase de ascensão da Cadeia Andina entre o Cretáceo e Terciário por processos extensionais intraplacas. Eiras *et al.* (1994) dividiram a estratigrafia da bacia do Solimões em duas sequências sedimentares de primeira ordem: a Paleozóica, não aflorante e intrudida por diques e soleiras de diabásio, e a Mesozóica-Cenozóica.

As discordâncias que separam os pacotes sedimentares são bem evidentes, permitindo assim, o reconhecimento de seis sequências deposicionais de segunda ordem, que são: Ordoviciano, Siluriano-Devoniano, Devoniano-Carbonífero, Carbonífero-Permiano, Cretáceo e Paleógeno-Neógeno (Eiras *et al.*, 1994). A espessura máxima dos sedimentos é de 3500 metros, incluindo rochas Paleozóicas, Mesozóicas e Cenozóicas (Caputo, 1984).



**Figura 2:** A) Divisão das bacias do Amazonas e Solimões e seus alto estruturais; B) Geologia da área de estudo e localização dos testemunhos amostrados (Adaptado de Caputo & Silva, 1990; Rossetti *et al.*, 2015)

A cobertura Cretácea e Miocena são representadas pelas formações Alter do Chão e Solimões, respectivamente, que são constituintes do grupo Javari (Cunha *et al.* 1994; Eiras *et al.* 1994). Nesse mesmo intervalo de tempo foram registrados na bacia do Solimões magmatismo basáltico a andesítico (Alves *et al.* 2002).

Além das formações Alter do Chão e Solimões, a cobertura sedimentar da Bacia do Solimões inclui estratos Pliocenos e Quaternários, genericamente incluídos na Formação Içá (Caputo *et al.*, 1972; Cunha *et al.*, 1994; Maia *et al.*, 1977). A Formação Içá, teve sua distribuição estendida através das terras baixas amazônicas a uma área de aproximadamente

1.000.000 Km<sup>2</sup> (Reis *et al.*, 2006). Sua posição temporal foi refinada por Rossetti *et al.* (2015) (Figura 1B), os quais obtiveram idades entre o Pleistoceno médio e tardio. Os terraços fluviais do Rio Madeira dataram do Pleistoceno tardio e Holoceno (Rossetti *et al.*, 2005).

A Formação Alter do Chão tem ocorrência restrita no leste dessa bacia, estendo-se, de forma ampla, em direção à Bacia do Amazonas. Esta unidade consiste em arenitos grossos, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais de coloração vermelho-amarronzados, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluviais (Cunha *et al.*, 1994; Rossetti *et al.*, 2005)

A Formação Solimões consiste de depósitos lacustres e fluvio-deltáicos, de idade Mioceno tardio a Plioceno (Nogueira, *et al.*, 2013), sendo composta por argilitos, siltitos, arenitos argilosos finos a médios, brechas com fragmentos sub-angulares, com concreções carbonáticas, gipsíferas e ferruginosas e intercalações de linhitos (Hoorn, 1993). A espessura varia entre 200 a 600 m em função da paleotopografia do embasamento, acunhando-se para leste, próximo ao arco de Purus (RADAMBRASIL, 1977).

### 3.2 GEOMORFOLOGIA E RELEVO

Região dominada por baixa amplitude térmica, com elevadas temperaturas médias, precipitação bem distribuída e um complexo sistema vegetacional disposto em áreas periodicamente inundadas e áreas de terra firme, que são característicos do domínio morfoclimático amazônico (Ab´Saber, 1997).

A área tem uma gama de elevação baixa (~ 100 m de altitude). Os sedimentos do Quaternário (Pessenda *et al.*, 2001; Latrubesse, 2002) ocorrem principalmente ao longo dos terraços fluviais e acima da planície de inundação da área moderna com variações de altitude entre 45 e 100 m (Bertani *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2015).

A região exibe uma paleomorfologia composta por grandes meandros fluviais, cuja dinâmica de migração e abandono pode ter sido influenciada por instabilidades tectônicas na Amazônia durante o Quaternário (Rossetti *et al.*, 2007, 2008; Hayakawa *et al.*, 2010).

Os solos que ocorrem nesta unidade são os Podzólicos Vermelho-Amarelos, as Lateritas Hidromórficas de elevações e os Latossolos Amarelos. Os padrões de drenagem dominantes são do tipo dendrítico na porção noroeste e norte, e retangular no restante (RADAMBRASIL, 1978).



### 3.2.1 Lagos de meandro abandonado (*Oxbow Lakes*)

O termo *oxbow lake* é frequentemente usado para descrever o resultado da aglomeração de vários tipos de canal, tanto em curvas de meandros individuais como em atalhos de corredeira e atalhos em colo (Fisk 1947; Allen 1965), além de segmentos mais longos que incluem múltiplos cortes (Allen 1965; Lewis & Lewin 1983) ou mesmo processos de avulsão (Slingerland & Smith 1998).

Lagos formados a partir de meandros abandonados constituem indicadores da fase de migração lateral do canal, como resultado da erosão de suas margens e posterior acreção nas barras em pontal. Allen (1965) interpretou as estratificações cruzadas heterolíticas como sendo produto da sedimentação lateral em canais sinuosos. Como *loops* de meandros tornam-se extremamente sinuosos eles são propensos ao abandono pelo fluxo do rio, podendo assim ser canalizados mais rapidamente no início da história de um lago (Smith, 1983).

Após a fase de desligamento de parte do canal e posterior geração do *oxbow lake*, os mesmos passam a servir de bacia deposiciona e ser sedimentada por material predominantemente de granulação fina, sendo carregadas para a mesma como carga suspensa durante as inundações, bem como por grãos de pólen da vegetação de seu entorno (Taylor 1944; Law & Reynolds, 1966; Hager & Hutter, 1984; Neary & Odgaard, 1993; Keshavarzi & Habibi, 2005; Constantine *et al.*, 2010).

### 3.3 VEGETAÇÃO

Muitas pesquisas á respeito da coexistência entre vegetação de savanna e floresta tropical foram desenvolvidas na região Amazônica, algumas norteadas pelo ponto de vista da historia geológica (Rossetti *et al.*, 2010), e outras embasadas no estudo de grãos de polén e mudanças climáticas (Conlivaux e De Oliveira, 2001, 1999; Conlivaux *et al.*, 2000, 1996), cujos efeitos sobre a biodiversidade já foram constatados em países europeus (Huntley *et al.*, 2004).

As áreas cobertas por vegetação de savana natural em torno de Humaitá abrangem aproximadamente 615 km<sup>2</sup> (Vidotto *et al.*, 2007). Na área de estudo, uma grande mancha de vegetação aberta está presente, ocorrendo em média por cerca de 20 km de comprimento e até 10 km em largura. A vegetação arbórea é representado principalmente por Euphorbiaceae, Bignoniaceae, Fabaceae, Moraceae, Anacardiaceae, Malpighiaceae, Malvaceae, Sapotaceae,

Rubiaceae e Apocynaceae. As ervas são representadas principalmente por Poaceae, Cyperaceae e Asteraceae.

Perto dos locais de amostragem, 138 espécies e gêneros distribuídos entre 37 famílias de vegetação arbórea e herbácea foram identificadas (Vidotto *et al.*, 2007) (Tabela 1).

**Tabela 1:** Lista das espécies ocorrentes no sul do estado do Amazonas (Vidotto *et al.*, 2007)

Family and species	Biological form	Veg. units	Family and species	Biological form	Veg. units
<b>Anacardiaceae</b>			<b>Flacourtiaceae</b>		
<i>Tapirira guianensis</i> Aubl.	Arboreal	Forest	<i>Casearia grandiflora</i> Cambess.	Arboreal	Forest
<b>Annonaceae</b>			<i>Casearia</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Annona</i> sp1	Arboreal	Forest	<b>Heliconiaceae</b>		
<i>Annona</i> sp2	Arboreal	Forest	<i>Heliconia psittacorum</i>	Herb	Savanna
<i>Annona</i> sp3	Arboreal	Forest	<b>Lauraceae</b>		
<i>Annona</i> sp4	Arboreal	Forest	<i>Aniba</i> sp1	Arboreal	Forest
<i>Annona</i> sp5	Arboreal	Forest	<i>Aniba</i> sp2	Arboreal	Forest
<i>Annona</i> sp6	Arboreal	Forest	<i>Nectandra cuspidata</i>	Arboreal	Forest
<i>Annona</i> sp7	Arboreal	Forest	<i>Nectandra lanceolata</i>	Arboreal	Forest
<i>Guatteria</i> sp	Arboreal	Forest	<i>Ocotea</i> sp1	Arboreal	Forest
<i>Xylopia aromatica</i>	Arboreal	Forest	<i>Eschweilera</i> sp	Arboreal	Forest
<b>Apocynaceae</b>			<b>Linaceae</b>		
<i>Couma guianensis</i> Aubl.	Arboreal	Forest	<i>Ochthocosmus cf barrae</i>	Arboreal	Forest
<i>Geissospermum aff. Urceolatum</i>	Arboreal	Forest	<b>Lythraceae</b>		
<i>Himatanthus sucuuba</i>	Arboreal	Forest	<i>Cuphea</i> sp	Herb	Savanna
<b>Araceae</b>			<i>Physocalymma scaberrimum</i>	Arboreal	Forest
<i>Philodendron</i> sp	Epiphyte	Forest	<b>Malpighiaceae</b>		
<b>Araliaceae</b>			<i>Banisteriopsis</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Schefflera morototoni</i>	Arboreal	Forest	<i>Byrsonima</i> sp1	Arboreal	Forest
<b>Arecaceae</b>			<i>Byrsonima</i> sp2	Arboreal	Forest
<i>Allagoptera caudescens</i>			<i>Byrsonima cf verbascifolia</i>	Arboreal	Forest
<i>Astrocaryum acaule</i>	Arboreal	Forest	<b>Malvaceae</b>		
<i>Euterpe precatoria</i>	Shrub	Savanna	<i>Hibiscus furcellatus</i>	Arboreal	Forest
<i>Geonoma multiflora</i>	Shrub	Savanna	<b>Marantaceae</b>		
<i>Lepidocaryum tenue</i>			<i>Monotagma</i> sp	Herb	Savanna
<i>Mauritia flexuosa</i>	Arboreal	Forest	<i>Bellucia grossularioides</i>	Arboreal	Forest
<i>Mauritiella armata</i>	Arboreal	Forest	<i>Miconia tiliifolia</i> Naudin	Arboreal	Forest
<i>Oenocarpus bacaba</i>	Arboreal	Forest	<i>Miconia</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Oenocarpus bataua</i>	Arboreal	Forest	<i>Miconia</i> sp3	Arboreal	Forest
<i>Oenocarpus minor</i>	Arboreal	Forest	<b>Marantaceae</b>		
<i>Orbignya speciosa</i>	Arboreal	Forest	<i>Tibouchina aspera</i>	Shrub	Savanna
<i>Socratea exorrhiza</i>	Arboreal	Forest	<i>Tibouchina</i> sp	Arboreal	Forest
<b>Asteraceae</b>			<b>Monimiaceae</b>		
<i>Eupatorium</i> sp	Herb	Savanna	<i>Siparuna guianensis</i>	Shrub	Savanna
<i>Vernonia herbacea</i>	Arboreal	Forest	<i>Siparuna</i> sp	Arboreal	Forest
<b>Bignoniaceae</b>			<b>Moraceae</b>		
<i>Jacaranda</i> sp1	Arboreal	Forest	<i>Naucleopsis caloneura</i>	Arboreal	Savanna
<i>Jacaranda</i> sp2	Arboreal	Forest	<b>Myristicaceae</b>		
<b>Bromeliaceae</b>			<i>Iryanthera</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Ananas ananassoides</i>	Herb	Savanna	<i>Virola sebifera</i>	Arboreal	Forest
<b>Burseraceae</b>			<i>Virola surinamensis</i>	Arboreal	Forest
<i>Bursera</i> sp	Arboreal	Forest	<i>Virola</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Hemicrepidospermum</i> sp	Arboreal	Forest	<i>Virola</i> sp2	Arboreal	Forest
<i>Protium paniculatum</i>	Arboreal	Forest	<b>Myrtaceae</b>		
<i>Protium</i> sp1	Arboreal	Forest	<i>Eugenia</i> sp1	Arboreal	Forest
<i>Protium</i> sp2	Arboreal	Forest	<i>Eugenia</i> sp2	Arboreal	Forest
<b>Celastraceae</b>			<i>Myrcia</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Goupia glabra</i>	Arboreal	Forest	<b>Piperaceae</b>		

<b>Chrysobalanaceae</b>			<i>Piper</i> sp 1	Shrub	Savanna
<i>Couepia</i> sp	Arboreal	Forest	<i>Piper</i> sp 2	Shrub	Savanna
<i>Licania</i> spl	Arboreal	Forest	<b>Poaceae</b>		
<b>Clusiaceae</b>			<i>Andropogon bicornis</i> L.	Herb	Savanna
<i>Caraipa savannarum</i>	Arboreal	Forest	<i>Andropogon lanatus</i> R. Br.	Herb	Savanna
<i>Vismia cayennensis</i>	Arboreal	Forest	<i>Andropogon leucostachyus</i>	Herb	Savanna
<i>Vismia guianensis</i>	Arboreal	Forest	<i>Aristida capillacea</i>	Herb	Savanna
<i>Vismia latifolia</i>	Arboreal	Forest	<i>Axonopus aureus</i>	Herb	Savanna
<i>Vismia</i> sp	Arboreal	Forest	<i>Lasiacis cf ligulata</i>	Herb	Savanna
<b>Cyperaceae</b>			<i>Panicum parvifolium</i>	Herb	Savanna
<i>Bulbostylis</i> sp	Herb	Savanna	<i>Paspalum</i> sp1	Herb	Savanna
<i>Cyperus</i> sp	Herb	Savanna	<b>Rubiaceae</b>		
<i>Fimbristylis</i> sp	Herb	Savanna	<i>Alibertia edulis</i>	Arboreal	Forest
<i>Kyllinga</i> sp	Herb	Savanna	<i>Palicourea</i> sp	Arboreal	Forest
<i>Rhynchospora</i> sp	Herb	Savanna	<b>Sapotaceae</b>		
<i>Scleria aff reflexa</i>	Herb	Savanna	<i>Pouteria guianensis</i>	Arboreal	Forest
<b>Dilleniaceae</b>			<i>Pouteria</i> sp1	Arboreal	Forest
<i>Curatella americana</i> L.	Arboreal	Forest	<b>Selaginellaceae</b>		
<i>Davilla rugosa</i> Poir	Liana	Forest	<i>Selaginella fragilis</i>	Herb	Savanna

A Floresta Tropical densa possui composição florística heterogênea, destacando-se pela ocorrência de espécies emergentes (maiores que 30 m). Diferenciações específicas quanto à ocorrência de algumas espécies foram atribuídas a variações pedológicas e do relevo (Bispo, 2007).

