

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS HUMANAS E SOCIAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGEOG**

Matheus Silveira de Queiroz

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO COMPLEXO FLUVIAL DE MARIUÁ,
RIO NEGRO, BACIA AMAZÔNICA**

Manaus, 2022

MATHEUS SILVEIRA DE QUEIROZ

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO COMPLEXO FLUVIAL DE MARIUÁ,
RIO NEGRO, BACIA AMAZÔNICA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Filosofia, Ciências Humanas e Sociais da Universidade Federal do Amazonas como requisito final para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: José Alberto Lima de Carvalho

Manaus, 2022

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Q3d Queiroz, Matheus Silveira de
Dinâmica geomorfológica do complexo fluvial de Mariuá, rio Negro, bacia Amazônica / Matheus Silveira de Queiroz . 2022
119 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: José Alberto Lima de Carvalho
Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Rios anabranching . 2. Ilhas fluviais. 3. Rio Negro. 4. Bacia Amazônica. I. Carvalho, José Alberto Lima de. II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

MATHEUS SILVEIRA DE QUEIROZ

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO COMPLEXO FLUVIAL DE MARIUÁ, RIO
NEGRO, BACIA AMAZÔNICA**

BANCA EXAMINADORA

Presidente: Prof. Dr. José Alberto Lima de Carvalho

1º Avaliador: Prof. Dr. Rogério Ribeiro Marinho

2º Avaliador: Profa. Dra. Neliane de Sousa Alves

Manaus, 2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu bem maior, minha família, principalmente minha mãe, Malu Silveira, e minha irmã, Juliana Queiroz.

Ao meu orientador, José Alberto Lima de Carvalho, pelo incentivo em todas as dificuldades.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo durante os dois anos da pesquisa.

Aos amigos que me acompanharam no trabalho de campo Camila Fuziel e Nalberto Souza que encararam junto comigo todas as dificuldades que um trabalho na Amazônia pode proporcionar. E as amigas da UFAM Kenya Sousa e Gabriela Mendonça por todo o suporte e dicas sobre o desenrolar do trabalho.

Às minhas amigas Camilla Moraes, Clarice Virgínia, Tainah Valois e Vivian Barbosa por todo o incentivo nos momentos de desânimo. E aos amigos da Universidade do Estado do Amazonas Matheus Areb e Sayane Santos por todo o apoio durante esses dois anos de pesquisa.

Ao professor Rogério Marinho, do departamento de Geografia da Universidade Federal do Amazonas - UFAM, por todas as sugestões e dicas para a melhoria desta dissertação.

Ao professor Antonio Fábio Sabbá Guimarães Vieira por permitir o uso do laboratório para análise dos sedimentos e ao técnico do laboratório pelo auxílio nos procedimentos técnicos.

RESUMO

O complexo fluvial de Mariuá é uma das maiores maravilhas geomorfológicas do mundo, está localizado no médio curso do rio Negro, bacia Amazônica, com uma área aproximada de 4.000 km², distante aproximadamente 400 km da confluência com o rio Solimões. É considerado o maior arquipélago fluvial do mundo com um intrincado padrão anabranching e formas fluviais que variam de ilhas, lagos, planície de inundação e terraço fluvial. Esta dissertação tem como objetivo compreender a geomorfologia fluvial do complexo fluvial de Mariuá. Para isto, foram analisados parâmetros da dinâmica fluvial como o regime de cotas, descarga líquida, velocidade de fluxo, sedimentos em suspensão e variação da declividade do espelho d'água. Para análise geomorfológica foram realizados mapeamentos da paisagem nos períodos de águas baixas e altas em escala 1:800.000 e, segmentando o arquipélago em cinco trechos, 1:185.000, com isto foram analisados as unidades geomorfológicas (barras de areia, ilhas, lagos, planície interna, planície de inundação e terraço fluvial), para apoiar a análise foram calculados o índice de sinuosidade do canal, o índice anabranching e realizadas 9 perfis batimétricos em diferentes ambientes fluviais. Por fim, foram coletadas 30 amostras de sedimentos em 16 pontos de análise (barras de areia, ilhas, planície interna e planície de inundação), foi realizada a análise granulométrica utilizando no método da pipeta. A dinâmica do regime de cotas no complexo apresenta pico de cheia ocorre entre os meses de junho e julho, enquanto o pico de vazante em Serrinha (montante) e Barcelos (dentro) ocorre entre dezembro-janeiro e em Moura (jusante) em novembro. A descarga líquida média anual a montante do complexo (Serrinha) é de 16.671 m³ s⁻¹, enquanto que a baixa velocidade de fluxo e declividade do espelho d'água indicam uma baixa predisposição à erosão e sedimentação de material fino no complexo. É possível notar uma grande variação nas formas fluviais entre os dois extremos hidrológicos, com as ilhas perdendo grande parte da sua área e os lagos aumentando significativamente a área durante o período da cheia, enquanto que na vazante pode-se mapear barras de areia com extensão superior a 3 km. Os canais do arquipélago, analisando a relação largura-profundidade, são profundos e largos, e a complexidade do arquipélago é alta, principalmente no último trecho, onde torna-se difícil a localização do canal principal dada a quantidade de ilhas, largura do vale e ramificações do canal principal. As ilhas e do complexo, no diagrama de Flemming, se aproximam mais da extremidade siltosa, indicando que o material fino é o mais presente na composição granulométrica dessas formas. Algumas ilhas possuem uma maior porcentagem de material arenoso, isto pode indicar estabilização mais recente, indicando que as ilhas do complexo ainda estão em processo de expansão. As barras de areia apresentam na sua composição predominantemente areia fina, além disto nota-se seixo como material de fundo, levanta-se a hipótese que atualmente a hidrodinâmica do rio Negro não possui capacidade de transportar esse tipo de material. Destaca-se dois processos de evolução sedimentológica das ilhas de Mariuá. O primeiro é a estabilização de barras laterais, que pode unir duas ilhas diferentes ou aumentar a área de uma ilha pré-estabelecida; e o segundo é a estabilização de barras a jusante das ilhas.

Palavras-Chave: Rios Anabranching; Ilhas Fluviais; Rio Negro; Bacia Amazônica.

ABSTRACT

The Mariuá Complex is one of the greatest geomorphological wonders of the world, it is located in the middle Negro River, in the Amazon basin, with an area of 4,000 km², approximately 400 km from the confluence with the Solimões River. It is considered the largest river archipelago in the world with an intricate anabranching pattern and river shapes ranging from islands, lakes, floodplain and river terrace. This object of this study is to understand the fluvial geomorphology of the river complex of Mariuá. For this, parameters of fluvial dynamics such as the water level regime, water discharge, flow velocity, suspended sediments and variation of the slope of the water mirror were analyzed. For geomorphological analysis, mapping of the landscape was carried out in the periods of low and high water at a scale of 1:800,000 and, segmenting the archipelago into five reach, 1:185,000, with this the geomorphological units were analyzed (sand bars, islands, lakes, internal plain, floodplain and river terrace), to support the analysis, the channel sinuosity index, the anabranching index were calculated and 9 bathymetric profiles were performed in different river environments. Finally, 30 sediment samples were collected at 16 points of analysis (sand bars, islands, internal plain and floodplain), granulometric analysis was performed using the pipette method. The dynamics of the quota regime in the complex presents a peak of flood between the months of June and July, while the peak of ebb in Serrinha (upstream) and Barcelos (inside) occurs between December-January and in Moura (downstream) in November. The average annual water discharge upstream of the complex (Serrinha) is 16,671 m³ s⁻¹, while the low flow velocity and slope of the water surface indicate a low predisposition to erosion and sedimentation of fine material in the complex. It is possible to notice a great variation in the fluvial forms between the two hydrological extremes, with the islands losing a large part of their area and the lakes significantly increasing the area during the high-water period, while in the ebb one can map sand bars with extension greater than 3 km. The archipelago channels, analyzing the width-depth relationship, are deep and wide, and the complexity of the archipelago is high, especially in the last reach, where the location of the main channel becomes difficult due to the number of islands, width of the valley and main channel branches. The islands and the complex, in the Flemming diagram, are closer to the silty end, indicating that the fine material is the most present in the granulometric composition of these shapes. Some islands have a higher percentage of sandy material, this may indicate more recent stabilization, indicating that the islands of the complex are still in the process of expansion. The sand bars present predominantly fine sand in their composition, in addition to this, pebble is noted as a bottom material, it is hypothesized that currently the hydrodynamics of the Negro River does not have the capacity to transport this type of material. Two processes of sedimentological evolution of the islands of Mariuá stand out. The first is sidebar stabilization, which can join two different islands or increase the area of a pre-established island; and the second is the stabilization of bars downstream of the islands.

Key words: Anabranching Rivers; Islands; Rio Negro; Amazon Basin.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Sistemas de Ilhas formadas por processos de avulsão no rio Solimões, município de Uarini, Amazonas..... | 22 |
| Figura 2 a, b, c, d - Modelo de evolução de ilhas formadas por barras no baixo rio Solimões | 24 |
| Figura 3 - Fases de sedimentação no processo de formação de ilhas de barra central composta, tendo como origem a barra central e ilha nuclear | 26 |
| Figura 4 a, b - Evolução das ilhas lago..... | 27 |
| Figura 5 - Perfis esquemáticos na região do Baixo Rio Negro | 29 |
| Figura 6 - Localização do Arquipélago Fluvial de Mariuá, rio Negro, bacia Amazônica..... | 30 |
| Figura 7 - Seção Geológica Longitudinal da Bacia do Solimões..... | 31 |
| Figura 8 - Litologia da Região do Complexo de Mariuá | 33 |
| Figura 9 - Estratigrafia da Formação Içá no Neógeno | 34 |
| Figura 10 - Configuração Tectônica do Complexo Fluvial de Mariuá | 36 |
| Figura 11 - Classificação do Relevo do entorno do Complexo Fluvial de Mariuá..... | 39 |
| Figura 12 a, b, c, d - Sinuosidade, Largura, Declividade e Elevação dos canais da bacia do rio Negro | 41 |
| Figura 13 - Perfil Longitudinal de um trecho do Rio Negro..... | 42 |
| Figura 14 - Tipos de Solo do entorno do Complexo de Mariuá | 43 |
| Figura 15 - Distribuição da descarga líquida média na bacia do rio Negro | 47 |
| Figura 16 - Frequência de Sedimentos em Suspensão no Complexo de Mariuá..... | 49 |
| Figura 17 - Sedimentos em Suspensão nas Estações de Serrinha e Caracarái | 50 |
| Figura 18 - Espacialização da precipitação na bacia hidrográfica do rio Negro | 52 |
| Figura 19 - Reconstrução paleogeográfica de sedimentos e influxo de água na bacia amazônica durante o Mioceno Superior e do Plioceno até o presente | 53 |
| Figura 20 - Modelo de Evolução Esquemático do rio Negro desde o Glacial Superior até o Presente..... | 55 |
| Figura 21- Trajeto de Campo no complexo fluvial de Mariuá..... | 58 |
| Figura 22 - Localização das estações hidrométricas e pluviométricas analisadas..... | 59 |
| Figura 23 - Estações Altimétricas no Complexo Fluvial de Mariuá | 60 |
| Figura 24 a, b - Equipamentos e métodos utilizados na batimetria | 61 |
| Figura 25 - Pontos de batimetria e transparência da água no complexo de Mariuá | 62 |
| Figura 26 - Pontos de coleta de sedimentos no complexo | 65 |
| Figura 27 - Diagrama ternário para classificação textural e subdivisões hidrodinâmicas com base nas relações areia/silte/argila..... | 67 |
| Figura 28 - Nível Médio Normalizado das Estações de Serrinha, Barcelos e Moura.... | 69 |
| Figura 29 a, b – Dados de vazão e correlação vazão x cota na estação de Serrinha. 70 | |
| Figura 30 a, b – Dados de sedimentos em suspensão na Estação de Serrinha | 71 |
| Figura 31 a, b – Velocidade de Fluxo na Estação de Serrinha..... | 72 |
| Figura 32 - Variação Média da Elevação da Superfície da água nos períodos de água alta e baixa no complexo de Mariuá..... | 73 |
| Figura 33 - Paisagem do complexo fluvial de Mariuá no período de águas altas..... | 76 |
| Figura 34 – Paisagem do complexo fluvial de Mariuá no período de águas baixas..... | 76 |
| Figura 35 a, b, c, d – Ilhas Fluviais no Complexo de Mariuá..... | 80 |
| Figura 36 – Modelo esquemático de uma ilha do complexo | 81 |
| Figura 37 a, b, c, d – Barras Fluviais do complexo..... | 82 |