Trabalhos recentes em áreas distintas da Amazônia baseados em dados de subsuperfície (Rossetti *et al.*, 2010) e sensoriamento remoto (Bertani, 2011; Hayakawa *et al.*, 2010) tem sugerido que mudanças na organização dos sistemas de drenagem durante o Quaternário implicam na presença de manchas de savana em áreas de concentração de morfologias fluviais e sistemas deposicionais abandonados. Isto se deve a controles estruturais exercidos por áreas de subsidência ativa e sua influência na configuração dos elementos da paisagem (Bertani *et al.*, 2014).

## CAPÍTULO 4 - MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 ATIVIDADES DE CAMPO

Realizadas em novembro de 2014, as atividades de testemunhagem de sedimentos ocorreram nas proximidades da cidade de Humaitá, situada no sul do estado do Amazonas, de onde foram extraídos através de sondagem por percussão os testemunhos intitulados de PV 37 e PV-58, cujas profundidades alcançadas foram de 7 e 12 metros. Foram coletadas amostras em intervalos de 5 cm destinadas à palinologia. Dessa maneira, foram contabilizadas 141 amostras.

### 4.2 ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS

O acondicionamento das amostras coletadas a partir dos testemunhos PV-58 e PV-37 realizou-se em campo, cujas mesmas foram postas em sacos plásticos. Em seguida, armazenadas num refrigerador a temperatura de 4° C, para assim evitar a proliferação de fungos e bactérias, que segundo Conlivaux *et al.* (1999) podem comprometer as datações por  $^{14}\text{C}$ , tendo em vista que esses organismos possuem capacidade de metabolizar os hidrocarbonetos presentes nos sedimentos e liberar carbono na forma de  $\text{CO}_2$  para atmosfera, dessa forma contaminando-as com carbono recente.

### 4.3 DATAÇÃO POR $^{14}\text{C}$ (AMS)

As amostras de sedimentos foram fisicamente tratadas através da remoção de raízes e fragmentos vegetais com auxílio do microscópio. O material residual foi então quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura de 60 °C durante 4 horas, logo após as amostras lavadas com água destilada até o pH neutro e secas (50 °C), a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens (ácidos fúlvicos e ácidos húmicos) e carbonatos. A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um *Accelerator Mass Spectrometer* (AMS) no BETA Analytic Laboratory. As idades  $^{14}\text{C}$  serão apresentadas em idade convencional (anos A.P) e idade calibrada (cal. anos A.P) ( $\pm 2\delta$ ), de acordo com Reimer *et al.*, (2004).

## 4.5 PALINOLOGIA

### 4.5.1 Processo de extração de pólen

De um modo geral, as amostras de sedimento coletadas exibiram grande concentração de matéria orgânica, cuja granulometria variou de areia até argila, fatos que a priori impossibilitam a identificação dos palinomorfos que estejam presentes. Em virtude disso, foram necessários procedimentos laboratoriais, como reações químicas, que enfatizaram a seleção dos grãos de pólen e a eliminação das demais partículas orgânicas e inorgânicas.

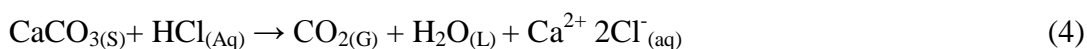
Para tal, utilizou-se um padrão de amostragem calibrado em  $1 \text{ cm}^3$ , que é feita com precisão, para posterior cálculo de concentração polínica, sendo que o equipamento utilizado consisti num cilindro produzido a partir de aço inoxidável, onde o sedimento é inserido dentro de sua cavidade, sendo em seguida expelidos por um embolo, cujo produto adquirido são pastilhas que posteriormente serão introduzidas em tubos de centrífuga graduados em 15 ml e com fundo cônico, os quais são constituídos de polipropileno, tendo em vista sua utilização como meio receptor do ácido fluorídrico.

### 4.5.2 Adição de um marcador exótico

Concomitante a inserção da pastilha contendo o material sedimentar padronizado, adicionou-se um marcador exótico que teve por finalidade servir de balizador para o cálculo da concentração polínica ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), além da taxa de acúmulo de pólen ( $\text{g}/\text{cm}^2/\text{ano}$ ), (Conlivaux & De Oliveira, 1999). Os grãos exóticos utilizados foram esporos de *Lycopodium clavatum* (Stokmarr, 1974), cuja escolha se deu pelo fato do mesmo apresentar-se, em termos de concentração, praticamente insignificante em florestas tropicais. Cada tablete desse marcador é constituído de aproximadamente 10600 grãos de *Lycopodium*, o procedimento seguinte a esse é o tratamento ácido das amostras.

### 4.5.3 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

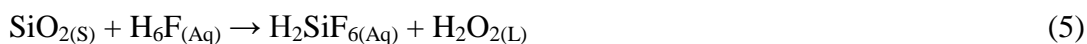
Nesta etapa os tubos previamente preparados com o material sedimentar e marcador exótico, foram submetidos a uma solução contendo 5 ml de HCl a 10%, cujo intuito foi a eliminação do carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*. A reação ocorrida é expressa por (Equação 4):



Após, o material foi homogeneizado utilizando-se o Agitador Vortex, modelo QI-901, que gera até 2800 rpm. O passo seguinte consistiu na separação da solução do material residual, através de decantação via Centrífuga por um período de 10 minutos com velocidade de 5000 rpm. Um ponto importante neste processo é o de lavagem do material com água destilada, seguindo os mesmos procedimentos acima citados, até que o sobrenadante encontre-se incolor ou transparente, que significará uma correta separação, assim não havendo perda do conteúdo decantado.

#### 4.5.4 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

O segundo passo é o tratamento com HF, tendo em vista que as grandes quantidades de material silicático observado nas amostras poderiam impossibilitar a identificação dos grãos de pólen. Para tal, utilizou-se 3 ml desse ácido, que foi homogeneizado e deixado em repouso por 24 horas para dissolver a maior quantidade possível de sílica, cuja reação é expressa por (Equação 5):



Finalizado esse tempo, o material é levado à Centrífuga para separação e posterior retirada do líquido residual, sendo submetido a uma nova lavagem, para que assim possamos iniciar a terceira etapa.

#### 4.5.5 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)

Nesta etapa foi visada a desidratação da amostra, sendo considerado um passo delicado do processo, preparando-as para inserção da acetólise, tendo em vista a reação entre água e ácido sulfúrico ser altamente exotérmica, podendo o material ser expelido do tubo de forma perigosa.

Para isso, adicionou-se 8 ml de C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> aos tubos por um período de 20 minutos, cujos procedimentos seguintes foram a homogeneização e centrifugação com posterior descarte do líquido residual.

#### 4.5.6 Tratamento com Acetólise

O último tratamento ácido a ser realizado foi a acetólise, cuja técnica desenvolvida por Erdtman (1952) e modificada em Melhem *et al.* (2003) consiste na remoção de celulose e polissacarídeos por meio de uma mistura contendo a proporção de nove partes de anidrido acético ( $\text{CH}_3\text{COCH}_3$ ) para uma parte de ácido sulfúrico concentrado ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ).

Nesta etapa foi adicionado 3 ml da mistura para cada tubo, os quais foram acondicionados em banho-maria por 30 minutos a temperatura média de  $70^\circ\text{C}$  para catalisar a reação, sendo os mesmos homogeneizados em intervalos de 10 minutos. Após esse período o material foi centrifugado e realizada a lavagem com água destilada.

Por fim, o produto obtido desses tratamentos ácidos foram transferidos para tubos de Eppendorf e preenchidos com água destilada e álcool.

#### 4.5.7 Montagem de lâminas para microscopia

O material armazenado nos Eppendorfs foi retirado através do uso de pipetas de Pasteur e posteriormente adicionado sobre as lâminas Bioslide cujas dimensões são de 25,4 x 76,2 mm, sendo inserida também uma pequena quantidade de glicerina, cujo propósito foi estabelecer uma melhor fixação do conjunto (Moore *et al.* 1991). Feito isso, assentou-se as lamínulas 22 x 22 mm, por fim a selagem foi realizada utilizando-se esmalte base de unhas, evitando assim exposição à umidade do ar.

As lâminas prontas foram guardadas em caixas plásticas específicas, sempre na posição vertical, para assim evitar o agregamento do material.

#### 4.5.8 Análise microscópica e confecção dos gráficos polínicos

A identificação e contagem dos grãos de pólen foi realizada nos laboratórios (LADIC- Laboratório de Dinâmica Costeira) e (GSED- Grupo de Pesquisa de Bacias Sedimentares da Amazônia), em ambos utilizou-se microscópios Carl Zeiss Axioskop conectado a um computador por meio de microcâmera, onde através do *software* AxioVision as imagens foram obtidas, processadas e armazenadas num banco de dados.

Para a confecção dos diagramas polínicos e análises estatísticas foi utilizado o programa TiliaGraph, onde os dados obtidos foram inseridos e tratados.

#### 4.6 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES

As fácies sedimentares são caracterizadas pelo conjunto de aspectos litológicos, estruturais e orgânicos (Middleton, 1978), refletindo um processo de sedimentação particular (Reading, 1986). Walker (1984) considera como determinante para a reconstituição paleoambiental a associação de fácies, afirmando que esse conjunto define um ambiente deposicional. O objetivo principal da análise estratigráfica quantitativa é estabelecer a relação da seção estudada com o tempo, tanto relativamente ao tempo geológico, no sentido de idade, quanto ao intervalo necessário à sua sedimentação (Chaves, 2000).

Planícies de inundação e lagos proporcionam condições adequadas para o acúmulo e preservação de grãos de pólen originados da vegetação que se estabeleceu de maneira concomitante ao momento de deposição do sedimento (Cohen *et al.*, 2014). Sedimentos lacustres apresentam maior potencial de preservação dos grãos de pólen transportados pelo vento e daqueles provenientes da vegetação em torno do lago. A proporção da intensidade do sinal fornecido por cada tipo de pólen de diferentes vegetações é limitada pela distância percorrida pelo mesmo, havendo decescimo de concentração conforme aumenta distância do transporte (Davis, 2000; Xu *et al.*, 2012).

Os registros polínicos provenientes de sistemas fluviais ativos refletem uma mistura de sinais de pólen de diferentes rochas/sedimentos de distintas épocas, tendo em vista que os sedimentos carregados por rios consistem num material retrabalhado de suas margens. Além disso, alguns estudos têm relatado o transporte de pólen em rios (Brush & Brush, 1972; Solomon *et al.*, 1982).

Planícies de inundação são áreas rasas e planas que ocorrem entre canais e sujeitas a influxos periódicos quando ocorre transbordamento durante períodos de cheia. Os sedimentos são predominantemente oriundos do canal principal, com contribuições menores de colúvios e sedimentos eólicos (Wolman & Leopold, 1957). Adicionalmente, os sedimentos da planície de inundação são constantemente retrabalhados à medida que os canais migram lateralmente (Posamentier & Walker, 2006).

Meandros abandonados são a causa mais comum da formação de lagos de origem fluvial, os quais podem se conectar ao rio principal por canais menores e estreitos. Leques e canais de extravasamento ocorrem quando a vazão do rio aumenta, por



exemplo, durante períodos de cheia. Com isto, suas margens sofrem rompimentos localizados, fazendo com que a carga sedimentar seja transportada sobre sedimentos finos da planície de inundação. Sob condições de energia de fluxo elevada, a erosão da planície de inundação é favorecida, surgindo canais secundários. Quando a erosão é insignificante ou ausente, os fluxos se tornam desconfinados, dando origem a leques de transbordamento (Pye, 1994).

## **CAPÍTULO 5 - LATE PLEISTOCENE GLACIAL FOREST ELEMENTS OF BRAZILIAN AMAZONIA**

### **ABSTRACT**

The amount of pollen data recovered from the sedimentary record of western Amazonia is still far from adequate to fully approach climate changes in this region over the Last Glacial period. In the present work, vegetation dynamics of western Amazonia during the past 42000 cal yr BP is analyzed in the context of previous and new pollen data. Two sediment cores were sampled from fluvial terraces of the Madeira River, a major southern Amazonian tributary. The study sites are covered by tropical rainforest vegetation. The sedimentary deposits consist mostly of massive sand, heterolithic bedded sand/mud as well as either laminated or massive mud. These deposits were formed under reducing and low energy conditions in an abandoned fluvial channel/lake environment. Such depositional setting favored the preservation of a pollen community suggestive of arboreal taxa common to the modern Amazonian rainforest mixed with herbaceous vegetation. Pollen analysis also recorded a significant proportion of cold-adapted Andean tree species, represented by *Alnus* (0-20%), *Hedyosmum* (1-15%), *Podocarpus* (0-5%), *Illex* (1-11%) and *Weinmannia* (0-1%) at least between > 42,000 cal yr BP and 10,300 cal yr BP. During the Holocene, only pollen representative of herbs and modern Amazon vegetation persisted. This new pollen record confirms previous multiple proxy analyses of two sediment cores sampled also from Humaitá region, where a significant plant population, at present restricted to Andean areas located at altitudes higher than 2000 - 3000 m, in areas of the Amazonia lowland toward the onset, and probably, during the Last Glacial Maximum.

### **1 INTRODUCTION**

Climate in Amazonia towards the onset and during the Last Glacial Maximum (LGM) has been a matter of great debate. There is no consensus about the moisture variability, as both humid and arid conditions have been defended for the LGM in several Amazonian areas (Beerling and Mayle, 2006; Bush et al., 2004a; Cheng et al., 2013; Colinvaux and De Oliveira, 2001; Colinvaux et al., 1996a; D'Apollito et al., 2013; Gosling et al., 2009; Hammen and Hooghiemstra, 2000; Irion, 1982; Maslin et al., 2012, 2011; Mayle and Beerling, 2004; Mayle et al., 2009; Mosblech et al., 2012; Räsänen et

al., 1987; Rull, 2013). In addition, some climate models suggest a progressive temperature decrease for the tropics during the LGM (Ganopolski et al., 1998; Gasse and Van Campo, 1998; Stute and Talma, 1998; Webb et al., 1997). Cruz et al. (2005), however, demonstrated a discontinuous temperature decrease. There is also a disagreement regarding the amount of temperature drop during this glacial event. Hence, according to CLIMAP (1976), temperature dropped by about 2 °C, while other studies indicated a decrease of as much as 4-6 °C (Cohen et al., 2014; D'Apolito et al., 2013; Hammen and Hooghiemstra, 2000) or even 12 °C below the modern mean temperature (Thompson et al., 1995).

Pollen records from Ecuador and Panama, together with the northward advance of *Araucaria* forests in southeastern Brazil (Bush et al., 1992, 1990; Ledru, 1993; Liu and Colinvaux, 1985; Pessenda et al., 2009; Piperno et al., 1990), provide evidence for significant cooling in glacial times. Measurements of sea surface temperature (SST) in the tropics and noble gas concentration in fossil groundwater of eastern Brazil also suggest cooling (Guilderson et al., 1994; Stute et al., 1995). Climate models support that decreasing surface temperatures in the tropics in glacial times is plausible (Ganopolski et al., 1998; Gasse and Van Campo, 1998; Stute and Talma, 1998; Webb et al., 1997).

The pollen record from Lake Pata, located in the Western Amazonia lowland, indicates continuous occupation by closed tropical forest during the past 40,000 years. A glacial forest composition at the LGM suggests a modest cooling (P. A. Colinvaux et al., 1996a). During this time interval, Amazonia was colonized by significant populations of plants typical of modern montane areas. During the early Holocene global warming, plants intolerant to the warmer climate retreated from the lowland forest (Colinvaux et al., 2000). Glacial-age pollen, phytolith and macrofossil data from lacustrine deposits at mid-elevations in Amazonian areas of Ecuador and Panama demonstrate significant plant populations currently restricted to elevations higher than 2000 - 3000 m growing at about 1000 m above modern sea level. Among these plant taxa were *Podocarpus*, *Drimys* and *Alnus*, none of which are present on the lower slopes of the Andes today (Bush et al., 1990; Colinvaux et al., 1997; Liu and Colinvaux, 1985). Therefore, pollen data suggest a response of Amazonian plant populations to temperatures colder than around 5-6°C during glacial times (Bush et al., 2002; Colinvaux et al., 2000). Such evidence provides arguments for a lowland rain forest

throughout the last glacial period with a quite different composition to that seen in Amazonia today (Bush, 2002). This, however, does not preclude the possibility that some peripheral areas that currently experience seasonal moisture deficits may have been drier (Bush, 1994; Colinvaux et al., 1996a).

Previous pollen data from Western Brazilian Amazonia indicated cold-adapted Andean plants, such as *Alnus*, *Hedyosmum*, *Weinmannia*, *Podocarpus*, *Ilex* and *Drymis* at least between > 42,600 and < 35,200 cal yr B.P. (Cohen et al., 2014). While pollen of herbs and tree taxa common to the modern Amazonian rainforest persisted through the Holocene, the cold pollen assemblage is restricted to the Late Pleistocene. This work aims to provide a better evaluation of the extension of the LGM effects on lowlands (elevation of ~100 m) of the Western Amazon forest. To approach this issue, we provide pollen data derived from additional sediment cores sampled near the Madeira River, the largest tributary of the Amazonas River (Fig.3A). Pollen analysis was combined with descriptions of sedimentary facies and geomorphology, as well as AMS radiocarbon and optically stimulated luminescence dating.

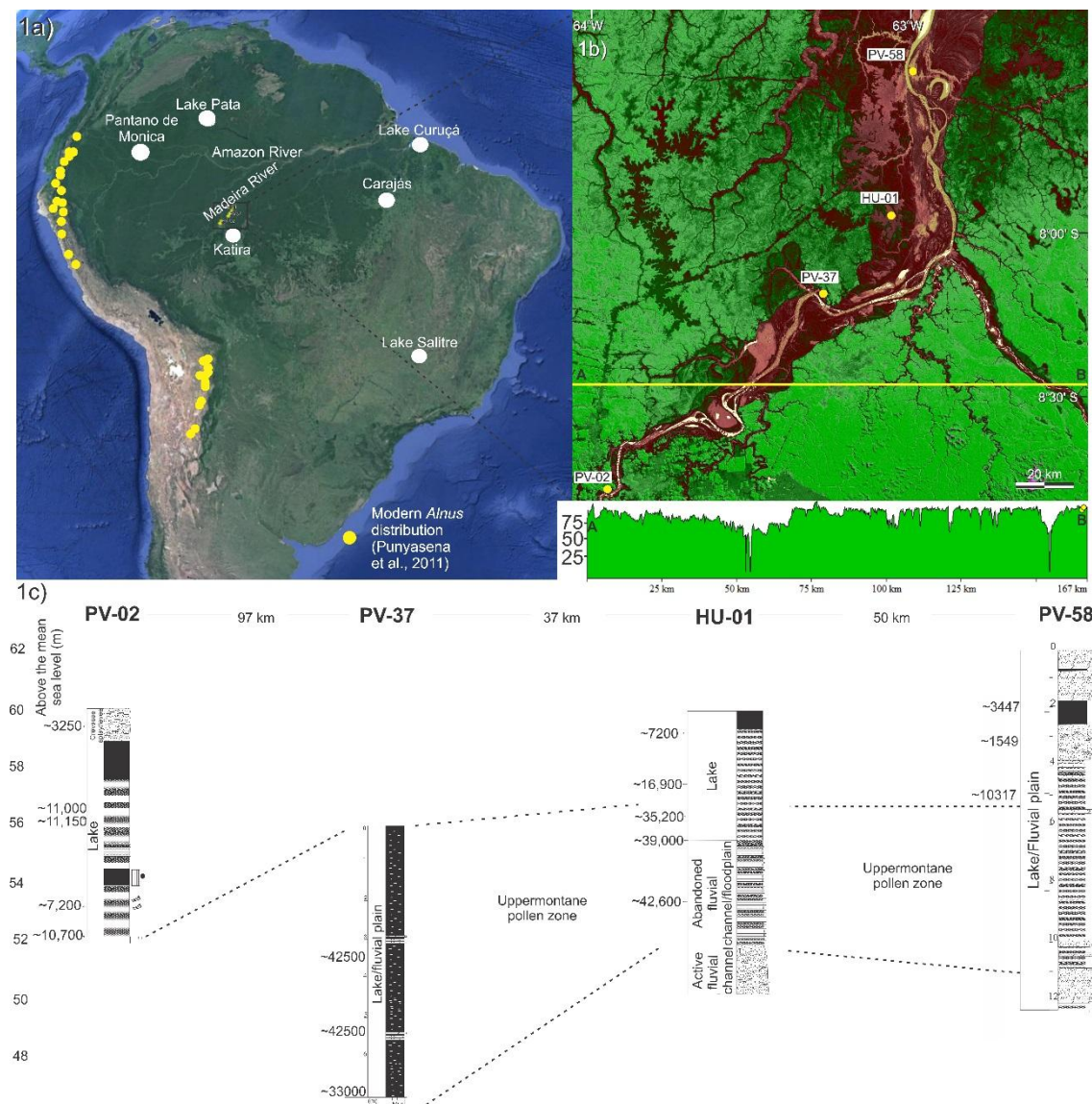
## 2 STUDY AREA

The study area is located near the town of Humaitá, south of the State of Amazonas in the Western Brazilian Amazonia (Figure 3A, B). This area presents surfaces with small elevation range (~100 m elevation) and wide distribution of Quaternary sediments (>500,000 km<sup>2</sup>) associated with savanna patches (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Pessenda et al., 2001). The equatorial climate is warm and humid, with mean annual temperature between 24°C and 26°C, and mean annual precipitation between 2,250 and 2,750 mm (Brasil, 1978).

### 2.1 GEOLOGICAL CONTEXT AND PALEOENVIRONMENT

The study area is located in the foreland Solimões Basin. In addition to Paleozoic sequences, this basin includes the Alter do Chão (Cretaceous) and Solimões (Mioceno) Formations that are part of the Javari Group (Cunha et al., 1994; Eiras et al., 1994). Overlying these units, there are Plio-Pleistocene strata generically included in the Içá Formation (Caputo et al., 1972; Cunha et al., 1994), as well as Pleistocene-Holocene deposits (Rossetti et al., 2015).

Deposits in the study area formed in a fluvial system influenced by tectonic reactivations during the late Quaternary (Hayakawa et al., 2010; Rossetti et al., 2008). The deposits occur mainly along river terraces and above the modern floodplain, with variations in altitude between 45 and 100 m (Bertani et al., 2015; Rossetti et al., 2015).



**Figure 3:** Location of the study area: a) Modern *Alnus* distribution (Punyasena et al., 2011), study site of previous studies about the LGM in Brazil (Absy et al., 1991; Behling, 2001; Colinvaux et al., 1996a; Ledru, 1993; van der Hammen and Absy, 1994; Van der Hammen, 2000); b) main geomorphologic features based on SRTM data, sampling sites of the studied cores and topographic profile; c) Pleistocene glacial pollen zone based on correlation between the cores PV-02, HU-01 (Cohen et al., 2014), PV-37 and PV-58.

Part of the fluvial deposition occurred within oxbow lakes. These are lakes formed by the abandonment of meanders during lateral channel migration. Such fluvial dynamics includes erosion of channel margins and further accretion in point bars. Oxbow lakes result from channel shutdown, and they are low-energy sites for the

accumulation of fine-grained sediments from suspensions. A significant proportion of pollen grains preserved in oxbow lake deposits derive from the surrounding vegetation (Constantine and Dunne, 2008; Hager and Hutter, 1984; Keshavarzi and Habibi, 2005; Law and Reynolds, 1966).

## 2.2 VEGETATION

The study area occurs in a region dominated by open vegetation in sharp contact with dense rainforest. Rainforest species are mainly represented by Euphorbiaceae, Bignoniaceae, Fabaceae, Moraceae, Anacardiaceae, Malpighiaceae, Malvaceae, Sapotaceae, Rubiaceae and Apocynaceae. Areas of open vegetation nearby the town of Humaitá, where the study area is located, cover approximately 615 km<sup>2</sup> (Vidotto et al., 2007). In these areas, Vidotto et al. (2007) identified 138 species and genera distributed among 37 families of woody vegetation and herbaceous (Table 2).

**Table 2:** Pollen taxa identified in the PV-37 and PV-58

Taxa	Taxa
Acanthaceae	Didymopanax
Aizoaceae	Ericaceae
Alnus	Euphorbiaceae
Alternanthera	Fabaceae
Amaranthaceae	Hedyosmum
Anacardiaceae	Ilex
Anacardium	Malpighiaceae
Annona	Malvaceae
Annonaceae	Marantaceae
Apocynaceae	Mauritia
Aquifoliaceae	Melastomataceae/Combretaceae
Araliaceae	Meliaceae
Arecaceae	Mimosa
Asteraceae	Moraceae/Urticaceae

---

Betulaceae	Myrtaceae
Bignoniaceae	Poaceae
Borreria	Podocarpus
Burseraceae	Protium
Chloranthaceae	Rubiaceae
Cunoniaceae	Sapotaceae
Cyperaceae	Weinmannia

---

### 3 MATERIAL AND METHODS

#### 3.1 REMOTE SENSING

The morphological aspects of the study area were characterized from the analysis of Landsat 5-TM images, obtained by the digital archive of the Brazilian National Institute for Space Research-INPE. The topographic profile is from the digital elevation model (MDE) of the Shuttle Radar Topography Mission-SRTM data provided by the National Aeronautics and Space Administration-NASA. The software Global Mapper 8 (Global Mapper LLC, 2009) was used to process the topographic data (Figure 3B).

#### 3.2 FIELD SAMPLING AND SEDIMENT DESCRIPTION

This work was based on two sediment cores measuring 7 m (PV37: 7° 29' 7.48"S / 63° 0' 45.65"W) and 12 m (PV58: 8° 10' 31.31"S / 63° 17' 43.07"W) in length (Figure. 3A and 3B). These were obtained using a Percussion Drilling System (Hammer Cobra TT), which allowed the recovery of continuous cores 5.5 cm in diameter.

The cores were described in the field using characteristics such as lithology, texture and structure (Harper, 1984; Walker, 1992), which were annotated in measured lithostratigraphic profiles. Sediment grain sizes were determined by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 in the Laboratory of Chemical Oceanography of the Para Federal University (UFPA). Prior to grain size analysis, approximately 0.5 g of each sample was immersed in H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> to remove organic matter, and the residual sediments were disaggregated by ultrasound (França et al., 2012). The grain-size scale of Wentworth (1922) was used in this work, with separation of sand (2–0.0625 µm), silt (62.5–3.9 µm) and clay (3.9–0.12 µm) fractions.

### 3.3 PALYNOLOGICAL ANALYSIS

For pollen analysis, a total of 180 samples measuring 1.0 cm<sup>3</sup> were taken at 5.0 (PV-58) and 10 cm (PV-37) intervals. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including acetolysis (Faegri and Iversen, 1989). Sample residues were mounted on slides in glycerin jelly. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4,000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Absy, 1975; Colinvaux et al., 1999; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Salgado-Labouriau, 1973). The reference collections of the Laboratory of Coastal Dynamics from the UFPA and <sup>14</sup>C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP) were additionally used to help identifying the pollen and spore grains. The low pollen concentration usually required a minimum counting of 100-150 pollen grains per each sample. Microfossils consisting of spores, algae and some fungal were also counted, but they were not included in the sum.

Forty-two pollen taxa were identified (Table 2) and distributed in different ecological groups. The pollen diagrams were statistically subdivided into pollen assemblage zones using a square-root transformation of the percentage data, followed by stratigraphically constrained cluster analysis (Grimm, 1987). Some intervals with absence of pollen or only a few pollen grains (<3000 grains/cm<sup>3</sup>) were related to factors such as sediment grain size, microbial attack, oxidation and/or mechanical forces). They can also be due to characteristics inherent of the pollen grains, such as sporopollenine content, as well as the chemical and physical composition of the pollen wall (Havinga, 1967). In addition, pollen grains tend to decay rapidly in sandy sediments when compared to muddy deposits. This is due to the better drainage of sands caused by large interstitial pores, which allows the pollen grains to be abraded by mobile inorganic matrix and oxidized during soil hydration-dehydration cycles (Faegri, 1971; Grindrod, 1988).

The interpretation of pollen profiles of oxbow lakes or floodplain sediments must consider pollen from "local" vegetation, and background pollen from "regional" vegetation (Andersen, 1970, 1967; Janssen, 1966; Sugita, 1994). These contribution of these components might differ for each pollen taxon (Davis, 2000). Pollen recovered from lake and fluvial plain sediments are generally assumed to derive from nearby vegetation. The proportion of pollen grains provided by each vegetation type is



distance-weighted (Cohen et al., 2008; Davis, 2000; Xu et al., 2012), with higher values corresponding to closer sources.