| | |
|--|----|
| Figuras 38 a, b - Perfis Esquemáticos dos Canais do Complexo de Mariuá..... | 83 |
| Figura 39 - Perfil Batimétrico do ponto 7 | 85 |
| Figura 40 – Perfil de Sedimentos do ponto 13 | 89 |
| Figura 41 a, b – Bioturbação nas ilhas do complexo de Mariuá | 90 |
| Figura 42 - Composição Granulométrica das ilhas do complexo de Mariuá | 91 |
| Figura 43 a, b, c, d – Série histórica de 1985 a 2022 indicando vegetação estável no ponto 5 | 92 |
| Figura 44 a, b – Ilha Arenosa (ponto de análise 5)..... | 93 |
| Figura 45 a, b - Planície de Inundação e planície interna no complexo fluvial de Mariuá | 95 |
| Figura 46 - Composição Granulométrica da planície de inundação e planície interna do complexo de Mariuá..... | 95 |
| Figura 47 - Perfil de Sedimentos do ponto 3..... | 96 |
| Figura 48 a, b - Barra de Areia no ponto 1 | 97 |
| Figura 49 - Composição Granulométrica das barras de areia do complexo fluvial de Mariuá..... | 98 |
| Figura 50 - Diagrama de Flemming do Complexo Fluvial de Mariuá..... | 99 |
| Figura 51 - Diagrama de Flemming do Complexo Fluvial de Anavilhanas | 99 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|---|----|
| Quadro 1- Diferentes tipos de rios anabranching..... | 19 |
| Quadro 2 - Datação por Carbono-14 dos terraços fluviais dos tributários do rio Negro (Alto curso) | 35 |
| Quadro 3 - Datação por C ¹⁴ das ilhas do complexo de Mariuá..... | 54 |
| Quadro 4 - Taxa de Sedimentação estimada para diferentes unidades fluviais do médio e baixo Rio Negro..... | 56 |
| Quadro 5 - Estações hidrométricas convencionais utilizadas e informações sobre conta (h), vazão (Q), sedimentos em suspensão (CSS), velocidade de fluxo (v) | 59 |
| Quadro 6 - Pontos de Análise das amostras de solo | 66 |
| Quadro 7 - Códigos-Letras e terminologia descritiva para as 25 classes texturais conforme a figura 22 | 68 |
| Quadro 8 - Relação w/d em diferentes rios do mundo | 87 |
| Quadro 9 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais das Ilhas do Complexo de Mariuá..... | 88 |
| Quadro 10 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais da planície de inundação e planície interna do Complexo de Mariuá | 94 |
| Quadro 11 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais das barras do Complexo de Mariuá..... | 97 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Lista dos grandes rios da Amazônia de acordo com a descarga média (Q_m) e com valores de Área de Drenagem (A_d), Descarga Específica (Q_{esp}), Descarga sedimentar (Q_s) e Produção de Sedimentos (P_{sed}) | 21 |
| Tabela 2 - Valores de Descarga Líquida dos afluentes do rio Negro que desaguam próximo ao complexo de Mariuá | 46 |
| Tabela 3 - Estações Virtuais Altimétricas Utilizadas | 61 |
| Tabela 4 - Características dos dados orbitais utilizados | 63 |
| Tabela 5 - Classificação de Canais quanto ao índice de sinuosidade..... | 64 |
| Tabela 6 - Escala Granulométrica | 67 |
| Tabela 7 - Transparência da água do rio Negro no complexo fluvial de Mariuá..... | 74 |
| Tabela 8 - Temperatura da água no complexo de Mariuá..... | 75 |
| Tabela 9 - Área das unidades fluviais durante os períodos de águas altas e baixas.... | 77 |
| Tabela 10 - Índice de Sinuosidade dos trechos do complexo de Mariuá | 78 |
| Tabela 11 - Índice Anabranching para o complexo fluvial de Mariuá | 78 |
| Tabela 12 - Largura do vale..... | 78 |
| Tabela 13 - Razão Largura x Profundidade | 86 |

Sumário

| | |
|--|----|
| INTRODUÇÃO | 14 |
| OBJETIVOS | 15 |
| Geral | 15 |
| Específicos | 15 |
| CAPÍTULO I - REFERENCIAL TEÓRICO | 16 |
| 1.1 Conceção Sistêmica | 16 |
| 1.2 Sistemas Fluviais | 18 |
| 1.3 Ilhas Fluviais: Gênese e Evolução | 21 |
| 1.3.1 Avulsão | 22 |
| 1.3.2 Estabilização barra de areia (barra central e barra central composta) | 23 |
| 1.3.3 Ilhas Lago | 26 |
| 1.3.4 Influência Estrutural | 28 |
| CAPÍTULO II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO | 30 |
| 2.1 Geologia | 30 |
| 2.1.1 Litoestratigrafia | 30 |
| 2.1.2 Tectônica Regional | 36 |
| 2.2 Geomorfologia | 38 |
| 2.3 Solos | 42 |
| 2.3.1 Latossolo Amarelo Distrófico | 43 |
| 2.3.2 Espodossolo Humilúvico Hidro-Hiperespesso | 44 |
| 2.3.3 Plintossolo | 44 |
| 2.3.4 Gleissolo Háptico Tb Distrófico | 45 |
| 2.3.5 Argilossolo Amarelo Alítico | 45 |
| 2.4 Hidrologia | 46 |
| 2.5 Regime de Precipitação | 51 |
| 2.6 Paleogeografia e Paleoclimatologia | 52 |
| CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS | 58 |
| 3.1 Trabalhos de Campo e Pesquisa Bibliográfica | 58 |
| 3.4 Estações Hidrométricas Convencionais | 58 |
| 3.5 Dados altimétricos | 59 |
| 3.2 Batimetria | 61 |
| 3.6 Mapeamento Geomorfológico | 62 |
| 3.7 Índice Anabranching e Índice de Sinuosidade | 64 |

| | |
|--|-----|
| 3.8 Coleta de Amostras de Sedimentos | 64 |
| CAPÍTULO IV – RESULTADOS E DISCUSSÕES | 69 |
| 4.1 Caracterização da Dinâmica Fluvial do Complexo Fluvial de Mariuá | 69 |
| 4.2 Análise Geomorfológica do Complexo Fluvial de Mariuá | 75 |
| 4.2.1 Batimetria..... | 83 |
| 4.3 Caracterização física dos sedimentos das ilhas, barras de areia e planície de inundação..... | 87 |
| 4.3.1 Ilhas Fluviais | 87 |
| 4.3.2 Planície de Inundação e Planície Interna..... | 94 |
| 4.3.3 Barras de Areia | 96 |
| 4.3.4 Diagrama de Flemming..... | 98 |
| CONSIDERAÇÕES FINAIS | 100 |
| REFERÊNCIAS..... | 102 |
| Apêndice I | 113 |
| Apêndice II | 118 |

INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do rio Negro possui uma área estimada em 700.000 km², drena os territórios de Colômbia, Venezuela e Brasil, além de florestas equatoriais, savanas (lavrado), campinarana e florestas de igapó. O rio Negro é o principal afluente da margem esquerda do rio Amazonas e é considerado o sexto maior rio em descarga líquida do mundo. Neste canal são formados os dois maiores arquipélagos fluviais do mundo (Mariuá, no médio curso, e Anavilhanas, no baixo curso) que são considerados grandes maravilhas geomorfológicas do mundo (LATRUBESSE; STEVAUX, 2015)

O complexo fluvial de Mariuá¹ tem uma área aproximada de 4.000 km² com mais de 1.400 ilhas fluviais, formando, junto com Anavilhanas, o maior sistemas de florestas inundadas (igapó) do mundo (LATRUBESSE; STEVAUX, 2015), possui uma diversidade de mais de 1.000 espécies de peixe (CHAO, 2001) e um ambiente geomorfológico formado por planícies de inundação, lagos, ilhas fluviais, barras de areia e terraços fluviais (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005).

O padrão predominante no rio Negro é o anabranching (LATRUBESSE, 2008) que pode ser classificado como um rio que é entrecortado por ilhas estáveis (multicanal) (BRICE, 1984; SCHUMM, 1985). Esse tipo de canal ocorre independentemente do clima ou ambiente geológico/geomorfológico da bacia. Os maiores rios do mundo normalmente apresentam esse padrão de drenagem, como o Brahmaputra e o Yangte na Ásia; Congo, segundo maior rio em descarga líquida do Mundo ($\sim 40.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), na África; e alguns principais rios da América do Sul, como o Amazonas, Orinoco, Paraná, Negro e Madeira (LATRUBESSE, 2008). Porém, os estudos em grandes rios anabranching focaram apenas na comparação entre tamanho de bacia, variabilidade hidrológica e padrão de drenagem (LELI, 2015). Logo, são necessários estudos direcionados principalmente a dinâmica geomorfológica de rios muito complexos como o Negro.

¹Nome que teve origem da tribo indígena Manau, chamada Mariuá, que era localizada no territorial atual da cidade de Barcelos

Além disto, o município de Barcelos, principal território que o complexo está localizado, possui uma economia que utiliza Mariuá para o turismo, a pesca de peixes ornamentais e a pesca esportiva (além da pesca para subsídios das comunidades tradicionais). Portanto, estudos geomorfológicos que busquem compreender a dinâmica fluvial atual do complexo são essenciais para potencializar o turismo, visto que o ambiente fluvial é alterado dependendo da época do ano hidrológico, o que altera as atrações turísticas, além disto o conhecimento das ilhas e barras de areia pode contribuir com a navegação fluvial.

A dissertação possui quatro capítulos. O primeiro trata do Referencial Teórico, focando-se nos aspectos hidrológicos e geomorfológicos dos rios anabranching e dos processos de formação de ilhas fluviais. O segundo é a Caracterização da Área de Estudo, principalmente nos aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, hidroclimatológicos, paleogeográficos e paleoclimáticos. O terceiro capítulo desenvolve os procedimentos metodológicos, exemplificando as abordagens técnicas aplicadas na pesquisa. O quarto é os Resultados e Discussões, indicando os processos geomorfológicos atuais que atuam no complexo de Mariuá.

OBJETIVOS

Geral

Esta dissertação tem como objetivo a análise hidrodinâmica atual do complexo fluvial de Mariuá e as morfologias associadas.

Específicos

- Caracterizar a geomorfologia do complexo e a paisagem resultante nos diferentes períodos hidrológicos (águas altas e baixas);
- Analisar a dinâmica fluvial do complexo.
- Entender a dinâmica sedimentológica das ilhas, planície de inundação e barras fluviais do complexo.

CAPÍTULO I - REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 Concepção Sistêmica

A concepção sistêmica foi esquematizada inicialmente na Teoria Geral dos Sistemas do biólogo austríaco Ludwig Von Bertalanffy (1901–1972) em um seminário de filosofia no ano de 1937 na cidade de Chicago – EUA. Porém, diversos autores já haviam trabalhado conceitos sistêmicos com outras denominações (Filosofia natural, Gottfried Leibniz (1646-1716); dialética, proposta por Hegel e Marx). Dentre os trabalhos pioneiros destaca-se o médico, filósofo e economista russo Alexander Bogdanov que desenvolveu uma teoria sistêmica de igual sofisticação e alcance com o nome de tectologia, oriunda da palavra grega *tekton* (construtor), ou ciência das estruturas (CAPRA, 1997).

As principais características do pensamento sistêmico surgiram simultaneamente em diversas áreas do conhecimento, principalmente na década de 20 do século XX. A ênfase inicial foi dada aos elementos vivos como totalidades integradas, sendo que há diferenças estruturais entre o paradigma que predominava, o mecanicista, com ênfase nas partes, reducionista e a visão sistêmica, holística, com ênfase na evolução dos fenômenos como um todo (CAPRA, 1997).

A teoria geral dos sistemas quebra, em parte com o paradigma mecanicista quando, segundo Bertalanffy (1968; 1972), se propõe a explorar as noções “totalidades” e “completude” que eram considerados noções metafísicas que transcendiam os limites da ciência. A perspectiva sistêmica possibilitou o desenvolvimento de novas abordagens e métodos que obrigou as disciplinas isoladas da ciência, que partiam de uma noção cartesiana, a realizar uma abordagem multidisciplinar para analisar os fenômenos sejam eles naturais ou antrópicos.