Several other interacting factors determine the degree to which the pollen assemblages reflect each plant community. The most important are pollen productivity, species dispersal characteristics, local-scale patterns of species distribution in each community, as well as the representation of local and extra-local pollen rain. Environment effects, such as depositional conditions, hydrodynamics, and water table depth, also influence the pollen representation in sediments (Li et al., 2008).

### 3.4 RADIOCARBON DATING

Eight samples of sedimentary organic matter (10 g each) were selected for radiocarbon analysis, five being derived from core PV-48 and three from core PV-37. In order to avoid possible contamination by shell fragments, roots and seeds (e.g. Goh, 1978), the sediment samples were examined and physically cleaned under a stereomicroscope. Dating was carried out at the BETA Analytic Laboratory using an accelerator mass spectrometer (AMS). Radiocarbon ages were normalized to a  $\delta^{13}\text{C}$  of  $-25\text{‰}$  VPDB and reported as calibrated years (cal yr B.P.) ( $2\sigma$ ) using CALIB 6.0 software and SHcal13 curve (Reimer, 2013).

#### 3.4.1-Optically Stimulated Luminescence (OSL)

Two samples were analyzed by OSL at the Luminescence and Gamma Spectrometry Laboratory (LEGaL) at University of São Paulo (USP-SP). OSL measurements were carried out in the Risø OSL/TL models DA-20 and DA-15 equipped with blue LEDs, Hoya U-340 filters and built-in  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$  beta sources. Equivalent doses were determined through the single-aliquot regeneration (SAR) protocol as described in Duller (2004) and Murray and Wintle (2003). A dose recovery test was performed with given doses between 65 and 175 Gy. Only aliquots with recycling ratio between 0.9 and 1.1, recuperation less than 5% and negligible infrared stimulation signal were used for equivalent dose calculation. Concentrations of natural radionuclides for dose rate calculation were determined with high resolution gamma spectrometry using a high purity germanium detector (relative efficiency of 55%) in an ultralow background shield. The activities of  $^{40}\text{K}$  and  $^{238}\text{U}$  and  $^{232}\text{Th}$  daughter nuclides were calculated through an efficiency calibration based on ISOCS (In Situ

Object Counting System) for the used HPGe detector. The radioactive isotope contents of part of the samples were also determined by Genie-2000 instrumental neutron activation analysis (INAA) using a Canberra S-100 MCA detector with 8192 channels. Samples were irradiated in the research reactor's pool IAE-R1 at the Institute of Nuclear Research (IPEN-CNEN), Brazil. Constituent elements in coal fly ash (NIST-SRM-1633b) and trace elements in soil (IAEA-Soil 7) were used as a standard and to check the analysis, respectively. Radionuclide concentrations were converted in dose rates using conversion factors by Guérin et al. (2011) considering attenuation by water saturation. The cosmic dose rate was calculated through the sample's latitude, longitude, elevation, burial depth and density (Prescott and Stephan, 1982). The total error of the dose rate and ages was calculated according the Gaussian law of error propagation. In average, 14 aliquots per sample were analyzed, with exponential or linear–exponential growth functions being used to describe dose–response curves. Equivalent doses were calculated using the central age model (CAM) (Galbraith et al., 1999). The central age model (CAM) and minimum age model (MAM) were used for over-dispersion lower or greater than 0.30, respectively.

## **4 RESULTS AND DISCUSSION**

### **4.1 DATING**

Radiocarbon and Optically-Stimulated Luminescence (OSL) dates are presented in table 3, and it reveals ages of sedimentary organic matter ranging from > 42.000 to ~3400 cal yr BP. The old records for both cores contain age inversions (Figure. 5 and 7) that may reflect a rapid filling of the lake and/or reworking of older sedimentary organic matter along its pathway and differences in the dating methods (see section PV-58 – Late Pleistocene).

### **4.2 FACIES DESCRIPTION**

The sampling sites present dense and open forest, but some natural savanna patches occur distributed in the study area. The core PV 58 and PV 37 were taken from old fluvial terraces that are located about 15 m and 7 m higher than the modern floodplain of the Madeira River (Fig. 3A). The cores were taken from a paleomeander morphology preserved on the surface of a fluvial terrace, and the stratigraphy reveals massive and laminated mud, as well as massive and cross stratification sand and

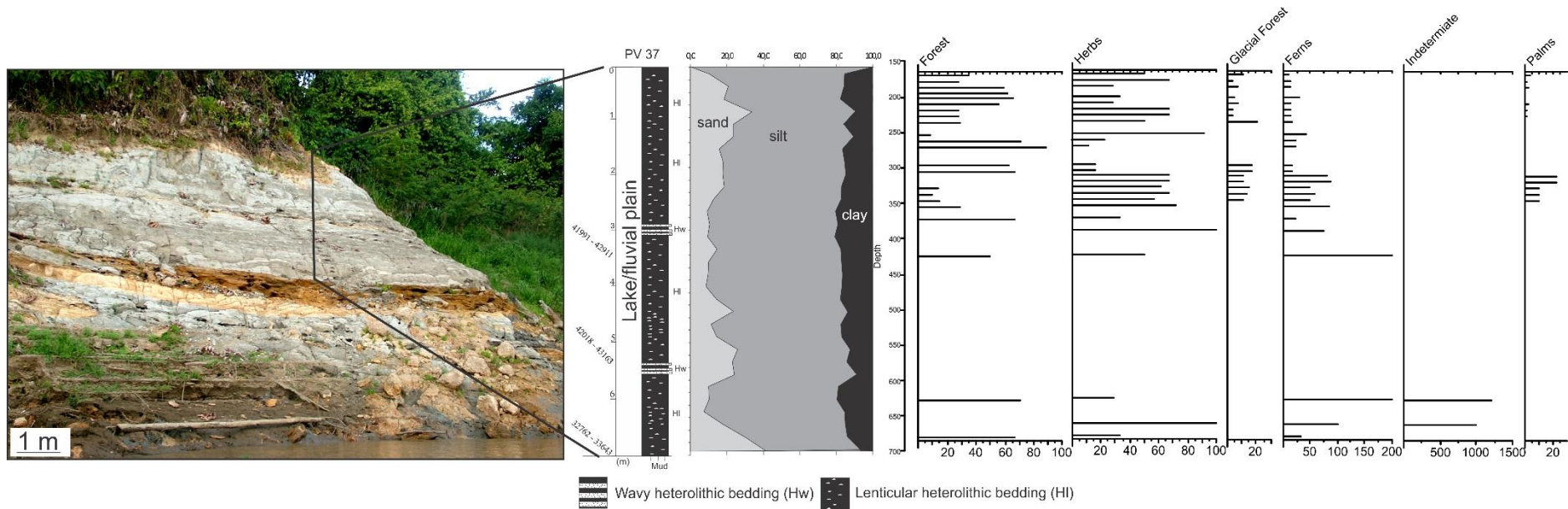
heterolithic beddings (Table 4 and Figure 5 and 7). Facies association was based on sedimentary features and pollen content. It has allowed to propose an abandoned fluvial channel/lake associated to flood plains as depositional environment to the deposits of the cores PV-37 and PV-58 (Figs 4 and 6).

**Table 3:** Sediment samples selected for radiocarbon dating and results with code site, laboratory number, depth, material,  $^{14}\text{C}$  yr BP and calibrated (cal) ages.

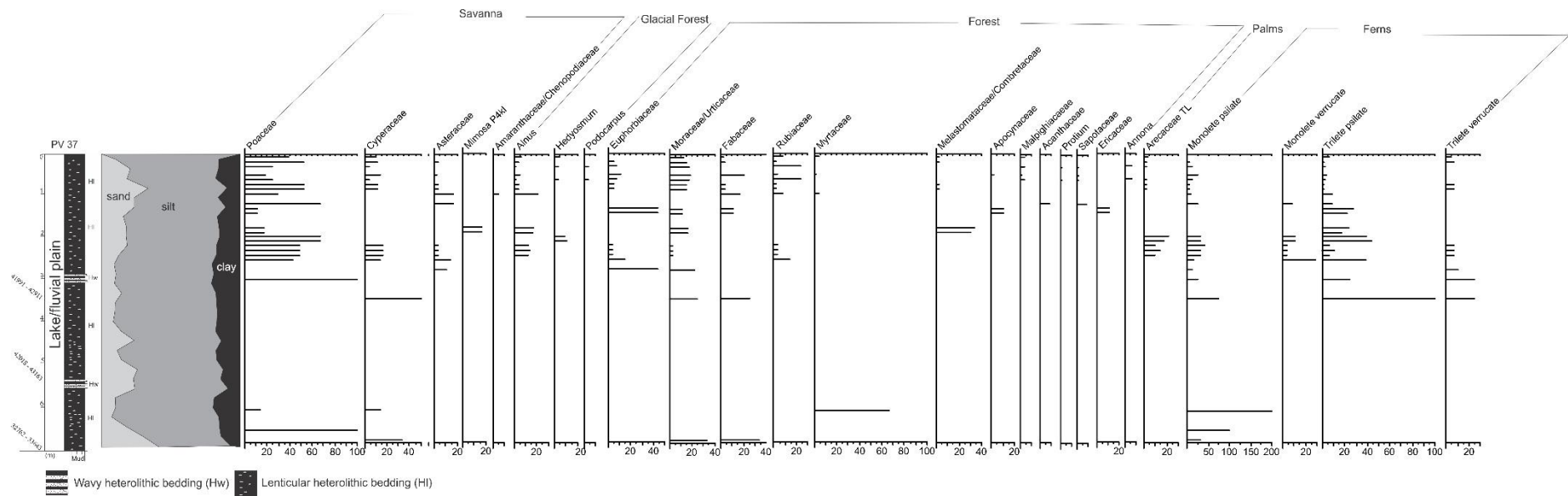
<b>LAB. NUMBER</b>	<b>CORE</b>	<b>DEPTH (M)</b>	<b>OSL AGE</b>	<b>CARBON 14 (YR BP)</b>	<b>CALIBRATED AGE (CAL YR BP)</b>
304803	PV-37	3.4-3.5		38.400± 330	41991 - 42911
309810	PV-37	5.2-5.3		38.620± 420	42018 - 43163
304801	PV-37	6.7-6.8		29.040± 160	32762 - 33643
406692	PV-58	2.2-2.3		3300 +/- 30	3385 -3509
L0281	PV-58	3.2-3.3	1.549± 275		
397689	PV-58	4.9-5		9210 +/- 30	10240 - 10394
406694	PV-58	8.2-8.3		6110 +/- 40	6790 - 7000
397690	PV-58	9.55		3410 +/- 30	3635 - 3475
L0282	PV-58	11.4	2106 ± 332		

**Table 4:** Lithofacies descriptions of cores PV-37 and PV-58

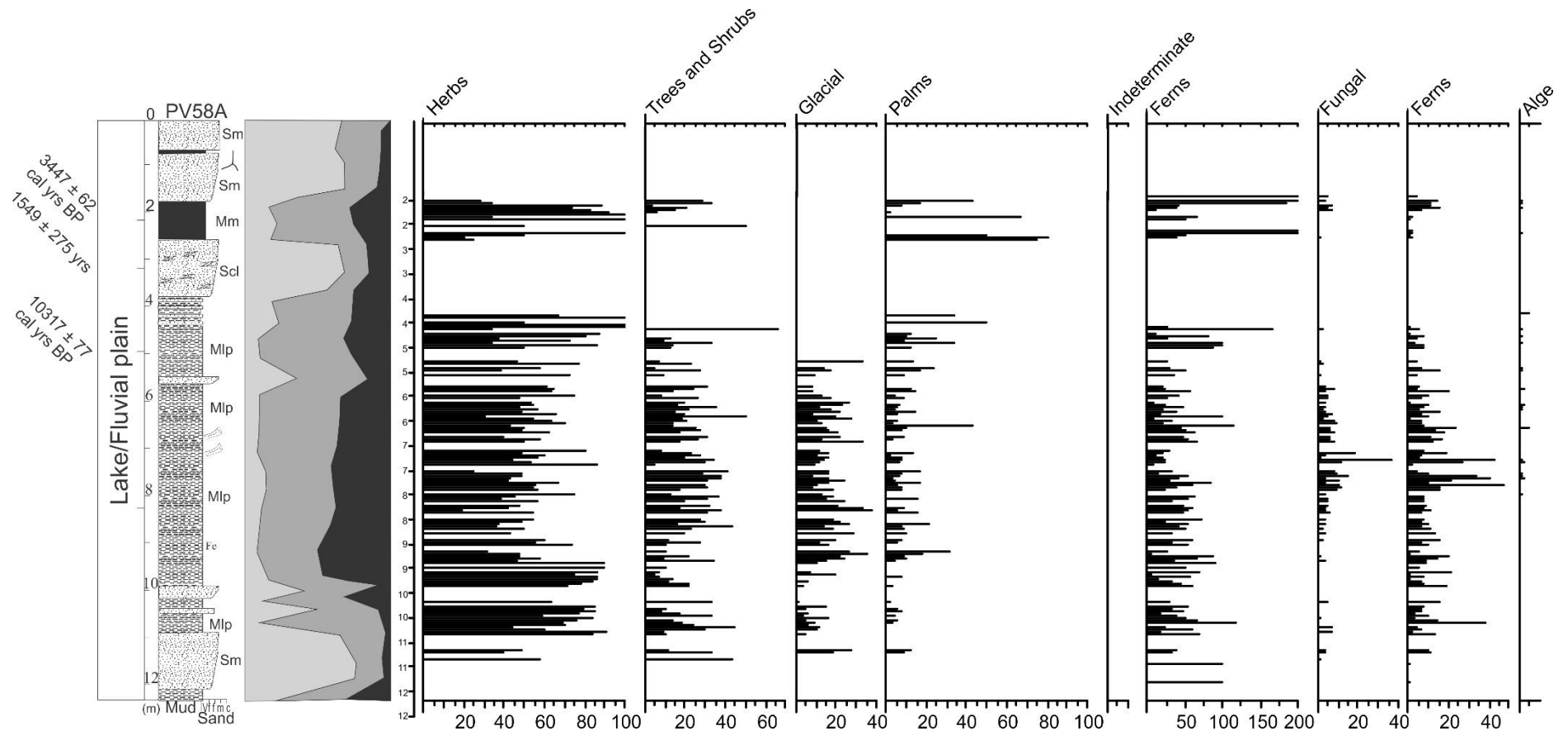
<b>FACIES</b>	<b>ABBREVIATIONS</b>	<b>SEDIMENTARY PROCESS</b>
Massive sand	Sm	Deposition episodic from sand inflow into the environment (Crevasse splay)
Massive mud	Mm	Sediment homogenization biological activity and/or pedogenic processes.
Wavy heterolithic deposits	Hw	Alternation in power flow, with a balance between depositions of clay from suspension of sand.
Lenticular heterolithic deposits	Hi	Low flow energy suspension, but with periodic sand inflows.
Parallel laminated mud	Mlp	The mud deposition occurs by suspension under low energy flow. Heterolithic deposits also represented low energy, but with episodic input sand higher energy flow.
Cross laminated sand	Scl	Deposition from the migration shaped in the lower bed flow. Constant oscillation flow with deposition from the traction, alternating with episodes of deposition suspensions.