Em síntese um sistema pode ser definido como um conjunto de fatores que em algum momento irão se relacionar resultando em um feedback. Para isto, os sistemas recebem e emitem matéria e energia, define-se como entrada de energia (*input*) tudo aquilo que o sistema recebe do meio exterior (de sistemas vizinhos) e como saída de energia (*output*) tudo aquilo que resulta das interações

que ocorrem dentro do sistema (MEDEIROS, 2016). Porém, com o avanço do conhecimento (episteme), várias teorias de cunho sistêmico foram surgindo e formando um corpo que passou a ser denominada de “Paradigma da Complexidade”.

Com a introdução da complexidade observou-se que os sistemas se comportavam de maneira não-linear e apresentavam diversas bifurcações que poderiam resultar em múltiplos *feedback*. Apesar do termo “complexo” ou “complexidade” serem amplamente difundidos na comunidade acadêmica ainda não há uma definição conceitual que seja um consenso. Quando se trata de sistemas dinâmicos e físicos o termo pode ser referido ao grau de interação entre os elementos estruturados de um sistema (SIVAKUMAR, 2017).

Na geomorfologia a noção sistêmica não-linear, que permeia a complexidade, trouxe a discussão dos processos e formas sob a perspectiva dos sistemas geomorfológicos dinâmicos não-lineares. A inserção de teorias e conceitos de sistemas auto-organizadores complexos necessitou de um novo arcabouço epistemológico e metodológico que seja coerente com a complexidade dos sistemas.

Com isto formulou-se uma nova matemática mais qualitativa que foi conceituada por diversos autores como "a nova matemática da complexidade", ou, tecnicamente, de "teoria dos sistemas dinâmicos", "dinâmica dos sistemas", "dinâmica complexa" ou "dinâmica não-linear" (CAPRA, 1997). A noção de sistema dinâmico iniciou-se com Poincaré que desenvolveu teoremas sobre instabilidade, estabilidade e pontos instáveis, percebendo a utilidade da análise topológica no espaço de fases para trajetórias dinâmicas inspirado por problemas de Mecânica Celeste (mais detalhes em POICARÉ, 1899).

Posteriormente, as contribuições de C.D Birkhoof na teoria ergódica e nos fundamentos da mecânica estatística fortaleceu as noções básicas de Poincaré e, conseqüentemente, a ciência não-linear e análise dos sistemas dinâmicos. Isto enriquece a visão pré-existente sobre a Física Clássica (FIEDLER-FERRARA; PRADO, 1994). Os sistemas dinâmicos não-lineares foram amplamente discutidos e aprimorados durante a segunda metade do século XX em praticamente todas as disciplinas da ciência. E podem ser definidos pela

correlação entre os parâmetros M (uma variedade, que é um espaço topológico, um conjunto de elementos arbitrários no qual propriedades, como a continuidade, podem ser definidas), μ (uma medida) e ϕ (um grupo de transformações de um parâmetro) (CULLING, 1986). O trabalho de Phillips (1992) foi pioneiro e importante para a consolidação das bases teóricas da dinâmica não-linear (complexidade) para os estudos de geomorfologia, demonstrando a importância dessa nova ciência para estudos do relevo.

1.2 Sistemas Fluviais

A noção de sistemas direcionada para estudos na geomorfologia fluvial foi amplamente discutida durante o século XX, porém o primeiro autor que desenvolveu essa concepção sistematizada foi Schumm (1977) com o livro clássico *The Fluvial System*. Assim, a geomorfologia fluvial passou a adotar as concepções sistêmicas utilizando a noção de sistema aberto principalmente na análise bacias hidrográficas, que funcionam como um clássico exemplo de sistema aberto.

Diversos autores discutiram e aprimoraram os conceitos de bacia hidrográfica (ver CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981; RICHARDS, 1982; RODRIGUES; ADAMI, 2005; CUNHA, 2008; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; dentre outros); conceituada como uma área de captação de precipitação (neve, granizo, chuva) que escoar como fluxo superficial acanalado, fluxo superficial não acanalado (hortoniano e/ou hipodérmico) e fluxo subterrâneo (água freática) e constitui uma rede hidrográfica delimitada por interflúvios que drenam a área da bacia e convergem para um canal principal (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os canais de uma bacia hidrográfica possuem diferentes padrões que podem fornecer informações importantes sobre a característica física e o comportamento desse canal (SCHUMM, 1985). A divisão clássica, proposta por Leopold e Wolman (1957), os classificava em meandrante (*meandering*), retilíneo (*straight*) e entrelaçado (*braided*), porém esta classificação é há muito considerada insuficiente para analisar a complexidade dos padrões fluviais.

A insuficiência para classificar padrões de drenagem mais complexos levou autores como Schumm (1968) e Rust (1978) a propor modelos considerando os canais simples e múltiplos, incorporando a classificação

anastomosado (*anastomosed*). O termo anastomose (*anastomosis*) foi utilizado inicialmente por Jackson (1834) e, posteriormente, Peale (1879). Os autores utilizaram o termo para descrever canais múltiplos separados por ilhas fluviais no alto rio Green, em Wyoming nos Estados Unidos.

Posteriormente, o termo *anabranching* passou a ser utilizado para designar os multicanais, sendo a classificação anastomosado um dos 6 tipos de canais *anabranching*. Isto ocorreu pois o termo anastomose é utilizado comumente para descrever sistemas fluviais de ilhas de baixa energia associados com deposição de material fino (areia muito fina, silte e argila) e orgânico. Nanson e Knighton (1996, p. 218) aprimoram a concepção inicial classificando um rio *anabranching* “como um sistema de canais múltiplos caracterizado por ilhas aluviais com vegetação ou de outra forma estáveis que dividem os fluxos nas descargas até quase a margem plena”.

Os canais *anabranching* estão normalmente associados às declividades baixas, pois há pouca energia para ajustar o canal, porém apesar da gama ser limitada os ajustes disponíveis podem alterar a resistência ao fluxo e aumentar a energia disponível para o transporte de sedimentos (CHARLTON, 2008). Segundo Nanson e Knighton (1996) os rios *anabranching* podem ser classificados em seis tipos (Quadro 1).

Quadro 1- Diferentes tipos de rios *anabranching*

| Tipo | Características | Subtipo |
|-------------|--|---|
| 1 | Rios <i>anabranching</i> com sedimentos coesivos (rios anastomosados) | Sistemas Orgânicos; Sistemas organo-clásticos; Sistemas dominados por lama (silte e argila) |
| 2 | Rios <i>anabranching</i> com predominância de sedimentos arenosos (sand-dominated) e canais divididos por ilhas (island-forming) | - |
| 3 | Rios <i>anabranching</i> de carga mista, lateralmente ativos | - |
| 4 | Rios <i>anabranching</i> com predominância de carga arenosa e a formação de <i>ridges</i> | - |
| 5 | Rios <i>anabranching</i> lateralmente ativos com predominância de cascalho | - |
| 6 | Rios <i>anabranching</i> estáveis com predominância de cascalho | - |

Fonte: Adaptado de Nanson e Knighton (1996).

O primeiro tipo é referente à classificação clássica de rios anastomosados, com largura relativamente estreita e uniforme, com bancos de

areia/ilhas estáveis e coesos ou barras de areia estabilizadas por vegetação ripária e gradientes baixos (SMITH; SMITH, 1980; RUST, 1981; CHARLTON, 2008), o canal possui, também, potência específica de fluxo baixa (normalmente menor que 8 W m^{-2}). O ambiente de baixa energia pode ser causado por subsidência tectônica ou aumento do nível de base local (CHARLTON, 2008).

O primeiro tipo é subdividido em três subtipos. O primeiro é caracterizado por sistemas orgânicos que acumula uma planície de inundação em grande parte de matéria orgânica formada *in situ* ou peneirados por plantas aquáticas a partir de detritos orgânicos transportados pelo fluxo do rio. O segundo são os sistemas organo-clásticos que são caracterizados por uma estratigrafia formada por sedimentos clásticos e orgânicos (algumas vezes representados em forma de turfa). O terceiro são sistemas dominados por lama (silte e argila) e são canais anastomosados de baixo gradiente com deposição lenta (NANSON; KNIGHTON, 1996).

O segundo tipo é caracterizado pela combinação de baixa energia do fluxo e vegetação na planície de inundação que estabiliza o material arenoso para evitar que o canal meandre ou entrelace. A estratigrafia é caracterizada por areia fina e silte próximo à superfície da planície de inundação. O terceiro tipo são rios sinuosos e multicanais que migram lateralmente em uma parte da planície de inundação, transportando uma carga de sedimentos mista de areia, silte e argila e, às vezes, cascalho (NANSON; KNIGHTON, 1996).

O quarto tipo ainda não é bem descrito na literatura específica, sendo caracterizado por *ridges* lineares e curvilíneos. Normalmente, esses sistemas são confinados por aluviões rochosos e as vezes endurecidos (NANSON; KNIGHTON, 1996). O quinto tipo é caracterizado por rios com predominância de cascalho no material de leito e relativamente energéticos e são descritos como transicionais entre os tipos meandantes e entrelaçados (CHURCH; 1983; DESLOGES; CHURCH, 1989; NANSON; KNIGHTON, 1996). O sexto tipo é caracterizado por uma série de bacias hidrográficas com uma pequena área e altas declividades que respondem a eventos de precipitação exibindo canais anabranching com cascalho bem vegetado, cascalho grosso ou ilhas de pedregulhos (NANSON; KNIGHTON, 1996).

Nos rios anabranching os fluxos dos canais apresentam certa independência (diferente dos entrelaçados), pois as ilhas podem permanecer estáveis por longos períodos. No rio Negro as ilhas datam de ~3.000 AP (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; BARBOSA, 2015) e formam um padrão anabranching extremamente complexo, principalmente nos trechos dos arquipélagos de Anavilhanas e Mariuá. Muitos dos rios que possuem descarga líquida superior a $17.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ da bacia Amazônica apresentam padrão de drenagem anabranching com a descarga líquida variando de $18.600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $209.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, além de apresentar grande variabilidade em área de drenagem, descarga específica, descarga sedimentar e produção de sedimentos (Tabela 1).

Tabela 1 - Lista dos grandes rios da Amazônia de acordo com a descarga média (Q_m) e com valores de Área de Drenagem (A_d), Descarga Específica (Q_{esp}), Descarga sedimentar (Q_s) e Produção de Sedimentos (P_{sed})

| Rio | Q_m ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) | A_d (10^3 km^2) | Q_{esp} ($\text{L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) | Q_s (Mt year^{-1}) | P_{sed} ($\text{t km}^2 \text{ year}^{-1}$) | Padrão Dominante |
|----------|--|----------------------------------|--|------------------------------------|--|------------------|
| Amazonas | 209.000 ^(a) | 6.100 | 34.9 ^(d) | ~ 1000 ^(d) | 166,7 ^(d) | Anabranching |
| Negro | 35.499 ^(b) | 696 | 40.8 ^(d) | 8 ^(e) | 330 ^(c) | Anabranching |
| Madeira | 32.000 ^(c) | 1.360 | 23.52 ^(d) | 450 ^(d) | 11,5 ^(c) | Anabranching |
| Japurá | 18.600 ^(c) | 248 | 75 ^(d) | 33 ^(d) | 133 ^(c) | Anabranching |

(a) Molinier et al. (1996). (b) Estimado com Dados da Agência Nacional de Águas. (c) Latrubesse (2008). (d) Stevaux e Latrubesse (2017). (e) Filizola e Guyot (2011).

1.3 Ilhas Fluviais: Gênese e Evolução

A presença de ilhas é um fator primordial para a classificação dos rios anabranching (NANSON; KNIGHTON, 1996). Segundo Osterkamp (1998) as ilhas são unidades geomórficas que são circundadas por canais, com topografia maior do que o nível médio da água e que é estável por tempo suficiente para o surgimento e estabelecimento cobertura vegetal permanente se a umidade adequada estiver disponível, sendo que podem ocorrer em qualquer trecho de um canal, mas ocorrem com maior probabilidade nos baixo e médio curso dos rios em áreas com planície de inundação mais desenvolvidas.

Considerando os trabalhos os Osterkamp (1998, pp. 531-532), Wyrick (2005, pp. 08-16), Wyrick e Klingeman (2011, pp. 815-816) Leli (2015, pp. 18-32), conclui-se que podem existir quatro processos para a formação de ilhas naturais no *continuum* biofísico: (1) avulsão; (2) Estabilização de barras de areia.

Sendo esses dois processos os principais para a gênese da ilha. (3) Influência Estrutural; (4) Ilhas-Lago.

1.3.1 Avulsão

As ilhas de avulsão normalmente são formadas por processos extra canal. Durante os eventos de cheia o canal fluvial pode entalhar um canal secundário na planície de inundação que se une ao canal principal, normalmente em áreas de margem convexa (Figura 1) (WYRICK, 2005; LELI, 2015). A energia necessária para o processo de avulsão ocorrer não provém do aumento da potência do canal, mas da diferença hidrostática entre a água do canal e a superfície da planície de inundação (LELI, 2015).

Figura 1 - Sistemas de Ilhas formadas por processos de avulsão no rio Solimões, município de Uarini, Amazonas

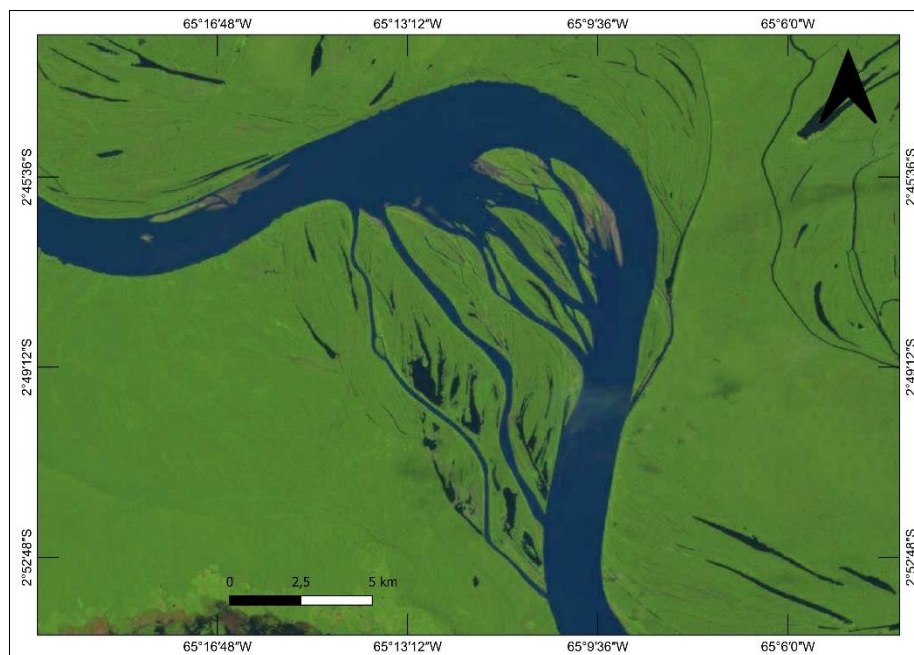


Imagem Landsat sensor OLI, Data: 26/08/2019, período da vazante.

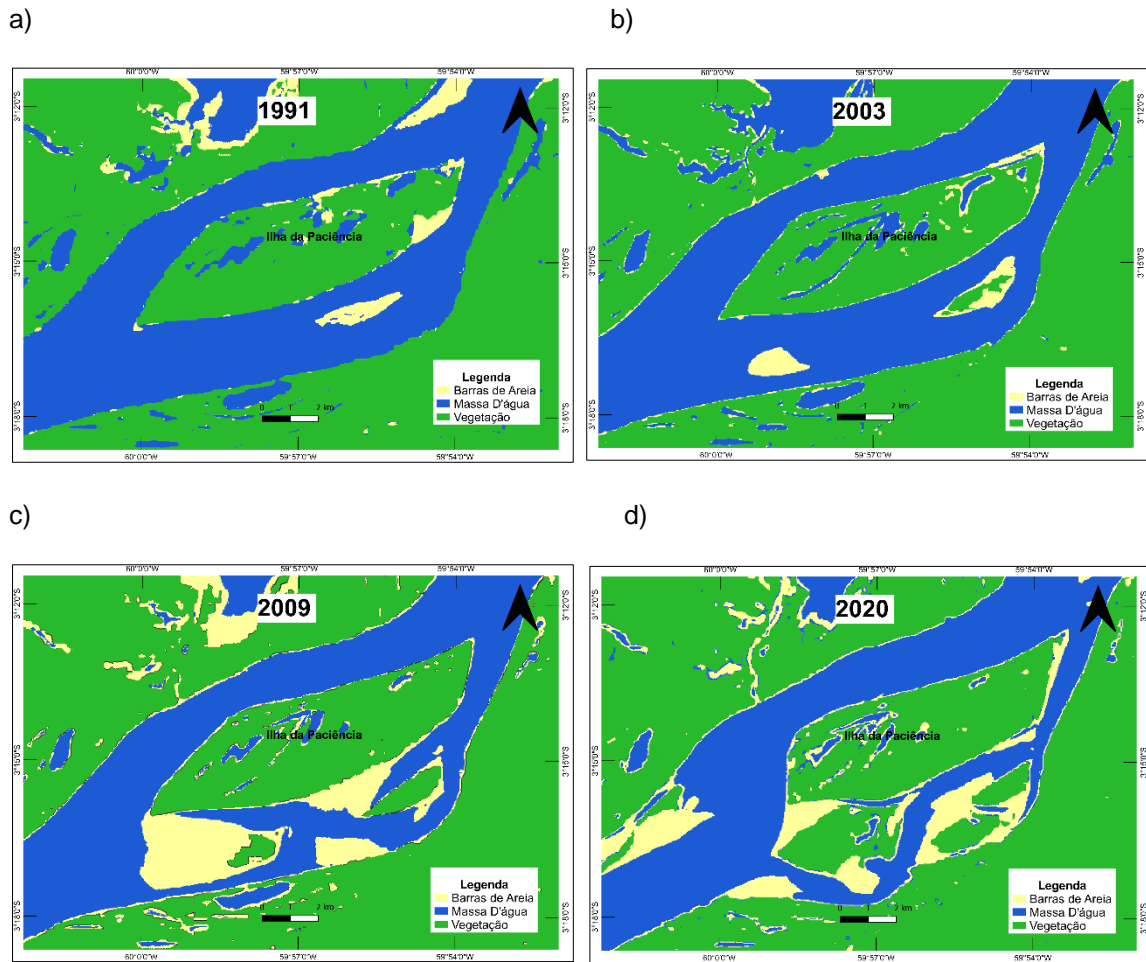
Normalmente, este tipo de ilha apresenta topografia plana, semelhante à planície de inundação. Porém, as ilhas apresentam a parte mais baixa no centro, diferente das planícies. Isto, resulta em um perfil topográfico semelhante a um “prato” decorrente da elevação de diques marginais com discreta concavidade nos lagos que se formam na parte interna. Como a gênese das ilhas de avulsão é resultante de processos de recorte da planície, os modelos de fácies dos depósitos são os mesmos para as duas estruturas. Porém, barras arenosas centrais e laterais podem se associar a uma ilha de avulsão pré-existente de

forma que sejam estabilizadas (vegetação) e integradas à morfologia da ilha. Isto altera as condições estratigráficas da ilha, de forma que o centro mantenha as características da planície de inundação e as margens possuam as características das barras (LELI, 2015).

1.3.2 Estabilização barra de areia (barra central e barra central composta).

As ilhas formadas por barras normalmente ocorrem intra-canal, a partir da estabilização de uma barra de areia (vegetação estável e acreção vertical de sedimentos finos). Segundo Leli (2015) o processo de formação dessas ilhas depende da dinâmica hidrossedimentar do canal. O transporte de material arenoso do leito ou acumulações em formas de dunas, podem, sazonalmente, emergir em nível médio da água formando as barras (Figura 2). Essas formas de leito podem influir diretamente nas condições de velocidade do canal (STEVAUX; TAKEDA, 2002) e se tornar obstáculos para a direção e escoamento do fluxo (SZUPIANY et al., 2012; ALVES, 2019; QUEIROZ; ALVES, 2021), o que pode facilitar a estabilização da vegetação e deposição de material fino.

Figura 2 a, b, c, d - Modelo de evolução de ilhas formadas por barras no baixo rio Solimões



Fonte: Queiroz e Carvalho (2021).

Segundo Leli (2015) o perfil sedimentar de uma ilha de barra central possui a sequência superior constituída predominantemente por litossoma lamoso e, eventualmente, camadas de areia muito fina, correspondendo a depósitos de inundação. A base das ilhas é composta por areias média e fina. Esse modelo se aproxima do proposto por Latrubesse e Franzinelli (2005) para as ilhas do complexo de Mariuá.

Um conjunto de barras pode formar uma ilha de barra composta (algumas barras da Figura 2, a partir do ano de 2020, podem ser classificadas nesta categoria). Segundo Leli (2015) as barras compostas se formam com o anexo de sucessivas barras centrais, laterais e frontais a uma ilha maior, denominadas ilha nuclear, que são geformas originais que servem de base para a formação de ilhas maiores. Os processos de gênese desse tipo de ilha podem resultar de avulsão e estabilização de barra central.

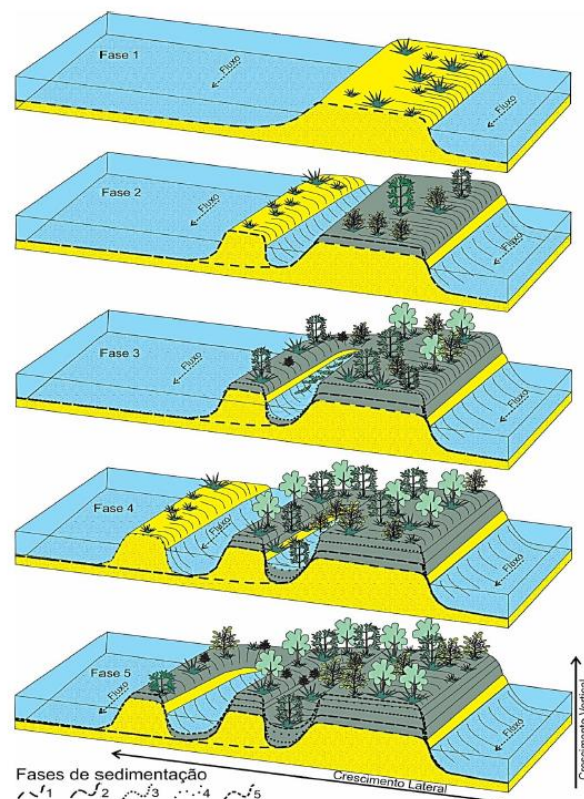
As barras centrais podem ser totalmente erodidas ou estabilizadas. Santos (1991) monitorou uma barra central durante a cheia de 1987 no rio Paraná que constituiu aproximadamente 50.000 m² ficando estável acima do nível médio da água por quatro anos sendo erodida na cheia de 1991. Alves (2019) observou a evolução de barras centrais no baixo rio Solimões e chegou à conclusão que se o processo de sedimentação seguir as tendências atuais pode resultar em uma ilha nuclear (ver figura 2).

Quando a vegetação se estabiliza é provável que as barras resistam ao processo de erosão durante a cheia, permitindo a deposição de material fino (areia muito fina, lama) funcionando como uma planície de inundação dentro do canal e em alguns casos formando diques marginais. A contínua acreção vertical desses sedimentos ocorre até o nível de margem plena e a deposição lateral pode resultar na estabilização da ilha (FERNANDEZ et al., 1993; STEVAUX, 1994; LELI, 2015).

A formação de uma ilha Nuclear (resultado da estabilização de barras fronteiriças) resulta em arranjos na hidrodinâmica do canal. O fluxo é dividido gerando uma zona de baixa velocidade que se desenvolve paralelamente ou diagonalmente à ilha que permite a deposição de sedimentos (STEVAUX, 1994). Queiroz e Alves (2021) afirmam que esse novo arranjo pode ocasionar erosão acelerada em outros trechos do canal, como ocorre no baixo rio Solimões.