**Figure 4:** Summarized results for core PV-37, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups. Pollen data are presented in the pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.



**Figure 5:** Pollen diagram record for core PV-37, with percentages of the most frequent pollen taxa and samples age.



**Figure 6:** Summarizing results for core PV-58, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies and ecological pollen groups. Pollen data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum.





#### 4.3 CORE PV-37 (LATE PLEISTOCENE).

The radiocarbon dates of the core PV 37 revealed late Pleistocene ages (33,000 – 42,000 cal yrs BP) along wavy and lenticular bedding. The pollen record showed a significant presence of taxa adapted to cold climate (0-22%), such as *Alnus* (20%), *Hedyosmum* (10%) and *Podocarpus* (5%). Herbs pollen (10-100%) are represented by Poaceae (10-100%) and Cyperaceae (0-50%), Asteraceae (0-18%). Modern representative taxa from the Amazonian forest (10-90%) consists mainly of Euphorbiaceae (5-45%), Moraceae/Urticaceae (5-25%), Fabaceae (5-25%), Rubiaceae (0-24%), Myrtaceae (0-70%), Apocynaceae (0-10%), Malpighiaceae (0-5%), Acanthaceae (0-10%). Palm pollen (0-20%) are also present (Figs. 4 and 5).

##### 4.3.1 Core PV-58 (Late Pleistocene)

Along this core was not recorded Pleistocene ages, but considering the Holocene ages obtained between 0 and 5 m, probably the interval 5 – 12.2 m was deposited during the late Pleistocene (Fig. 6). Regarding the ages ~7000 and ~3500 cal yr BP obtained from 8.25 m and 9.55 m depth, respectively, likely they were rejuvenated. Younger carbon contamination, along these lower levels, may be caused by invasion of roots, infiltration of organic compositions dissolved in water, influence of microorganisms, and of soil fauna (Pessenda et al., 2001).

An OSL date of  $2106 \pm 332$  years was obtained from 11.4 m depth. Considering the reliability of OSL dating found at this site, the sediment sampled to this analysis could have been deposited in an stratigraphic interval by lateral incision, caused by a channel flow, into underneath the upperlayers. However, along the stratigraphic succession of the PV-58 was not identified erosive surfaces or sandy sediments near the selected muddy samples for dating. Alternatively, another factor that can justify this younger OSL date is the chemical weathering. In the course of chemical weathering, the sediment may undergo changes in water content, elemental concentration, and mechanical properties, all of which may result in changes of dose rate and equivalent dose by redistribution of radioactive elements. The net result is inconsistency (overestimation or underestimation) in the measured OSL ages (Jeong et al., 2007).

A Pleistocene age for these deposits is reinforced by the fact that the LGM phase in lowland tropical forests of South America is represented by a hiatus of several thousand years,

indicative of a dry climate (Ledru et al., 1998). This conclusion is based on the occurrence of abrupt lithologic changes coupled with changes in sedimentation rate interpolated from radiocarbon dates. For instance, all the following records exhibit a hiatus in sedimentation between 23,000 and 13,000 14C yr BP (Carajás), 30,000 and 16,000 14C yr BP (Maicurú), and 38,600 and 11,030 14C yr BP (Laguna Bella Vista) (Absy et al., 1991; Colinvaux and De Oliveira, 2001; Mayle et al., 2000; Sifeddine et al., 2001). Similar situation was identified by Cohen et al. (2014) in the core HU-01, where occurred a hiatus along a lacustrine sedimentation between ~35,200 and ~16,900 cal yr BP (Fig. 3C). Assuming an absence or low sedimentation during the LGM in the PV-58 site, the muddy sediments below 5.5 m, where occurs a sandy layer (Fig. 6), could have been deposited before the LGM. In this case, there is greater uncertainty with older age ranges, such as those older than 40 cal ka BP, due to the limits of the dating method that makes ages imprecise.

Then, the ages of the bottom of the PV-58 would be purely tentative. All of the ages obtained for the two cores were considered (Figs. 5 and 7), with exceptions of 6790 – 7000 cal yr BP (8.25 m depth), 3475 – 3635 cal yr BP (9.55 m depth) and  $2106 \pm 332$  years (11.4 m depth) that are younger outliers and obtained by radiocarbon and OSL analyses.

In addition, the pollen record below 5 m depth indicated an assemblage representative of taxa currently found under colder climates, similar to the core PV-37 (Fig. 5), represented by *Illex* (1-11%), *Hedyosmum* (1-15%), *Alnus* (0-4%), *Weinmannia* (0-1%) and *Podocarpus* (0-1%) (Figs. 4 and 5). Therefore, probably these sediments were accumulated during the late Pleistocene.

Considering the pollen profile during this interval, herbs pollen are represented by Poaceae (15-100%), Asteraceae (2-30%), *Alternanthera* (0-9%), Amaranthaceae (0-15%), Cyperaceae (0-1%), *Borreria* (0-5%) and Aizoaceae (0-1%). The modern representative taxa from Amazonian forest (5-50%) consists mainly of Moraceae/Urticaceae (5-25%), Malpighiaceae (0-15%), Euphorbiaceae (0-35%), Fabaceae (5-30%), *Mimosa* (5-30%) Rubiaceae (0-20%), Apocynaceae (0-20%), Melastomataceae/Combretaceae (0-5%), Myrtaceae (0-5%), *Anacardium* (0-10%) and *Protium* (0-10%). Palm pollen (3-45%) are also present (Figure 5).

### 4.3.2 Core PV-58 (Holocene)

During the last ~10,300 cal yr BP, herbaceous pollen (40-100%), mostly Poaceae (20-100%), Asteraceae (0-50%), *Alternanthera* (0-35%) and Amaranthaceae (0-18%), dominated. This period recored high values of taxa that occur in Amazon forest today, mainly represented by Moraceae/Urticaceae (0-15%), Malpighiaceae (0-70%), Euphorbiaceae (0-50%), Fabaceae (0-50%), *Mimosa* (0-5%) Rubiaceae (0-15%), Apocynaceae (0-2%), Melastomataceae/Combretaceae (0-15%) and *Anacardium* (0-5%). Palm pollen (0-80%) are also present. Taxa currently found under colder climates are absence (Figs 6 and 7).

### 4.4 IMPACTS OF LATE PLEISTOCENE GLACIAL PERIODS ON SOUTH AMERICA

Generally, the Last Glacial Maximum (LGM) is associated with global ice sheet expansion ~26,500–19,000 years ago mainly in the northern hemisphere (Clark et al., 2009). Despite of some models indicate that Antarctic Ice Sheet experienced significant expansion during the LGM and post-LGM retreat of the ice sheet (Denton and Hughes, 2002; Huybrechts, 2002; Nakada et al., 2000; Pollard and DeConto, 2009), the Antarctic Ice Sheet advance and retreat simultaneous with northern hemisphere ice sheets during and after the LGM remains controversial (Anderson et al., 2002; Weber et al., 2011). However, some studies suggest that impacts of LGM may have occurred on the Amazonia (e.g. Anhuf et al., 2006), and cold air could have been brought as far north as the equator. This mechanism explains the observed vegetation changes in Amazonia, which would be related to increased penetration of cold air as represented by the Mobile Polar High concept of Leroux (1993). Considering the phase that precedes the LGM, Marine Isotope Stage 3 (MIS3) – a period between 60 and 27 ka, the magnitude these changes in western Amazonia are fairly unknown due to the lack of palaeoecological data. Globally, the MIS3 climates are 2°C warmer than LGM (Van Meerbeeck et al., 2009).

Reconstructions have been performed to examine the impacts of theses glacial periods at regional scales. For instance, according to Klein et al. (1999), the maximum glacier extended earlier than 24,000 cal yr B.P. in the central Andes. Terminal moraines were dated (Smith et al., 2005) at their lowest elevation in Bolivia at ~34,000 cal yr B.P. The LGM in the Titicaca region, defined as 26,000–22,000 cal yr B.P. (Weng et al., 2006), was wetter and about 5°–8°C colder than today (Abbott et al., 2000; Baker et al., 2001; Paduano et al., 2003). A sediment core sampled from Lake Consuelo (1360 m above sea-level, asl), located in

southeastern Peru, adjacent to the Bolivian border, indicates that the forest surrounding the lake, between 43.5 and 22 k cal yr B.P. was dominated by a mixture of both upper montane and lowland elements. Upper montane taxa include *Alnus*, *Vallea*, *Podocarpus*, *Myrsine* and *Symplocos*, which are virtually absent from the modern pollen assemblage (Urrego et al., 2005). Palaeocological studies in northeastern Bolivia (600 to 900 m asl) near the southern margin of Amazonia present pollen of the predominantly Andean genus, such as *Podocarpus*, *Alnus* and *Ilex* between 50 k cal yr B.P. and the late glaciation (Burbridge et al., 2004).

The onset of deglaciation of the West Antarctic Ice Sheet occurred between 14 and 15 ka (Clark et al., 2009), while in the Andes began between 21,000 and 19,000 cal yr B.P. (Clark et al., 2002). Progressively, the climate warmed in many high montane locations between ~ 20,000 and 18,000 cal yr BP (Bush et al., 2005; Paduano et al., 2003). At Lake Titicaca, pronounced warming between 13,000 and 12,000 cal yr B.P. established near-modern temperatures (Paduano et al., 2003; Ybert, 1992).

#### 4.5 PLEISTOCENE GLACIAL FOREST OF BRAZILIAN AMAZONIA

The impacts of glaciations of the Pleistocene on the Amazon rainforest has been intensely debated. The discussions are concentrated mainly on 1) whether the Amazonian rain forest was fragmented in refuge islands or its area remained relatively stable. 2) Its floristic composition changed according to establishment of connections with the Andean and Atlantic rainforest ecosystems? (Colinvaux and De Oliveira, 2001; P. A. Colinvaux et al., 1996a; Haffer and Prance, 2001; Hammen and Hooghiemstra, 2000).

This work and a recent publication (Cohen et al., 2014) contribute to the discussions about whether the floristic composition of Western Amazonia was submitted to species re-associations with Andean vegetation according to temperatures reduction during the late Pleistocene. One core from Humaitá (core HU-01, fig. 3C) in southern Amazonas state, indicated pollen community of herbaceous vegetation, some modern representative taxa from Amazon forest and cold-adapted plants from Andes represented mainly by *Alnus* (2-11%), *Hedyosmum* (2-17%), *Weinmannia* (0-18%), *Podocarpus* (0-4%), *Ilex* (0-4%) and *Drymis* (0-1%) at least between > 42,030 – 43,170 cal yr BP and <34,800 – 35,580 cal yr BP. The herbaceous vegetation persisted during the Holocene, whilst the cold pollen assemblage became extinct (Cohen et al., 2014). The fact of the present study also indicate an expressive percentage of some taxa adapted to cold forest during the late Pleistocene, such as *Alnus* (0-20%), *Hedyosmum* (1-15%), *Podocarpus* (0-5%), *Ilex* (1-11%) and *Weinmannia* (0-1%)

suggests a wide glacial impact on lowlands of Western Amazonia, following a transect of ~190 km (SW-NE) along the paleo floodplain of the Madeira River (Fig. 3B).

It is noteworthy the fact of the cores selected for this work are the product of a pollen analysis developed along twenty sediment cores sampled from Western Amazon region. Unhappily, the cores have preserved few pollen. As described in palynological analysis section, it may be caused by various external factors, such as sediment grain size, microbial attack, oxidation and mechanical forces (Havinga, 1967). In the analyzed cores, the low pollen preservation along mud sediments is probably due to an oxidizing environment that is recorded by mud with iron staining and ferruginous nodules that may be related to a dry period in distinct locations of the Amazon region during the late Pleistocene (e.g. Cordeiro et al., 2011). As discussed in the section PV-58 (late Pleistocene), this dry period could have caused the absence of radiocarbon and OSL dates during the LGM.

Regarding the temperature, the integration of these data tend to confirm the presence of the glacial forest in the Western Amazon region during the late Pleistocene (Table 4), mainly due to the *Alnus* pollen presence along the lower part of the studied cores. Modern biogeographic data indicate that *Alnus* occurs along the Andes and Central American mountains at about 2,000–3,000 m from southern Mexico to 28°S in northwest Argentina (Fig. 3A). In South America, it covers whole mountainsides where mean annual temperatures are between 8 and 18°C and minimum winter temperatures are no lower than -10°C (Furlow and Furlow, 1979; Punyasena et al., 2011; Weng et al., 2004b). In Central America, areas of maximum representation of *Alnus* in pollen rain varies from 20% to 60% (Bush, 2000). In southern Peru, *Alnus* pollen values of <2% are almost certainly attributable to long-distance dispersal, while its presence at >5%, probably, indicates the local occurrence of this plant (Weng et al., 2004). *Alnus* occurs at 4–13% in samples collected above 2300 m, reflecting the abundance of *Alnus* trees in the moist Andean forest belt between 2300 and 2800 m (Reese and Liu, 2005; Weng et al., 2004a).

Regarding Pleistocene records, the Andean flank in western Amazonia presents *Alnus* pollen percentage with values between 2% and 40% (Cárdenas et al., 2011). *Alnus* pollen is recorded in several studies about the Quaternary of Brazil (Absy, 1979; Behling et al., 2004; Colinvaux et al., 1996). However, it presents low percentage values, since it is not native in Brazil and has a wind dispersal for hundred kilometers from *Alnus* trees (Davis and Deevey, 1964; Davis et al., 1973). In these studies, this taxon occurs with <1% in lake sediments and

in soil surface (Absy, 1979; Behling et al., 2004; P.A. Colinvaux et al., 1996). Sediments from the River Amazon and Southern Brazil recorded pollen *Alnus* with <5% and <2% during the LMG, respectively (Haberle, 1997; Macedo, 2009).