Leli (2015) propõe um modelo evolutivo para as ilhas nuclear (Figura 3) em cinco fases. 1) estabilização das barras centrais. 2) Devido as condições de fluxo uma nova barra pode se desenvolver paralelamente a barra estável, formando um sistema barra-ilha. 3) A barra lateral se estabiliza pela deposição de material fino e vegetação, podendo criar um ressaco (canal fechado) a montante. Nas fases 4 e 5 o processo de sedimentação continua na ilha e nas barras o que pode resultar na formação de uma nova barra paralela à ilha, dando seguimento ao processo de crescimento da ilha Nuclear.

Figura 3 - Fases de sedimentação no processo de formação de ilhas de barra central composta, tendo como origem a barra central e ilha nuclear



Fonte: Leli (2015).

1.3.3 Ilhas Lago

As ilhas lago constituem importantes ambientes propícios a sedimentação no interior do canal, formando ambientes de baixa energia que possibilita a deposição de silte e argila. Esse tipo de ilha ainda é pouco estudado, porém nos últimos anos notam-se trabalhos focados em entender a dinâmica destas geoformas (ver LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; ALVES, 2013; LELI, 2015; LELI et al., 2016; LELI et al.; 2018; RASBOLD et al., 2020; MARINHO, 2020).

Segundo Leli (2015) a ocorrência dessas ilhas faz parte do preenchimento de uma planície aluvial com canais largos que proporcionem espaço suficiente para o preenchimento sedimentar. A formação das ilhas lago serve para impor eficiência de fluxo no processo fluvial por meio do aumento da potência específica do canal (Equação 1) (JANSEN; NANSON, 2004; STEVAUX et al., 2013; LELI, 2015):

(1)

$$\omega = \frac{\Omega}{w}$$

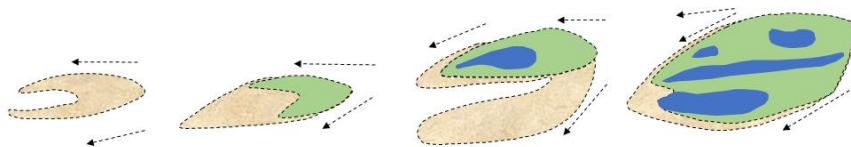
Onde Ω é a potência e w a largura do canal.

Logo, indica-se que a potência específica é proporcional à largura da seção, ou seja, quando o rio adentra um trecho com maior espaço a potência decai. Com a estabilização do canal anabranching a largura do canal diminui o que permite o aumento da potência de escoamento (LELI, 2015).

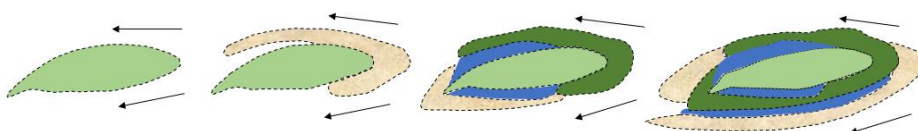
As ilhas lago apresentam uma morfologia diferente das ilhas tradicionais, pois possuem lagos no seu interior e são circundadas por diques marginais, que as isolam parcialmente ou totalmente do canal principal (LELI, 2015). Essas ilhas são formadas normalmente a partir da evolução de uma ilha nuclear ou barra pré-existentes para se estabelecer (Figura 4).

Figura 4 a, b - Evolução das ilhas lago

a)



b)



a – Gênese e evolução a partir de barras de areia. b – Gênese e evolução a partir de ilhas nuclear (ilha original, que serve de base para o desenvolvimento de uma ilha maior). Fonte: Adaptado de Drago (1973) e Leli (2015).

Drago (1973) e Leli (2015) condicionam a formação das ilhas lago em dois processos distintos, sendo o primeiro a sedimentação no canal por acumulação de formas de leito sobrepostas (cavalgantes), isto forma barras emersas que se estabilizam (vegetação estável, descobertas em cheia de margem plena) por deposição de material lamoso. O segundo se refere a deposição de barras longitudinais em “ferradura” no entorno de uma ilha nuclear pré-existente. A evolução dessas ilhas ocorre a partir da anexação de barras, seja no

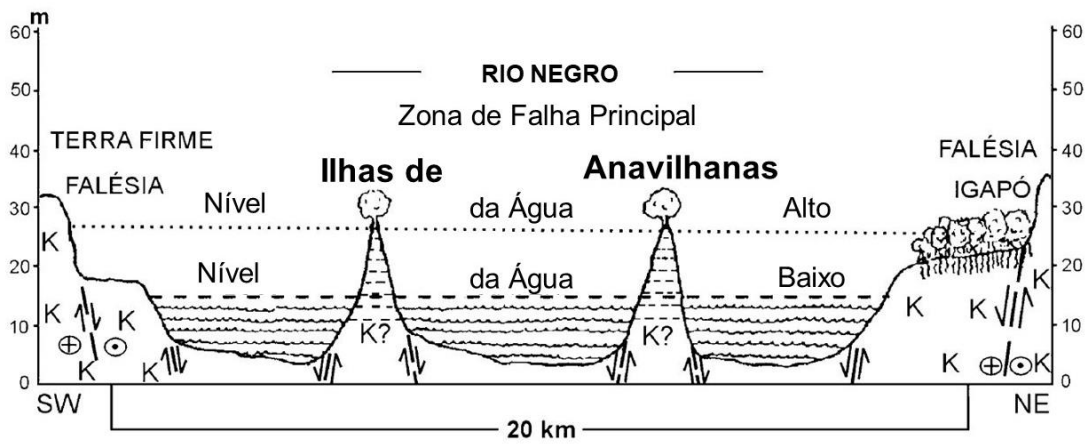
promontório, na área distal ou na lateral, em uma ilha nuclear lembrando uma forma barcana com extensões de “pseudópodes” no mesmo sentido do fluxo (SOUZA-FILHO, 1993; LELI, 2015).


Latrubesse (2012) afirma que alguns lagos dos grandes sistemas anabranching da Amazônia como lagos-diques. Essa classificação é semelhante à Alves (2013) para as ilhas lago do complexo de Anavilhanas. Esse tipo de lago é situado nas laterais dos canais e o desenvolvimento depende das condições da geometria hidráulica e da estabilidade do canal. Em rios que transportam grandes volumes de sedimentos (Solimões-Amazonas, Madeira) esses diques podem ter até 10 metros acima do nível médio da água (LATRUBESSE, 2012). Porém, no rio Negro esse processo ocorre intra-canal e os diques tem amplitude média de 11 metros (ALVES, 2013).

1.3.4 Influência Estrutural

As ilhas com características estruturais formam-se, normalmente, em canais não-aluviais (canais rochosos, de geologia cárstica, glacial ou cinzas vulcânicas). Essas ilhas surgem à medida que o rio sofre erosão, preferencialmente por fraturas que ocorrem no leito rochoso do canal (WYRICK, 2005). Porém, no rio Negro, Latrubesse e Franzinelli (2005) e Barbosa (2015) afirmam que no arquipélago de Anavilhanas a influência tectônica foi determinante para a morfogênese das ilhas. Franzinelli e Igreja (2002) propõem que na área distal do arquipélago os diques que formam duas “caudas” laterais compridas são falhas transtensionais (dextral) que podem ter influenciado diretamente na gênese desses diques/ilhas (Figura 5). Porém, os autores não apresentam dados estruturais consistentes para validar a hipótese.

Figura 5 - Perfis esquemáticos na região do Baixo Rio Negro

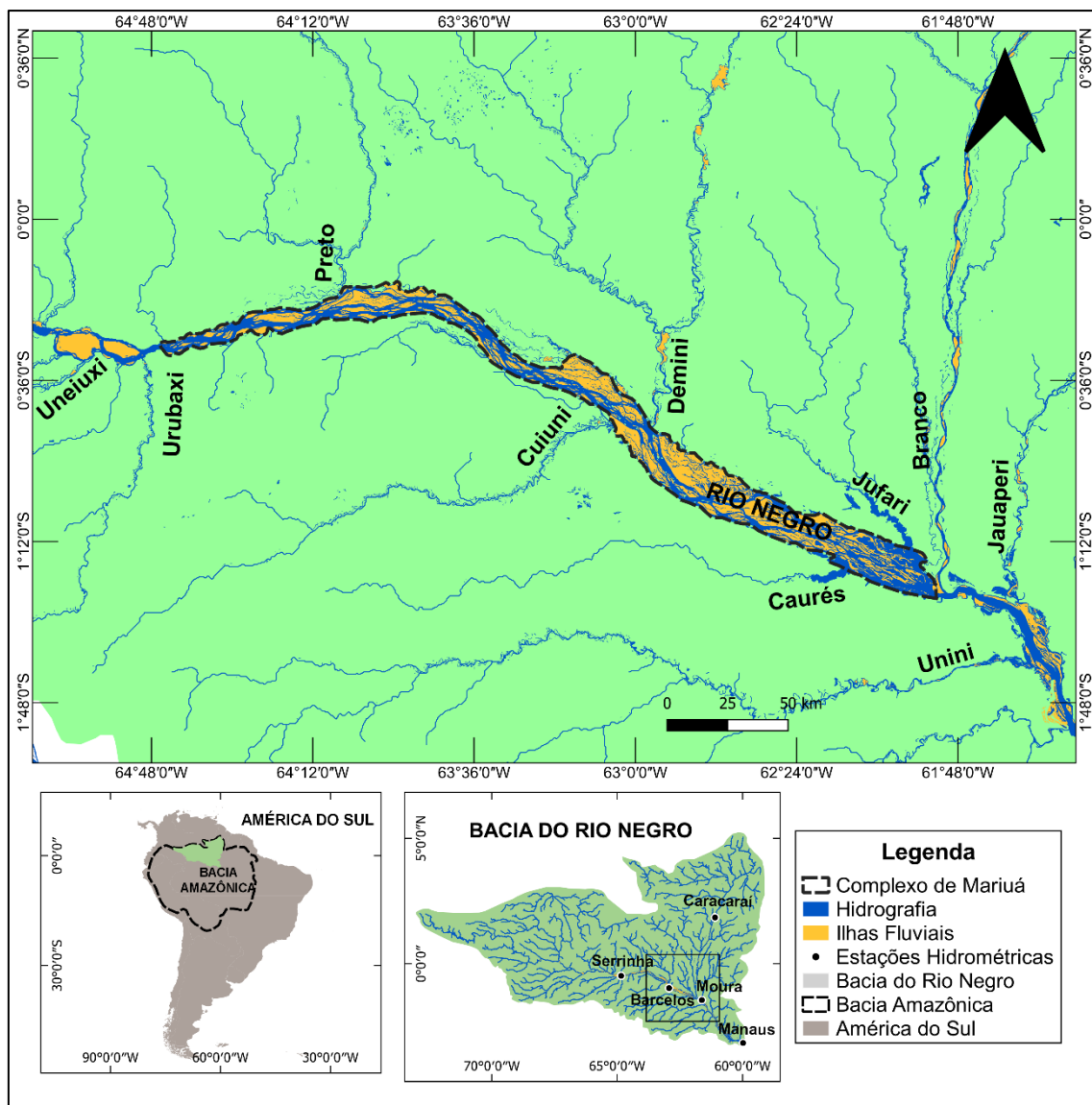


K = Cretáceo.  Falha Transtensional (Dextral). Fonte: Franzinelli e Igreja (2002).

CAPÍTULO II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Esta pesquisa foi realizada no complexo fluvial de Mariuá (Figura 6), médio curso do rio Negro, bacia Amazônica, com uma área aproximada de 4.000 km², distante aproximadamente 400 km da confluência com o rio Solimões. É considerado o maior arquipélago fluvial do mundo com um intrincado padrão anabranching e formas fluviais que variam de ilhas (mais de 1.400), lagos, barras de areia, planície de inundação e terraço fluvial.