The abundance of highland taxa in the base of the cores PV-37, PV-58 and HU-01, accumulated during the late Pleistocene, and the absence of montane elements from the top of the cores PV-58, PV-02 and HU-01 indicate a significant distinction between the Holocene pollen assemblage and glacial vegetation at the studied transect (Fig. 3C). Considering the integration of the studied cores, the uppermontane taxa assemblage, represented by *Weinmannia*, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, and *Ilex* is well represented by pollen types that are relatively less dispersed and/or produced in low quantities relative to *Alnus* pollen (Weng et al., 2004b). This is an evidence that cold-adapted plants migrated to terraces near the lakes and zones topographically higher than fluvial plains in the study area during the late Pleistocene. Considering specifically the *Alnus* trees, they could be occupying the Western Amazonia lowland, but this taxon may have expanded to zones relatively more distant from the study area. This cold-climate forest probably colonized areas of the Western Amazonia lowland close enough to the study site to allow the dispersal of their pollen grains and their preservation in lakes and floodplains sediments of the Western Amazon region.

The possibility of wind and fluvial pollen transportation from Andean areas is ruled out as cold forest pollen were not recorded in the Holocene succession, which would be predicted in the case of wind transportation from Andean areas. Additionally, based on facies analysis, sediments were deposited in a low energy depositional environment disconnected from the main stream, which minimizes the possibility of pollen sourced from Andean areas by fluvial transportation. A broad discussion about the possibility of wind and fluvial pollen transportation from Andean areas may be found in Cohen et al. (2014).

**Table 4:** Sites providing dated information of LGM ecological conditions based on pollen in Brazil.

GLACIAL POLLEN	LOCATION	DISTANCE	RADIOCARBON AGE	REFERENCE
<i>Ilex</i> (0-5%); <i>Podocarpus</i> (0-1%) and <i>Weinmannia</i> (0-2%).	Katira 9°S/ 63°W	<100 Km	≈ 40000	Van der Hammen and Absy, (1994)
<i>Podocarpus</i> (0-50%); <i>Ilex</i> (0-35%); <i>Weinmannia</i> (0-35%);	Lake Pata 0°16'N/ 66°41'W	≈1000 Km	>40000	Conlivaux <i>et al.</i> (1996)

<i>Humiria</i> (0-35%); <i>Hedyosmum</i> (0-30%) and <i>Rapanea</i> (0-25%).				
<i>Illex</i> (0-8%); <i>Drymis</i> (0-1%) and <i>Podocarpus</i> (0-1%).	Lake Salitre	≈2100 Km	28000	Ledru (1993)
<i>Illex</i> (0-40%); <i>Podocarpus</i> (0-3%)	Carajás 6°20'S/ 50°25'W;	≈1400 Km	26000- 15000	(Absy <i>et al.</i> , 1991; Sifeddine <i>et al.</i> , 1994; Ledru <i>et al.</i> 2001)
<i>Illex</i> (0-15%); <i>Podocarpus</i> (0-1,5%)	Pantano de Monica 0°42'S/ 72°04'W	≈1300 Km	17000-13000	Van der Hammen (2000)
<i>Podocarpus</i> (0-2%)	Lake Curuçá	1800 Km	11700-10840	Behling (2001)
<i>Hedyosmum</i> (0-20%); <i>Weinmannia</i> (0-20%); <i>Alnus</i> (0-15%); <i>Illex</i> (0-8%); <i>Podocarpus</i> (0-5%) and <i>Drymis</i> (0-2%)	Humaitá (HU01, 7° 55' 26" S /63° 04' 59" W) and Porto Velho (PV02, 8° 46' 43" S /63° 56' 48 " W)	<100 Km	42600-35200	Cohen <i>et al.</i> (2014)

Therefore, based on previous palaeoecological studies, the lowland Amazonian rain forest was submitted to a cooling (5 - 9°C) during the LGM (Bush *et al.*, 2004b), and it caused a mixture of both lowland elements and uppermontane in the lowland Western Amazonia in the onset of the LGM (Cohen *et al.*, 2014). Then, the present work reinforces the presence of areas occupied by taxa adapted to cold climate (*Illex*, *Hedyosmum*, *Podocarpus* and *Alnus*) in Western Amazonia. This glacial pollen assemblage integrated with pollen data of Cohen *et al.* (2014) corroborate the significant decrease in mean temperature during late Pleistocene at least in this sector of Western Amazonia, to allow the entrance of significant populations of plants more adapted to cold temperatures into the lowland rain forest.

In addition, it complements the studies about the effects of LMG on the Amazon lowlands and others regions of Brazil (Absy *et al.*, 1991; Behling, 2001; Cohen *et al.*, 2014; Colinvaux *et al.*, 1996b; Ledru, 1993; Ledru *et al.*, 2001; Sifeddine *et al.*, 1994; van der Hammen and Absy, 1994; Van der Hammen, 2000). The present findings are in good agreement with Rind's models, in which changes in latitudinal temperature gradient affect large-scale atmospheric dynamics (Rind, 2000).

## 5 CONCLUSION

Sedimentary deposits representative of abandoned channel/floodplain and oxbow lake sedimentary environments from old palaeo floodplain of the Madeira River, Western

Amazonia, suggest reducing and low energy subaqueous conditions that favored preservation of a pollen community of modern taxa from Amazon, herbaceous vegetation and cold-adapted plants from Andes represented by *Alnus* (0-20%), *Hedyosmum* (1-15%), *Podocarpus* (0-5%), *Illex* (1-11%) and *Weinmannia* (0-1%) during the late Pleistocene. These new pollen records associated with previous multiple proxies analyzes (Cohen et al., 2014) indicated that the floristic composition of Western Amazonia was submitted to species re-associations with Andean vegetation, at present located at altitudes higher than 2000 - 3000 m, following the temperature decrease during the late Pleistocene. Considering the relative abundance of *Alnus* during the late Pleistocene (cores HU-1, PV-37 and PV-58) compared to Holocene succession (core PV-2) and modern surface samples, the *Alnus* probably populated the Western Amazonia lowland, or it was growing closer to the study site due to cooler temperatures during glacial times.

## 6 ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the research projects CNPq # 471483/06-0 and CNPq # 550331/2010-7. The authors acknowledge the logistic support provided by the Brazilian Geological Survey-CPRM.

## 7 REFERENCES

- Abbott, M., Wolfe, B.B., Aravena, R., Wolfe, A.P., Seltzer, G.O., 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quat. Sci. Rev.* 19, 1801–1820.
- Absy, M., Cleef, A., Fournier, M., 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d. *Comptes rendus l'*
- Absy, M.L., 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5, 1–26.
- Absy, M.L., 1979. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. University of Amsterdam.
- Andersen, S.T., 1967. Tree-pollen rain in a mixed deciduous forest in south Jutland (Denmark). *Rev. Paleobotany Palynol.* 3, 267–275.



- Andersen, S.T., 1970. The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra. *Dan. Geol. Surv. Trans.* 2, 1–99.
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Lowe, A.L., Wellner, J.S., Mosola, A.B., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quat. Sci. Rev.* 21, 49–70.
- Anhuf, D., Ledru, M.-P., Behling, H., Da Cruz, F.W., Cordeiro, R.C., Van der Hammen, T., Karmann, I., Marengo, J.A., De Oliveira, P.E., Pessenda, L., Siffedine, A., Albuquerque, A.L., Da Silva Dias, P.L., 2006. Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 239, 510–527.
- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P., 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* 291, 640–3.
- Beerling, D.J., Mayle, F.E., 2006. Contrasting effects of climate and CO<sub>2</sub> on Amazonian ecosystems since the last glacial maximum. *Glob. Chang. Biol.* 12, 1977–1984.
- Behling, H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Veg. Hist. Archaeobot.* 10, 175–183.
- Behling, H., Cohen, M.L., Lara, R., 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Veg. Hist. Archaeobot.* 13, 73–80.
- Bertani, T.C., Rossetti, D.F., Hayakawa, E.H., Cohen, M.C.L., 2015. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-Holocene analog. *Earth Surf. Process. Landforms* 40, 285–292.
- Brasil, 1978. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20 Purus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro.

- Burbridge, R.E., Mayle, F.E., Killeen, T.J., 2004. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quat. Res.* 61, 215–230.
- Bush, M., Piperno, D.R., Colinvaux, P.A., De Oliveira, P., Krissek, L., Miller, M., Rowe, W., 1992. A 14,300 year paleoecological profile of a lowland tropical lake in Panama. *Ecol. Monogr.* 62, 251–275.
- Bush, M.B., 1994. Amazonian speciation: A necessarily complex model. *J. Biogeogr.* 21, 5–17.
- Bush, M.B., 2000. Deriving Response Matrices from Central American Modern Pollen Rain. *Quat. Res.* 54, 132–143.
- Bush, M.B., 2002. Distributional change and conservation on the Andean flank: a palaeoecological perspective. *Glob. Ecol. Biogeogr.* 11, 463–473.
- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., Wiemann, M.C., Piperno, D.R., Liu, K., 1990. Late pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quat. Res.* 34, 330–345.
- Bush, M.B., Hansen, B.C.S., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Young, K.R., Leon, B., Abbott, M.B., Silman, M.R., Gosling, W.D., 2005. A 17,000-year history of Andean climatic and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru.
- Bush, M.B., Miller, M.C., De Oliveira, P.E., Colinvaux, P.A., 2002. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. *J. Paleolimnol.* 27, 341–352.
- Bush, M.B., Silman, M.R., Urrego, D.H., 2004a. 48,000 Years of Climate and Forest Change in a Biodiversity Hot Spot. *Science* 303, 827–9.
- Bush, M.B., Silman, M.R., Urrego, D.H., 2004b. 48,000 years of climate and forest change in a biodiversity hot spot. *Science* 303, 827–9.
- Caputo, M.V., Rodriguez, R., D.N.N., V., 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização, in: SBG, Congr. Brasil. Geol., 26°. Belém, pp. 35–46.

- Cárdenas, M.L., Gosling, W.D., Sherlock, S.C., Poole, I., Pennington, R.T., Mothes, P., 2011. Response to Comment on “The Response of Vegetation on the Andean Flank in Western Amazonia to Pleistocene Climate Change.” *Science* (80-. ). 333.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d’Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1411.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–4.
- Clark, P.U., Seltzer, G.O., Hostetler, S.W., Clark, P.U., Goodman, A.Y., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Mark, B.G., Benson, L. V., Dyke, A.S., McCabe, A.M., Clark, P.U., Vorren, T.O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S., Lovlie, R., Blunier, T., Stuiver, M., Grootes, P.M., Wang, Y.J., Johnsen, S.J., Blunier, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Brook, E.J., Anandakrishnan, S., Gosse, J.C., Klein, J., Evenson, E.B., Lawn, B., Middleton, R., Phillips, F.M., Thackrey, G.D., Hicock, S.R., Lian, O.B., Sturchio, N.C., Pierce, K.L., Murrell, M.T., Sorey, M.L., Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Seltzer, G.O., Baker, P.A., Klein, A.G., Hostetler, S.W., Clark, P.U., Benson, L. V., Phillips, F.M., Mercer, J.H., Palacios, M.O., Clayton, J.D., Clapperton, C.M., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Goodman, A.Y., Alley, R., Brook, E., Anandakrishnan, S., Broecker, W.S., Denton, G.H., 2002. Early deglaciation in the tropical Andes. *Science* 298, 7; discussion 7.
- CLIMAP, 1976. Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction (CLIMAP) Project Member. The surface of the Ice-Age Earth, *Science*. *Science* (80-. ). 191, 1131–1137.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angélica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T., 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *CATENA* 76, 70–77.
- Cohen, M.C.L., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., Friaes, Y.S., Oliveira, P.E., 2014. Late Pleistocene Glacial Forest of Humaitá-Western Amazonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 37–47.

- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Harwood Academic Publishers, Dordrecht.
- Colinvaux, P.A., Bush, M.B., Steinitz-Kannan, M., Miller, M.C., 1997. Glacial and Postglacial Pollen Records from the Ecuadorian Andes and Amazon. *Quat. Res.* 48, 69–78.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., 2001. Amazon plant diversity and climate through the Cenozoic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 166, 51–63.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Bush, M.B., 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quat. Sci. Rev.* 19, 141–169.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Moreno, J.E., Miller, M.C., Bush, M.B., 1996a. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. *Science* (80-). 274, 85–88.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Moreno, J.E., Miller, M.C., Bush, M.B., 1996b. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. *Science* (80-). 274, 85–88.
- Colinvaux, P.A., Liu, K.-B., de Oliveira, P., Bush, M.B., Iller, M.C., Annan, M.S., 1996. Temperature depression in the lowland tropics in glacial times. *Clim. Change* 32, 19–33.
- Constantine, J.A., Dunne, T., 2008. Meander cutoff and the controls on the production of oxbow lakes. *Geology* 36, 23.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B., Sifeddine, A., Lacerda, L.D., Silva Filho, E.V., Gueiros, B., Potty, Y.P., Santelli, R.E., Pádua, E.O., Patchinelam, S.R., 2011. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299, 426–436.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–66.

- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Amazonas. Bol. Geociências da Petrobras 1, 47–55.
- D’Apolito, C., Absy, M.L., Latrubesse, E.M., 2013. The Hill of Six Lakes revisited: new data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. *Quat. Sci. Rev.* 76, 140–155.
- Davis, M.B., 2000. Palynology after Y2K — Understanding the source area of pollen in sediments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* 28, 1–18.
- Davis, M.B., Brubaker, L., Webb, L., 1973. Calibration of absolute pollen influx, in: Birks, H.J.B., West, R.G. (Eds.), *Quaternary Plant Ecology*. Blackwell Science, Oxford, pp. 9–25.
- Davis, M.B., Deevey, E.S., 1964. Pollen Accumulation Rates: Estimates from Late-Glacial Sediment of Rogers Lake. *Science* 145, 1293–5.
- Denton, G.H., Hughes, T.J., 2002. Reconstructing the Antarctic Ice Sheet at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 193–202.
- Duller, G.A.T., 2004. Luminescence dating of quaternary sediments: recent advances. *J. Quat. Sci.* 19, 183–192.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, J.E.F., Silva, L.M., L.M.F., D., Matsuda, N.S., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Solimões. Bol. Geociências da PETROBRAS 8, 17–45.
- Faegri, K., 1971. The preservation of sporopollenin membranes under natural conditions, in: Brooks, J., Grant, P.R., Muir, M., Gijzel, P.V., Shaw, G. (Eds.), *Sporopollenin*. Academic Press, London, New York, pp. 256–270.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analyses*. John Wiley and Sons.
- França, M.C., Francisquini, M.I., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Guimarães, J.T.F., Smith, C.B., 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon : Impact of climate and/or relative sea-level changes. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 187, 50–65.