Figura 6 - Localização do Arquipélago Fluvial de Mariuá, rio Negro, bacia Amazônica



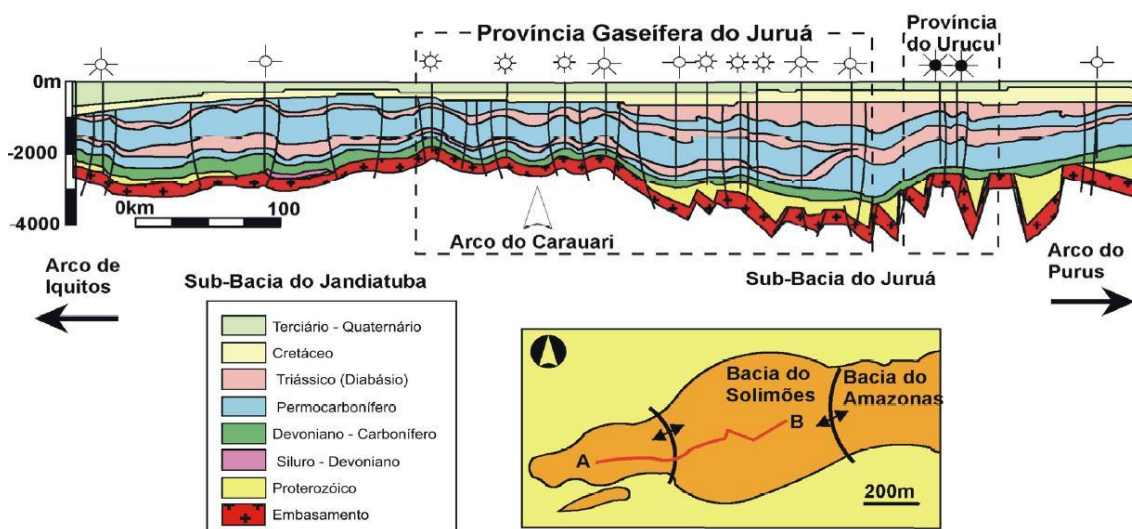
2.1 Geologia

2.1.1 Litoestratigrafia

A área de estudo está inserida na bacia sedimentar do Solimões, localizada entre as áreas cratônicas dos escudos das Guianas (a norte) e do

Brasil Central (a sul) e é separada da bacia do Acre pelo arco de Iquitos a oeste e da bacia do Amazonas pelo arco do Purus a leste. É dividida em duas sub-bacias (Juruá, na subdivisão oriental, e Jandiatuba, na subdivisão ocidental) por uma feição regional positiva norte-sul que exerceu forte influência sobre a sedimentação, denominada de arco de Carauari (Figura 7) (EIRAS, 1996).

Figura 7 - Seção Geológica Longitudinal da Bacia do Solimões



Fonte: Reis et al. (2006) (Adaptado de EIRAS, 1996).

A área da bacia é de aproximadamente 450.000 km² com rochas de idade paleozoica (REIS et al., 2006) e preenchida por rochas sedimentares Fanerozóicas com espessura de 3.800 m (sub-bacia Juruá) e 3.100 m (sub-bacia Jandiatuba). A bacia pode ser dividida em duas sequências de primeira ordem: A primeira, paleozoica, seccionada por diques e soleiras de diabásio e a segunda mesozoico-cenozoica (EIRAS, 2005; REIS et al., 2006).

Segundo Reis et al. (2006) na história de sedimentação da bacia do Solimões há evidências de influência tectônica na borda da placa Sul-americana com reflexos para o seu interior, que pode ter reativado os arcos e induzido a movimentos epirogênicos. Os eventos tectônicos podem ter controlado depressões deposicionais, processos erosivos, transgressões marinhas e o magnetismo do Mesozoico, além de reativar falhas normais e reversas antigas e gerar anticlinais.

Tassinari e Macambira (1999) analisaram a província Rio Negro-Juruena, que engloba parte do alto rio Negro e possui um embasamento quase totalmente

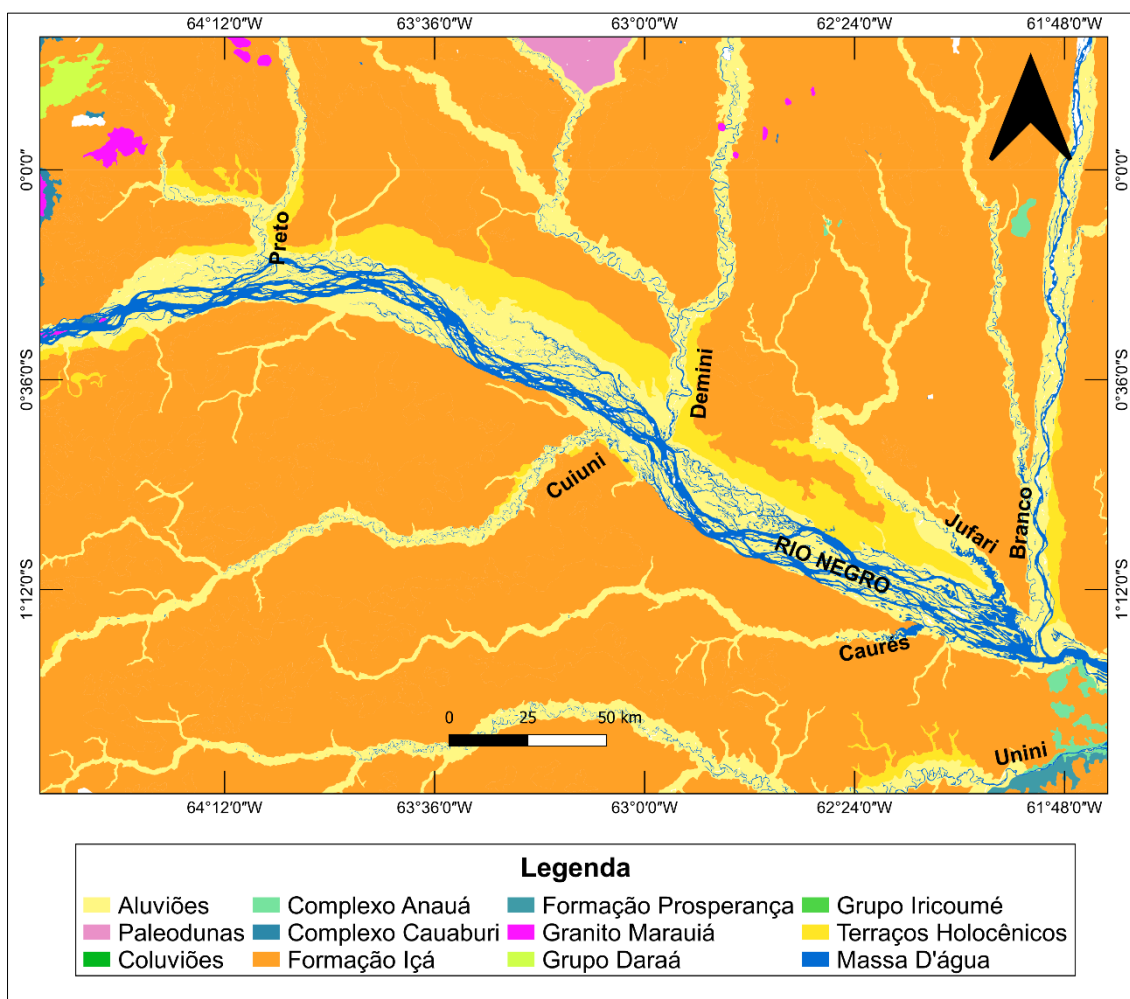
composto de granito-gnaisses e granitóides de 1,8-1,55 Ga² com composições principalmente granodioríticas e tonáticas (DALL'AGNOL; MACAMBIRA, 1992). Os autores afirmam que na porção sul, a montante do complexo de Mariuá, as rochas do embasamento são metamorfoseadas em fácies anfibolito, embora alguns granulitos também estejam presentes, além de serem compostas por terranos granito-migmatitos e gnaisses de composição tonalítica. No embasamento do Alto rio Negro com datações utilizando Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb os autores afirmam que a idade varia entre 1,5 e 1,7 Ga.

A estratigrafia da bacia do Solimões possui discordâncias que estabeleceram seis sequências de segunda ordem (EIRAS, 2005): Sequência Ordoviciano, que corresponde aos clásticos neríticos da Formação Benjamin Constant; Sequência Siluro-devoniana, carbonatos e terrígenos Neo-silurianos e Eo-devonianos da Formação Jutaí; Sequência Devoniana-carbonífera, terrígenos e depósitos silicosos neríticos e glácio-marinhos Neo-devonianos e Eo-carboníferos do Grupo Marimari; Sequência Permo-carbonífera, clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé; Sequência Cretácea; clásticos fluviais da Formação Alter do Chão; Sequência Terciária, pelitos e arenitos flúvio-lacustres mio-pliocênicos da Formação Solimões e depósitos flúvio-lacustres da formação Içá (REIS et al., 2006).

A estratigrafia da bacia do Solimões é composta pelas formações Benjamin Constant, Jutaí, Grupo Marimari (Formações Uerê e Jandiatuba), Grupo Tefé (Formações Juruá, Carauari, Fonte Boa, Solimões, Içá). Na região de Mariuá predomina a Formação Içá, terraços fluviais e depósitos quaternários (Figura 8).

² - **Ga** sigla geológica que significa Gigaano utilizado para se referir a bilhões de anos e Ma (Megaano) para milhões de anos.

Figura 8 - Litologia da Região do Complexo de Mariuá



Fonte: CPRM.

2.1.1.1 Formação Içá

A formação Içá é uma unidade geológica de idade Cenozoica, do período Neógeno entre o Mioceno e o Plioceno com uma grande área de abrangência (Figura 9) (CAMPBELL JR. et al., 2006), porém ainda é pouco estudada no âmbito regional e no cenário da evolução da bacia sedimentar do Solimões. A formação foi definida inicialmente por Maia et al. (1977) em furo de sondagem usando como referência em uma sucessão sedimentar com até 79 metros de profundidade obtida no poço 1AS-41-AM em São Joaquim, margem esquerda do rio Solimões, estado do Amazonas.

Figura 9 - Estratigrafia da Formação Içá no Neógeno



Fonte: Adaptado de Campbell Jr. et al. (2006).

Segundo Reis et al. (2006) a formação possui, em superfície, uma área-tipo que se estende de Boa União, no Rio Içá, até a confluência deste com o rio Solimões e possui características de deposição predominantemente fluvial de elevada energia e clima árido. Maia et al. (1977) afirma que a seção inferior é constituída por siltitos e/ou argilitos maciços e finamente laminados, lenticulares, intercalados com arenitos estratificados. Já a seção superior é composta por arenitos conglomeráticos e estratos cruzados acanalados de porte variados são comuns. Essa formação constitui predominantemente arenitos-avermelhados, de granulometria fina a conglomerática, friável e às vezes siltosas, argilosas e com características continentais.

Pereira (2016) analisou quatro perfis de argilitos e arenitos friáveis (alguns indeformados) da formação Içá nas regiões do arquipélago de Mariuá, rio Demini e rio Cueiras. Segundo a autora, a formação é caracterizada por uma sucessão de estratos arenosos intercalados com estratos silto-argilosos e estende-se como pacotes de sedimentos horizontais. No perfil localizado na margem direita do rio Negro, no arquipélago de Mariuá, próximo à cidade de Barcelos, a exposição da formação Içá está até 20 metros acima do espelho d'água (usando o período de águas baixas como referência) e é caracterizada por espessos sedimentos silto-argilosos, laminados e maciços na base do afloramento, podendo apresentar estratigrafia cruzada tabular e estratos com matéria orgânica. A formação Içá apresenta relevo relativamente plano, poucas

alterações altimétricas com distinções em face do maior e do menor grau de organização da rede de drenagem, resultante da influência tectônica, com vales abertos em forma de “U” (BEZERRA, 2003).

2.1.1.2 Terraços Fluviais

Os terraços fluviais na bacia do Solimões são constituídos por cascalho, areia e material fino (argila e silte) incosolidados, apresentando diferentes tipos de erosão e sedimentação ao longo do tempo geológico. Normalmente, apresentam nível topográfico superior ao nível máximo de cheia. Essas estruturas normalmente são datadas do Neogeno e possivelmente durante o Quaternário (Pleistoceno Superior) (REIS et al., 2006), porém Latrubesse e Franzinelli (2005) em datação por C¹⁴ indicam que os terraços da alta bacia do Rio Negro têm sua gênese durante o Pleistoceno e o Holoceno (Quadro 2).

Quadro 2 - Datação por Carbono-14 dos terraços fluviais dos tributários do rio Negro (Alto curso)

| Rio | Unidade Geomorfológica | Datação por Radiocarbono (anos AP) |
|-------------|------------------------|------------------------------------|
| Tiquié | Terraço Superior | 27.220 ± 200 |
| Tiquié | Terraço Superior | 37.240 ± 520 |
| Vaupés | Terraço Superior | Mais antigo que 38.450 |
| Curicuriarí | Terraço Superior | Mais antigo que 40.000 |
| Tiquié | Terraço Inferior | 13.420 ± 100 |
| Tiquié | Terraço Inferior | 12.590 ± 120 |
| Curicuriarí | Terraço Inferior | 4.050 ± 60 |

Fonte: Adaptado de Latrubesse e Franzinelli (2005).

No rio Negro os terraços podem ser classificados em Terraço Fluvial Superior (TFS) e Terraço Fluvial Inferior (TFI) (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002; 2005; BARBOSA, 2015). O nível topográfico do TFS no alto curso do rio Negro é de no máximo 14 m acima do nível das águas baixas e são definidos pela formação Tiquié. Os sedimentos são tipicamente arenosos com estratificação cruzada planar e estruturas de estratificação cruzada. Os cascalhos ocorrem com menor frequência e normalmente estão associados com depósitos arenosos (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 1998; 2005).

O TFI possui altimetria entre 2 a 4 m (considerando o nível de águas baixas) e é caracterizado por depósitos de sedimentos finos (predominância de silte/argila e raramente areia fina e muito fina). A base desta unidade não é visível, porém é possível identificar que se encontra em inconformidade, tanto no

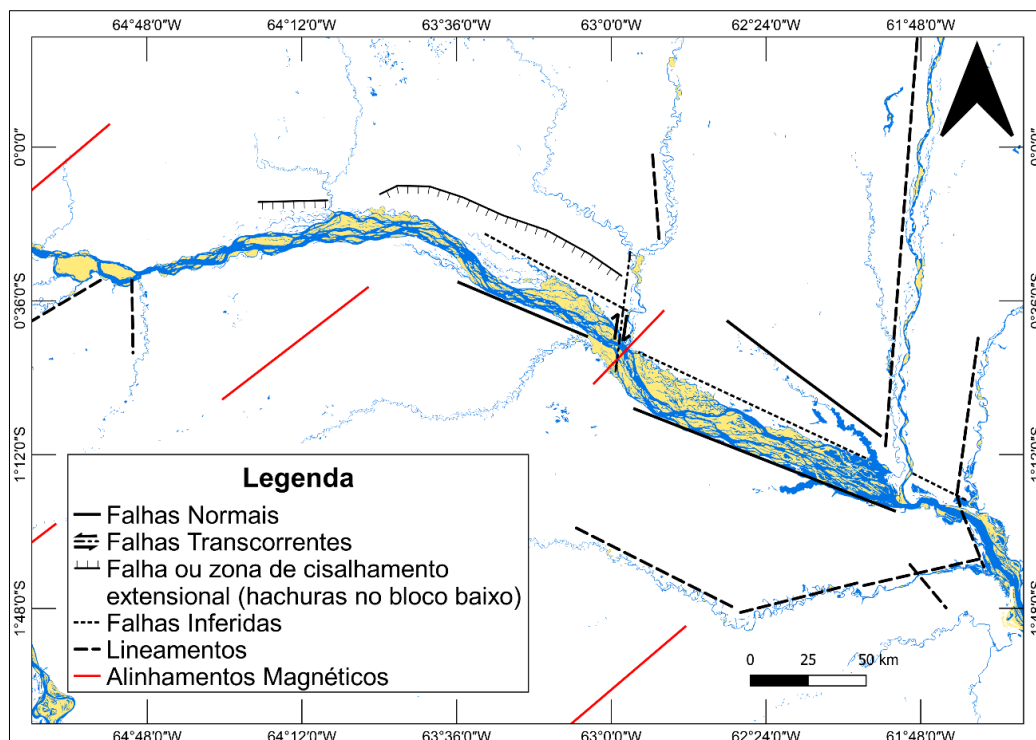
embasamento no Escudo Brasileiro quanto na formação Tiquié (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002).

2.1.2 Tectônica Regional

Evidências de controle tectônico na Amazônia central são vastos na literatura acadêmica. Diversos autores descrevem paralelismo de rios (alinhamento), sistemas de falhas, estruturas em flor, capturas de rios, anomalias de drenagem, lineamentos estruturais, lineamentos magnéticos (STERNBERG, 1950; FRANZINELLI; IGREJA, 1990; 2002; COSTA et al., 1996; IGREJA, 1999; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; SILVA, 2005; ALMEIDA FILHO, 2007; dentre outros).

No médio rio Negro (Mariuá) falhas normais controlam a margem direita e falhas inferidas (provavelmente encobertas) controlam a margem esquerda. Na área dos terraços falhas normais ou zonas de cisalhamento extensional são identificados. Lineamentos morfoestruturais controlam os principais afluentes e uma falha transcorrente controla o rio Demini. É possível identificar alinhamentos magnéticos que compõem o arcabouço magnético-estrutural da bacia do Solimões (indicando provavelmente zonas de falhas) (Figura 10).

Figura 10 - Configuração Tectônica do Complexo Fluvial de Mariuá



Fonte: Adaptado de Faria et al. (2004); Latrubesse e Franzinelli (2005).

Bezerra (2003) analisou diversos afluentes do rio Negro que desaguam próximo ao complexo de Mariuá e do trecho entre São Gabriel da Cachoeira e o início de Mariuá. Segundo o autor, o rio Negro, neste trecho, é controlado por lineamentos NW-SE e NE-SW que imprimem retilinearidade aos vales dos afluentes das duas margens. A geometria das estruturas é uma feição sigmoidal, com interpretação mais provável de uma estrutura sigmoide transtensivo com abatimento da zona interna onde ocorre o alargamento da planície (arquipélago de Mariuá) e o soerguimento da externa com formação de terraços e desorganização da rede de drenagem, associado a evidências de paleodrenagem e paleovales.

Dados de sensoriamento remoto indicam que as áreas de igapó no médio rio Negro apresentam um complexo histórico tectônico-sedimentar (ROSSETI et al., 2019), e essas áreas de igapó foram possivelmente resultando de atividade tectônica (FRANZINELLI et al., 1999; FRANZINELLI; IGREJA, 2002) durante o Pleistoceno-Holoceno (IRON, 1983; ROSSETI et al., 2019). Rosseti et al. (2019) identificaram diversos lineamentos que controlam o relevo em área de igapó na margem esquerda do rio Negro próximo ao rio Demini, os autores concluíram que os igapós registram uma área de afundamento na interceptação de falhas transcorrentes conjugadas, resultando em dois conjuntos de falhas transcorrentes com tendência perpendicular. O deslocamento dessas falhas foi acomodado por falhas antitéticas *left-lateral* subsidiárias que interagem com falhas sintéticas *right-lateral* orientadas em alto ângulo a partir da direção do *stress* máximo de compressão.

Forsberg et al. (2000) analisando a região do rio Negro com imagens de radar do satélite Jers-1 encontraram dois lineamentos distintos que controlam as áreas úmidas no rio Negro. O primeiro ao norte do canal principal e a oeste do rio Branco (área onde se localiza o terraço fluvial do complexo de Mariuá) e o segundo ao sul do canal principal e leste do rio Branco, orientado NW-SE.

Rosseti et al. (2019) identificaram diversas anomalias morfoestruturais (como cotovelos de drenagem, curvas anômalas) que formam ângulos ortogonais e quase ortogonais no rio Negro e em alguns tributários (como o rio Demini) que desaguam no arquipélago de Mariuá. Os autores também

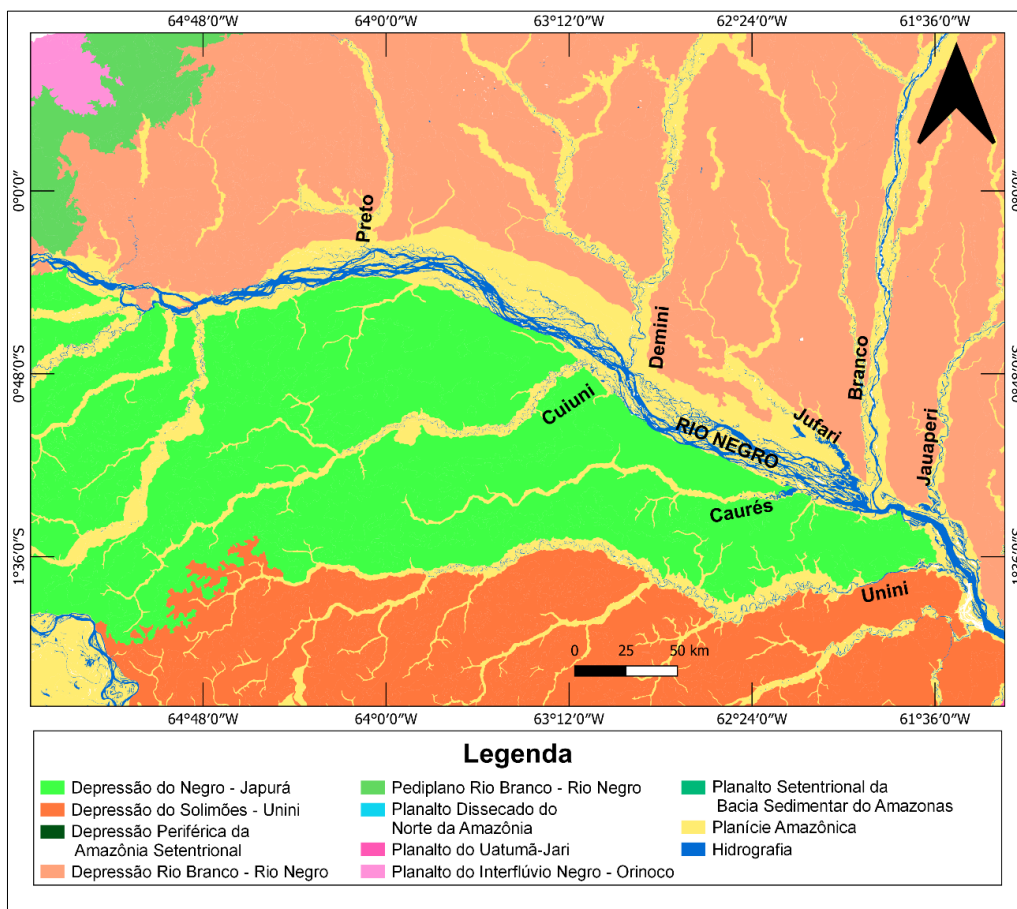
identificaram movimentações laterais na vegetação causadas por falhas transcorrentes a montante de Mariuá.

No baixo rio Negro Costa et al. (2001) propuseram uma evolução tectônica na bacia sedimentar do Amazonas. Os autores indicam falhas normais que controlam o arquipélago de Anavilhanas durante o Quaternário, porém no Neógeno essas falhas ainda não haviam surgido. Franzinelli e Igreja (2002) propuseram um modelo tectônico para o baixo rio Negro com base em dados de sensoriamento remoto e trabalhos de campo pontuais e concluíram que a área é controlada por um sistema half-graben com falhas N458W transcorrente dextral e falhas secundárias dispostas na direção N708E.

2.2 Geomorfologia

Brasil (1978), através do projeto RADAMBRASIL, classificou o relevo na margem esquerda do rio Negro, em Mariuá, como Pediplano dos rios Branco-Negro, e na margem direita como Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental. Porém, IBGE (2010) reclassificou as principais unidades de relevo do entorno do complexo fluvial de Mariuá para Depressão dos rios Negro-Japurá e Depressão dos rios Branco-Negro (Figura 11).

Figura 11 - Classificação do Relevo do entorno do Complexo Fluvial de Mariuá



Fonte: IBGE.

A área da Depressão dos rios Branco-Negro é caracterizada por uma altimetria com média entre 50 e 100 metros. Segundo Brasil (1978) podem ser mapeadas três unidades morfológicas distintas: área onde a drenagem originou interflúvios tabulares; superfície pediplana; e área colinosa. Os rios que drenam este modelado são os afluentes do rio Negro como os rios Jauaperi, Branco, Jufari, Demini, Paduari, Daraá, Cauabari. Que apresentam drenagem dendrítica com padrões que podem apresentar certo grau de meandramento com exceção do rio Branco, que juntamente com o rio Negro apresentam sinuosidade entre 1 e 1,05. Nos interflúvios Demini/Jufari, Jufari/Branco, Branco/Jauaperi e na margem esquerda do rio Jufari ocorre uma drenagem com densidade menor e canais pequenos, com regime intermitente, cujas nascentes estão próximas a áreas inundáveis (BRASIL, 1978).