- Furlow, J., Furlow, J., 1979. The systematics of the American species of *Alnus* (Betulaceae) [concl.]. *Rhodora* 81, 151–248.
- GALBRAITH, R.F., ROBERTS, R.G., LASLETT, G.M., YOSHIDA, H., OLLEY, J.M., 1999. OPTICAL DATING OF SINGLE AND MULTIPLE GRAINS OF QUARTZ FROM JINMIUM ROCK SHELTER, NORTHERN AUSTRALIA: PART I, EXPERIMENTAL DESIGN AND STATISTICAL MODELS. *Archaeometry* 41, 339–364.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V., Claussen, M., 1998. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature* 391, 351–356.
- Gasse, F., Van Campo, E., 1998. A 40,000-yr Pollen and Diatom Record from Lake Tritrivakely, Madagascar, in the Southern Tropics. *Quat. Res.* 49, 299–311.
- Goh, K.M., 1978. Removal of contaminants to improve the reliability of radiocarbon dates of peats. *J. Soil Sci.* 29, 340–349.
- Gosling, W.D., Mayle, F.E., Tate, N.J., Killeen, T.J., 2009. Differentiation between Neotropical rainforest, dry forest, and savannah ecosystems by their modern pollen spectra and implications for the fossil pollen record. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 153, 70–85.
- Grindrod, J., 1988. The palynology of holocene mangrove and saltmarsh sediments, particularly in Northern Australia. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 55, 229–245.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Anc. TL* 29, 5–8.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G., Rubenstone, J.L., 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science* 263, 663–5.
- Haberle, S., 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records, in: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus,

- A., Peterson, L.C. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, pp. 381–396.
- Haffer, J., Prance, G.T., 2001. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. *Amazoniana*.
- Hager, W.H., Hutter, K., 1984. Approximate treatment of plane channel flow. *Acta Mech.* 51, 31–48.
- Hammen, T. Van Der, Hooghiemstra, H., 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia & 19.
- Harper, C., 1984. Improved methods of facies sequence analysis. *Facies Model*.
- Havinga, A.J., 1967. Palynology and pollen preservation. *Rev. Paleobotany Palynol.* 2, 81–98.
- Hayakawa, E.H., Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Huybrechts, P., 2002. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.* 21, 203–231.
- Irion, G., 1982. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. *Trop. Ecol.* 23, 76–85.
- Janssen, C.R., 1966. Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous deciduous forests of northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. *Ecology* 47, 804–825.
- Jeong, G.Y., Cheong, C.-S., Choi, J.-H., 2007. The effect of weathering on optically stimulated luminescence dating. *Quat. Geochronol.* 2, 117–122.
- Keshavarzi, A., Habibi, L., 2005. Optimizing water intake angle by flow separation analysis. *Irrig. Drain.* 54, 543–552.

- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L., 1999. Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quat. Sci. Rev.* 18, 63–84.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology* 44, 241–257.
- Law, S.W., Reynolds, A.J., 1966. Dividing flow in an open channel. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng* 92, 207–231.
- Ledru, M.-P., 1993. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quat. Res.* 39, 90–98.
- Ledru, M.-P., Cordeiro, R.C., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Turcq, B., 2001. Late-Glacial Cooling in Amazonia Inferred from Pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. *Quat. Res.* 55, 47–56.
- Ledru, M.-P., Salgado-Labouriau, M.L., Lorscheitter, M.L., 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 99, 131–142.
- Leroux, M., 1993. The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Glob. Planet. Change* 7, 69–93.
- Li, Z., Zhang, Z., Li, J., Zhang, Y., Liu, L., Fan, H., Li, G., 2008. Pollen distribution in surface sediments of a mangrove system, Yingluo Bay, Guangxi, China. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 152, 21–31.
- Liu, K., Colinvaux, P.A., 1985. Forest changes in the Amazon Basin during the last glacial maximum. *Nature* 318, 556–557.
- Macedo, R.B., 2009. Análise palinológica de um testemunho holocênico em Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Brasil. Federal University of Rio Grande do Sul.
- Markgraf, V., D'Antoni, H.L., 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press, Tucson.



- Maslin, M.A., Ettwein, V.J., Boot, C.S., Bendle, J., Pancost, R.D., 2012. Amazon Fan biomarker evidence against the Pleistocene rainforest refuge hypothesis? *J. Quat. Sci.* 27, 451–460.
- Maslin, M.A., Ettwein, V.J., Wilson, K.E., Guilderson, T.P., Burns, S.J., Leng, M.J., 2011. Dynamic boundary-monsoon intensity hypothesis: evidence from the deglacial Amazon River discharge record. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3823–3833.
- Mayle, F.E., Beerling, D.J., 2004. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 214, 11–25.
- Mayle, F.E., Burbridge, R., Killeen, T.J., 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science* 290, 2291–4.
- Mayle, F.E., Burn, M.J., Power, M., Urrego, D.H., 2009. *Vegetation and Fire at the Last Glacial Maximum in Tropical South America*. Springer Netherlands, pp. 89–112.
- Mosblech, N.A.S., Bush, M.B., Gosling, W.D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B.G., Curtis, J., van Woesik, R., 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nat. Geosci.* 5, 817–820.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiat. Meas.* 37, 377–381.
- Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H., Maemoku, H., 2000. Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Mar. Geol.* 167, 85–103.
- Paduano, G.M., Bush, M.B., Baker, P.A., Fritz, S.C., Seltzer, G.O., 2003. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 194, 259–279.
- Pessenda, L.C.R., De Oliveira, P.E., Mofatto, M., de Medeiros, V.B., Francischetti Garcia, R.J., Aravena, R., Bendassoli, J.A., Zuniga Leite, A., Saad, A.R., Lincoln Etchebehere, M., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil

- since 28,000 <sup>14</sup>C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quat. Res.* 71, 437–452.
- Pessenda, L.R., Gouveia, S.M., Aravena, R., 2001. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with (super <sup>14</sup>) C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*.
- Piperno, D.R., Bush, M.B., Colinvaux, P.A., 1990. Paleoenvironments and human occupation in late-glacial Panama. *Quat. Res.* 33, 108–116.
- Pollard, D., DeConto, R.M., 2009. Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature* 458, 329–32.
- Prescott, J.R., Stephan, L.G., 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependences. *PACT* 6, 17–25.
- Punyasena, S.W., Dalling, J.W., Jaramillo, C., Turner, B.L., 2011. Comment on ‘‘The response of vegetation on the Andean flank in western Amazonia to Pleistocene climate change’’. *Science* 333, 1825; author reply 1825.
- Räsänen, M., Salo, J., Kalliola, R., 1987. Fluvial perturbation in the western Amazon basin: regulation by long term sub-Andean tectonics. *Science* (80- ). 238, 1398–1401.
- Reese, C.A., Liu, K.-B., 2005. A modern pollen rain study from the central Andes region of South America. *J. Biogeogr.* 32, 709–718.
- Reimer, P., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Rind, D., 2000. Relating paleoclimate data and past temperature gradients: Some suggestive rules. *Quat. Sci. Rev.* 19, 381–390.
- Rossetti, D.F., Cohen, M.C.L., Tatumi, S.H., Sawakuchi, A.O., Cremon, É.H., Mittani, J.C.R., Bertani, T.C., Munita, C.J.A.S., Tudela, D.R.G., Yee, M., Moya, G., 2015. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sediment. Geol.* 330, 1–15.

- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Miranda, M.C.C., 2008. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. *J. Quat. Sci.* 23, 121–135.
- Rossetti, D.F., Toledo, P.M., Góes, A.M., 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quat. Res.* 63, 78–89.
- Roubik, D.W., Moreno, J.E., 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island. Missouri Botanical Garden.
- Rull, V., 2013. Palaeoclimates and Amazon biodiversity. *J. Biogeogr.* 40, 1413–1414.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro.
- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeiro, C., Soubiès, F., Cordeiro, R.C., Suguio, K., 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 168, 221–235.
- Sifeddine, A., Fröhlich, F., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Soubiès, F., Turco, B., Suguio, K., Volkmer-Ribeiro, C., 1994. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *Compte Rendus l'Academie des Sci.* 318, 1645–1652.
- Smith, J.A., Seltzer, G.O., Farber, D.L., Rodbell, D.T., Finkel, R.C., 2005. Early local last glacial maximum in the tropical Andes. *Science* 308, 678–81.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., Bonani, G., 1995. Cooling of Tropical Brazil (5{degrees}C) During the Last Glacial Maximum. *Science* 269, 379–83.
- Stute, M., Talma, A.S., 1998. Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gases and  $\delta^{18}\text{O}$ , Stampriet aquifer, Namibia.
- Sugita, S., 1994. Pollen representation of vegetation in quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *J. Ecol.* 82, 881–897.

- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.B., 1995. Late glacial stage and holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* (80-. ). 269, 46–50.
- Urrego, D.H., Silman, M.R., Bush, M.B., 2005. The Last Glacial Maximum: stability and change in a western Amazonian cloud forest. *J. Quat. Sci.* 20, 693–701.
- Van der Hammen, T., 2000. Aspectos de historia y ecología de la biodiversidad norandina y amazónica. *Rev. la Acad. Colomb. Ciencias Exactas, Físicas y Nat.* 24, 231–245.
- Van der Hammen, T., Absy, M.L., 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 109, 247–261.
- Van Meerbeeck, C.J., Renssen, H., Roche, D.M., 2009. How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? – Perspectives from equilibrium simulations. *Clim. Past* 5, 33–51.
- Vidotto, E., Carlos, L., Pessenda, R., Ribeiro, A.D.S., De, H.A., Bendassolli, J.A., 2007. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno , através de estudos isotópicos e fitossociológicos 37, 385–400.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, in: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 1–14.
- Webb, R.S., Rind, D.H., Lehman, S.J., Healy, R.J., Sigman, D., 1997. Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature* 385, 695–699.
- Weber, M.E., Clark, P.U., Ricken, W., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., Kuhn, G., 2011. Interhemispheric ice-sheet synchronicity during the Last Glacial Maximum. *Science* 334, 1265–9.
- Weng, C., Bush, M.B., Chepstow-Lusty, A.J., 2004a. Holocene changes of Andean alder (*Alnus acuminata*) in highland Ecuador and Peru. *J. Quat. Sci.* 19, 685–691.

- Weng, C., Bush, M.B., Silman, M.R., 2004b. An analysis of modern pollen rain on an elevational gradient in southern Peru. *J. Trop. Ecol.* 20, 113–124.
- Weng, C., Hooghiemstra, H., Duivenvoorden, J.F., 2006. Challenges in estimating past plant diversity from fossil pollen data: statistical assessment, problems, and possible solutions. *Divers. Distrib.* 12, 310–318.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 377–392.
- Xu, Q., Tian, F., Bunting, M.J., Li, Y., Ding, W., Cao, X., He, Z., 2012. Pollen source areas of lakes with inflowing rivers: modern pollen influx data from Lake Baiyangdian, China. *Quat. Sci. Rev.* 37, 81–91.
- Ybert, J.P., 1992. Ancient lake environments as deduced from pollen analysis, in: DeJoux, C., Iltis, A. (Eds.), *Lake Titicaca: A Synthesis of Limnological Knowledge*. Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 49–62.

## CÁPITULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos de campo e atividades de laboratório realizadas no âmbito deste trabalho de mestrado permitiu descrever perfis estratigráficos baseados na sua granulometria, estruturas sedimentares, conteúdo polínico e datações por C-14. No testemunho PV-58 foi observado um ciclo granocrescente ascendente, o qual se inicia em depósitos de lama com laminação paralela e finaliza com depósitos de areia maciça. As associações de fácies sugerem a presença de um canal ativo que depositou um pacote de areia maciça de 1,5 m de espessura recobrimdo uma planície de inundação, onde em seguida ocorre a instalação de um lago gerado pelo abandono de um meandro (*oxbow lake*), que são geralmente preenchidos por material argiloso.

A espessura do depósito lacustre chega a aproximadamente 10 m, sendo muitas vezes interrompido por depósitos de rompimento de dique marginal (*crevasse*), que se tornam mais espessos em direção ao topo. Essas interrupções podem representar fases de máximo afogamento dos sistemas aluviais.

Deve ser ressaltado que tal dinâmica sedimentar criou um ambiente favorável a preservação polínica e conseqüentemente o registro de uma paleovegetação que sugere uma significativa queda nas temperaturas em um âmbito regional durante o Máximo Glacial do Pleistoceno. Essa mudança climática permitiu a expansão da vegetação típica do clima frio dos Andes em direção as áreas de planícies topograficamente baixas do oeste da Amazônia. Esse estudo corrobora com trabalhos prévios (p.ex. Cohen *et al.*, 2014) e reforça noção de sensibilidade das diferentes unidades de vegetação que compõe a Amazônia diante das mudanças climáticas. Esses dados contribuem não apenas para uma análise mais robusta dos impactos das mudanças climáticas na Floresta Amazônica, mas também subsidiam os modelos de projeção dos impactos do recente aquecimento global sobre as diferentes grupos de espécies vegetais que atualmente dominam a Amazônia.

## REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A.N. 1997. A formação Boa Vista: Significado geomorfológico e geoecológico no contexto do relevo de Roraima, p.267-293. In: *Homem, ambiente e ecologia no Estado de Roraima* (R.I. Barbosa, E.J.G. Ferreira e E.G. Castellón, Eds.) Editora do Inpa, Manaus. 613p.
- Ab'Saber, A.N., 2002. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. *Estudos Avançados*. 16 (45): 7-30.
- Absy, M.L., Clief, A., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifeddine, A., Silva, F.D., Soubiès, F., Suguio, K.T. & Van Der Hammen, T. 1991. Mise em évidence de Quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de L'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus Academie des Sciences Paris, Series II* 312:673-678.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- Almeida, L.F.G. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.7, p.175-1974.
- Alves D.B., Mizusaki A.M.P., Wanderley Filho J.R. 2002. Soleira de diabásio da Bacia do Solimões. In: SBG/NO, Simp. Vulcan. Amb. Assoc., 2, Belém, *Boletim de resumos*, p.52.
- Begon, M., J. L. Harper, and C. R. Townsend. 1996. *Ecology: Individuals, Populations and Communities*. 3rd ed. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Behling, H. & Costa, M. L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, vol. 53, pp. 369-377.
- Behling, H. & Costa, M.L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará state, eastern Amazonia. *Review of Paleobotany and Palynology*. 114, 145-155.

- Bertani, T.C. Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia brasileira. 104p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE, 2011.
- Bertani, T.C.; Rossetti, D.F.; Hayakawa, E.H.; Cohen, M.C.L.; 2014. Understanding fluvial rias based on a Late Pleistocene–Holocene analog. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 285–426.
- Bispo, P. C. Dados geomorfológicos como subsídio ao mapeamento da vegetação. 2007. 128 p. (INPE-14813-TDI/1255). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.
- Brasil, 1978. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20 Purus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro.
- Brush, G.S., Brush, L.M.J., 1972. Transport of pollen in a sediment laden channel: a laboratory study. *Am. J. Sci.* 272, 359–381.
- Bush, M. B. & P. E. Oliveira, 2006. The rise and fall of the refugial hypothesis of Amazonian speciation: a paleoecological perspective. *Biota Neotropica* 6(1): 1-17.
- Bush, M. 2004. Amazonian speciation: a necessarily complex model. *J Biogeogr* 21, 5–17.
- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., Wiemann, M.C., Piperno, D.R., Liu, K., 1990. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quat. Res.* 34, 330–345.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and palaeogeography of Northern basins of Brazil*. Unpublished PhD thesis. University of California, Santa Barbara, 583pp.
- Caputo, M.V.; Silva, O.B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: Gabaglia; G. P. R.; Milani; E.J. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: CENPES, 1990. p. 169-192.



- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Scott, L.D. & Auler, A.S. (2013) Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, 4, 1411.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., 2005. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little ice age. *Review of Palaeobotany and Palynology* 136, 93–108.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angelica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T., 2008. Wetland dynamics of Marajo Island, northern Brazil during the last 1000 years, *Catena* 76, 70-77.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., Smith, C.B., Matos, H.R.S., Vedel, V., 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* 18, 1-15.
- Cohen, M.C.L.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.R.; Friaes, Y.S.; Oliveira, P.E. 2014. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá—Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 37-47.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Moreno, J.E., 1999. A palynological history of the Amazon rainforest through glacial cycles. *Acta palaeontologica Romaniaae*, V.2, p. 99-103.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Bush, M.B., 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypothesis. *Quat. Sci. Rev.* 19, 141–169.
- Colinvaux, P.A., Irion, G., Räsänen, M.E., Bush, M.B. & Nunes de Mello, J.A.S. 2001. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. *Amazoniana*. 16:609-646.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E. 2001. Amazon plant and climate through the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 51-63.
- Colinvaux, P.A. 1989. The past and future Amazon. *Scientific American*:101-108.
- Cordani, U.G; Brito Neves, B.B; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com eventos tectônicos

das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRAS. *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, v.15, p.27-34

Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):47-55.

Davis, M.B., 2000. Palynology after Y2K—understanding the source area of pollen in sediments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 1–18.

Eiras, J. F., Becker, C. R., Souza, E. M., Gonzaga, F. G., Silva, J. G. F., Daniel, L. M. F., Matsuda, N. S., Feijó, F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro: *CENPES*, v. 8, n. 1, p. 17-45.

Erdtman, G. 1952. Pollen morphology and plant taxonomy – Angiosperms. Almqvist & Wiksell, Stockholm.

Faccini, U. F.; Paim, P. S. G. 2001. Estratigrafia de Sequencias em Depósitos Continentais. In: Ribeiro, H. J. P. S. (Org.). *Estratigrafia de Sequencias: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo – RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Fairchild, T. R.; Teixeira, W.; Babinski Farias, R. F. 2002. A química do tempo: carbono-14. *QNEESC*, v.16, 6-8, Novembro.

Friedman GM, Sanders JE. 1978. *Principles of Sedimentology*. Wiley: New York, 792p.

Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V., and Claussen, M. 1998. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity, *Nature*, 391, p.351-356

Gasse, F. and Van Campo, E. 1998. A 40,000-yr pollen and diatom record from Lake Tritrivakely, Madagascar, in the southern tropics, *Quaternary Res.*, 49, p.299–311

Gentry, A.H. 1982. Neotropical floristic diversity: phytogeographical connections between Central and South America, Pleistocene climatic fluctuations, or an accident of the Andean orogeny? *Ann MO Bot Gard* 69, 557–593.

- Goslar, T., Arnold, M., Tisnerat-Laborde, N., Czernik, J., Wieckowski, K., 2000. Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. *Nature* 42, 877–880.
- Gottsberger, G. & I. Silberbauer -Gottsberger, 2006. Life in the Cerrado - *a South American tropical seasonal ecosystem*: v. 1: 1-277. Reta Verlag, Ulm.
- Haffer, J., 1967. Zoogeographical notes on the “nonforest” lowland bird faunas of northwestern South America. *El Hornero* 10(4): 315-333.
- Haffer, J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science* 165:131-137.
- Haffer, J., 1974. Avian speciation in tropical South America, with a systematic survey of the toucans (Ramphastidae) and jacamars (Galbulidae). *Publications of the Nuttall Ornithological Club* 14: 1-390.
- Haffer, J. & Prance, G.T. 2001. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: On the refuge theory of biotic differentiation. *Amazoniana*. 16:579-608.
- Hall, D. O.; Rao, K. K. 1980. Fotossíntese. São Paulo: Pedagógica e Universitária. 89 p.
- Hauck, P. A Teoria dos Refúgios Florestais e sua relação com a extinção da megafauna Pleistocênica: Um estudo de caso. *Estudos Geográficos (UNESP)*, v. 5, p. 121-134, 2008.
- Hayakawa, E. H.; Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M. 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 297, p. 262-270
- Hoorn C. 1993. Miocene incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonian: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105:267-309.
- Horn, C. and Wesseling, F. 2010. Introduction. In: Hoorn, C. e Wesseling, F. *Amazonia: landscape and species evolution, a look into the past*. Oxford: Wiley-Blackwell.

- Howard, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, v.5, n.11, p.2246-2259, 1967.
- Hooghiemstra, H., Van der Hammen, T., 1998. Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview. *Earth-Science Reviews*. 44, 147-183.
- Huntley, B., Green, R.E., Collingham, Y.C., Hill, J.K., Willis, S.G., Bartlein, P.J., Cramer, W., Hagemeyer, W.J.M. & Thomas, C.J. 2004. The performance of models relating species geographical distributions to climate is independent of trophic level. *Ecology Letters* 7: 417-426.
- Jaramillo, C., Ochoa, D., Contreras, L., Pagani, M., Carvajal, H., Pratt, L.M., Krishnan, S., Cardona, A., Romero, M., Quiroz, L., Rodriguez, G., Rueda, M.J., de la Parra, F., Moron, S., Green, W., Bayona, G., Montes, C., Quintero, O., Ramirez, R., Mora, G., Schouten, S., Bermudez, H., Navarrete, R., Parra, F., Alvarán, M., Osorno, J., Crowley, J.L., Valencia, V., Vervoort, J., 2010. Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on neotropical vegetation. *Science*. 330, 957-961.
- Kotz, J.C. and Treichel Jr., P. 1999. Chemistry & chemical reactivity. Nova Iorque: Saunders College Publishing.
- Lal, D., 1988. Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic-ray production rates of isotope. In: Castagnoli, G.C. (Ed.), *Solar-Terrestrial Relationships and the Earth Environment in the Last Millennia*. North-Holland, Amsterdam; New York, pp. 216-233.
- Latrubesse, E.M., 2002. Evidence of Quaternary palaeohydrological changes in middle Amazônia: the Aripuanã-Roosevelt and Jiparaná fans. *Z. Geomorphol.* 129, 61-72.
- Ledru, M.P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quat. Res.* 39, 90-98.
- Libby, W.F., Anderson, E.C. & Arnold, J.R., 1949. Age Determination by Radiocarbon Content- World-Wide Assay of Natural Radiocarbon. - *Science*, 109: 227-228.

- Liu, K.-B., Colinvaux, P.A., 1985. Forest changes in the Amazon basin during the last glacial maximum. *Nature*. 318, 556–557.
- Magnusson, W. E., A. P. Lima , A. L. K. M. Albernaz , T. M. Sanaiotti & J. L. Guillaumet , 2008. Composição florística e cobertura vegetal das savanas na região de Alter do Chão, Santarém - PA. *Revista Brasileira de Botânica*. 31(1): 165-177.
- Melhem, T.S., Cruz-Barros, M.A.V., Corrêa, A.M.S., Makino-Watanabe, H., Silvestre-Capelato, M.S.F. & Golçalves-Esteves, V.L. 2003. Variabilidade Polínica em Plantas de Campos do Jordão (São Paulo, Brasil). *Boletim do Instituto de Botânica de São Paulo*. 16: 1-104.
- Miranda , I. S. & M. L. Absy , 2000. Fisionomia das savanas de Roraima, Brasil. *Acta Amazonica* 30(3): 423-440.
- Moore PD, Webb JA, Collinson ME. 1991. *Pollen Analysis*. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, London.
- Nogueira, A.C.R., Silveira, R., Guimarães, J.T., 2013. Neogene Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences* 46, 89–99.
- Pessenda, L.C.R., De Oliveira, P.E., Mofatto, M., De Medeiros, V.B., Garcia, R.J.F., Aravena, R., Bendassoli, J.A., Leite, A.Z., Saad, A.R., Etchebehere, M.L., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in Southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quat. Res.* 71, 437–452.
- Pezzo, M. Univerciência. Dezembro, 2002
- Pires, J. M. & G. T. Prance, 1985. The vegetation types of the Brazilian Amazon. In: G. T. Prance & T. E. Lovejoy (Eds.): *Key environments: Amazonia*: 109-145. Pergamon Press, Oxford.
- Potter P.E. 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *J. South Am. Earth Sci.*,10: 331-334.

- Prance, G. T., 1978. The origin and evolution of the Amazon flora. *Interciencia* 3(4): 207-222.
- Prance, G.T. 1982. *Biological Diversity in the Tropics*. Columbia University Press, New York.
- Prance, G. T., 1987. Vegetation. In: T. C. WHITMORE & G. T. PRANCE (Eds.): *Biogeography and Quaternary history in tropical America*: 28-45. Clarendon Press, Oxford.
- Putman, R. J. 1994. *Community ecology*. London: Chapman & Hall. 178p.
- RADAMBRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto Radam Brasil*. Folhas SB-20; SC-19 e SC-20: geologia, geomorfologia, pedologia e vegetação. Rio de Janeiro: DNPM, 1978.
- Ratter , J. A., S. Bridgewater & J. F. Ribeiro , 2006. Biodiversity patterns of the woody vegetation of the Brazilian Cerrado. In: R. T. Pennington , G. P. Lewis & J. A. Ratter (Eds.): *Neotropical savannas and seasonally dry forests: plant diversity, biogeography, and conservation*: 31-66. CRC Press, Boca Raton.
- Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.L., Ferreira, A.L., 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas (texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas). *Serv. Geol. Brasil-CPRM*, Manaus.
- Rossetti, D.F., Toledo, P.M., Góes, A.M., 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quat. Res.* 63, 78–89.
- Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M. 2007. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena*, v. 70, p. 253-265
- Rossetti, D. F.; Goes, A. M. 2008. Late quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó island. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 80, n. 3, p. 1-15

- Rossetti, D.F.; Almeida, S.; Amaral, D.; Lima, C. M.; Pessenda, L. 2010. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. *Journal of Vegetation Science*, v. 21, n. 1, p. 120-132
- Rossetti, D.F.; Cohen, M.C.L.; Tatumi, S.H.; Sawakuchi, A.O., Cremon, E.H.; Mittani, J.C.R.; Bertani, T.C.; Munita, C.J.A.S.; Tudela, D.R.G.; Yee, M.; Moya, G. 2015. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sedimentary Geology*. 330. p1–15
- Rull, V. 2008. Speciation timing and neotropical biodiversity: the Tertiary-Quaternary debate in the light of molecular phylogenetic evidence. *Mol Ecol*. doi:10.1111/j.1365-294X.2007.03789.x.
- Salati, E., Vose, P.B. (1984) Amazon Basin. A system in equilibrium. *Science* 225, 129–138.
- Salgado-Labouriau, M.L. 1961. Palinologia: fundamentos, técnicas e algumas perspectivas. *Rev. Bras. de Geografia*, 23(4): 695-717.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à Palinologia dos Cerrados. *Acad. Bras. de Ciências*, Rio de Janeiro, 291p.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1984 Reconstrucion de los Ambientes Atraves de los Granos de Polen. *Investigacion y Ciencia* (Spanish edition of the Scientific American), 96 septiembre, 3:6-17.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1994. *História Ecológica da Terra*. Ed. Edgar Blucher. São Paulo. 2ª Ed. 307 p.
- Salgado-Labouriau, M.L. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South América. *Journal of Quaternary Science*, 12(5):371-379.
- Salgado-Labouriau M.L 2001. Reconstruindo as comunidades vegetais e o clima no passado. *Revista Humanidades* 48: 24-40.
- Salo, J., 1987. Pleistocene forest refuges in the Amazon: evaluation of the biostratigraphical, lithostratigraphical and geomorphological data. *Ann. Zool. Fenn.* 24, 203–211.

- Sanaiotti, T. M., S. Bridgewater & J. A. Ratter, 1997. A floristic study of the savanna vegetation of the state of Amapá, Brazil, and suggestions for its conservation. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Botânica* 13(1): 3-29.
- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmerribeiro, C., Soubies, F., Cordeiro, R.C. & Suguio, K., 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: A sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 168:221-235.
- Smith, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds J. Collinson and J. Lewin), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 6, 155–168.
- Solomon, A.M., Blasing, T.J., Solomon, J.A., 1982. Interpretation of floodplain pollen in alluvial sediments from an arid region. *Quat. Res.* 18, 52–71.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., Bonani, G., 1995. Cooling of tropical Brazil (5 °C) during the last glacial maximum. *Science*. 269, 379–383.
- Stute, M. and Talma, A. S., 1998. Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gases and  $\delta^{18}O$ , Stampriet Aquifer, Namibia, in: *Isotope techniques in the study of environmental change, Proceedings series IAEA*, Vienna, 307–318.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.-b., 1995. Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huarasca, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Van der Hammen, T. & Absy, M.L. 1994. Amazon during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 247-261.
- Van der Hammen, T & Hooghiemstra H. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazônia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 725-742.
- Viadana, A.G. *A teoria dos refúgios florestais aplicada ao estado de São Paulo*. Edição do autor. Rio Claro, 2002.



- Webb, R.S., Rind, D.H., Lehman, S.J., Healy, R.J. & Sigman, D. 1997. Influence of ocean heat transport on the climate of the last glacial maximum. *Nature*, 385, 695-699.
- Xu, Q., Tian, F., Bunting, M.J., Li, Y., Ding, W., Cao, X., He, Z., 2012. Pollen source areas of lakes with inflowing rivers: modern pollen influx data from Lake Baiyangdian, China. *Quat. Sci. Rev.* 37, 81–91.