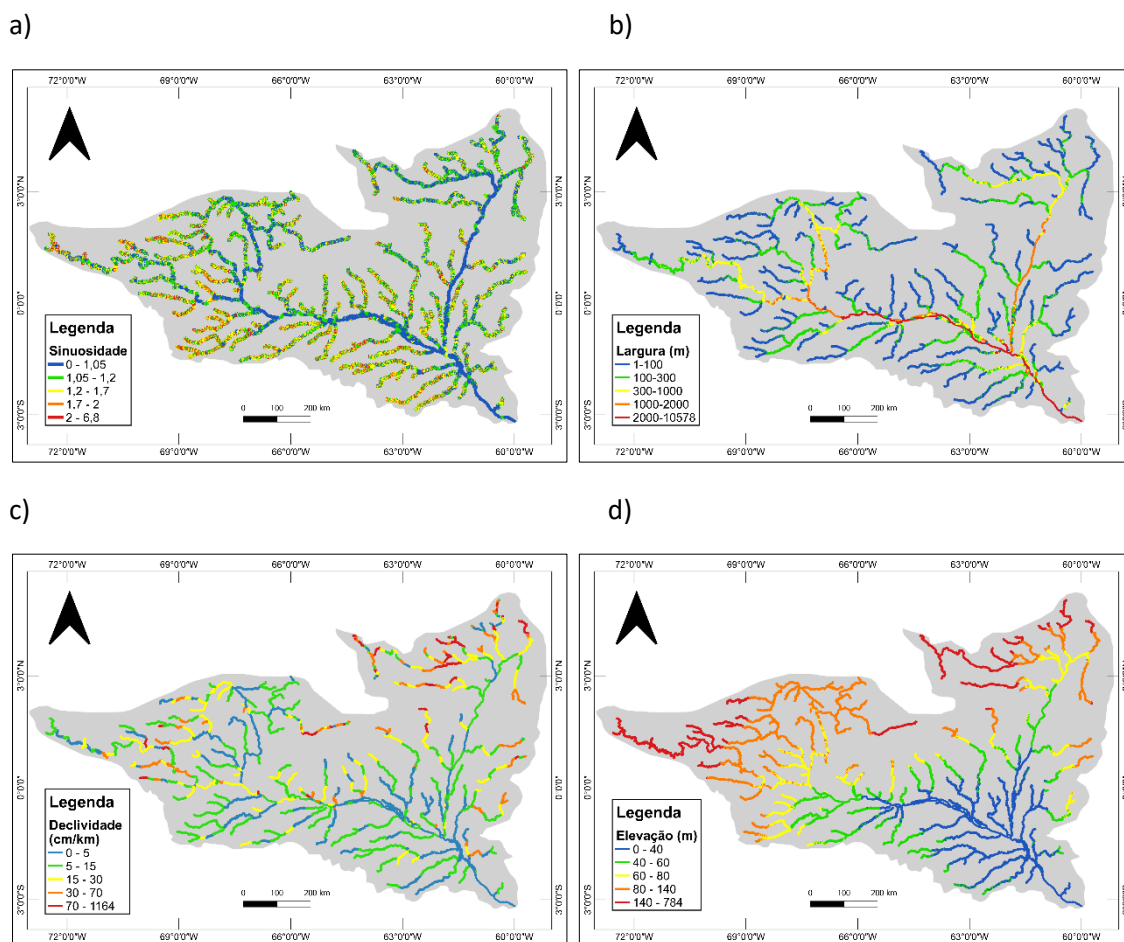
A depressão dos rios Negro-Japura apresenta uma altimetria em média também entre 50 e 100 metros. Brasil (1978) classifica como Subunidade

Interflúvio Solimões/Negro as depressões que foram reclassificadas como depressão do Negro-Japura e depressão do Solimões-Unini pelo IBGE (2010), segundo os autores essa Subunidade apresenta interflúvios tabulares com baixo grau de aprofundamento pela drenagem. Os rios que drenam para o rio Negro são, principalmente, Aiuanã, Urubaxi, Caurés, Uneixi, Tea, Urubaxi, Cuiuni e Unini (este último é fronteira entre as depressões Negro-Japura e Solimões-Unini) com drenagem dendrítica.

A sinuosidade dos dois principais rios da bacia (Branco e Negro) é considerada baixa (1-1,05). Os maiores índices de sinuosidade estão localizados em afluentes que apresentam sinuosidade entre 1,05 e 2. As sinuosidades superiores a 2 ocorrem com maior frequência no médio e alto curso de afluentes (Figura 12a). Quanto a largura dos canais, as maiores estão localizadas entre o médio e baixo curso do rio Negro, podendo ser superior a 2.000 m e medir até 10,578 m. Os arquipélagos fluviais (Mariuá, no médio, e Anavilhanas, no baixo) colaboram para a largura do vale ser alta, pois as ilhas que formam o padrão multicanal influem na dinâmica hidrogeomorfológica. Os afluentes possuem uma largura relativamente menor em sua maioria variando entre 1 e 100 m (Figura 12b).

As declividades dos canais na bacia do rio Negro são relativamente baixas no médio e baixo curso (0-5 cm/km), no alto curso a declividade continua relativamente baixa (5-15 cm/km com pontos de 0-5 cm/km) com maiores declividades da bacia do rio Negro no alto curso do rio Branco, principalmente em afluentes que podem ter declividade entre 70 e 1.163,4 cm/km (Figura 12c). Isto ocorre também em função da elevação dos canais nestas áreas que estão entre 70 e 784 m, sendo as maiores da bacia juntamente com o noroeste da bacia do rio Negro (Figura 12d).

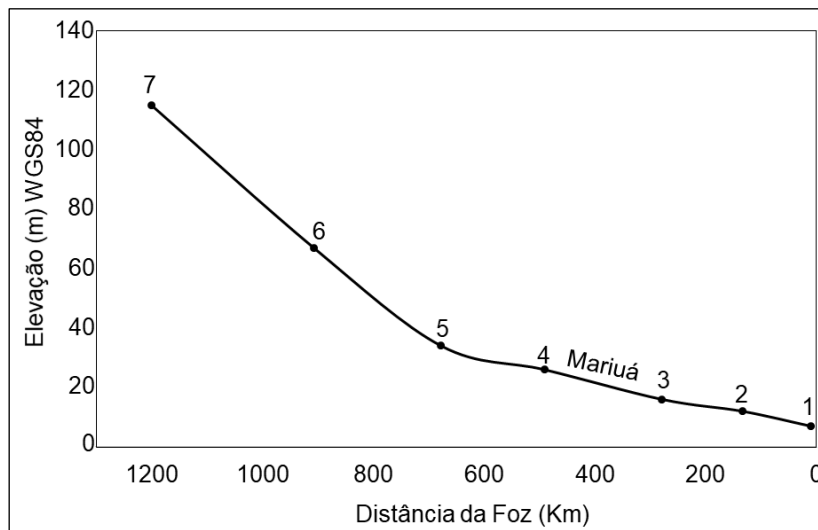
Figura 12 a, b, c, d - Sinuosidade, Largura, Declividade e Elevação dos canais da bacia do rio Negro



a: Sinuosidade. b: Largura dos Canais. c: Declividade dos Canais. d: Elevação. Fonte: Adaptado de Fransson et al. (2019).

O perfil longitudinal do rio Negro (calculado a partir de dados do MDE da missão Copernicus DEM, conforme metodologia de Queiroz e Carvalho (2020) apresenta um desnível de cerca de 80 metros entre a estação de São Felipe e Serrinha, a montante de Mariuá. Entre Serrinha e Moura, jusante de Mariuá, há um desnível de 18 metros em 398 km. Entre a estação de Moura e Manaus o desnível é de 9 metros em 274 km (Figura 13).

Figura 13 - Perfil Longitudinal de um trecho do Rio Negro

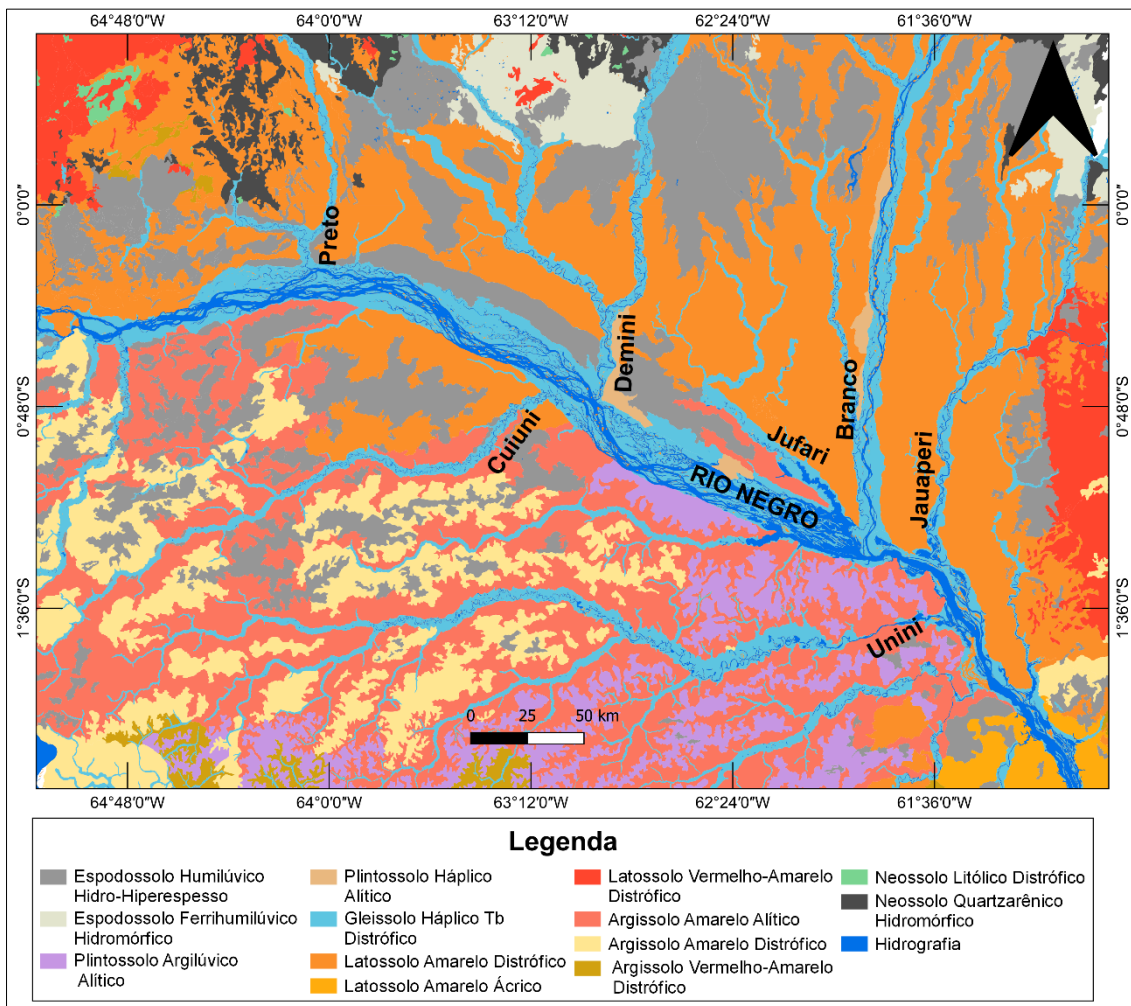


1: Manaus. 2: Novo Airão. 3: Moura. 4: Barcelos. 5: Serrinha. 6: São Gabriel da Cachoeira. 7: São Felipe.

2.3 Solos

Na Amazônia central existem dois terrenos morfológicos diferentes: As áreas inundáveis (várzea e igapó) e as áreas de Terra Firme. A primeira é composta de solos recentes, normalmente do quaternário (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005), enquanto a segunda apresenta solos mais antigos do Neogeno-Pleistoceno (IRON, 1984). Na região do complexo de Mariuá predominam cinco tipos de solo: Latossolo, Espodosolo, Plintossolo, Gleissolo e Argilossolo, conforme a classificação da EMBRAPA (2003) (Figura 14).

Figura 14 - Tipos de Solo do entorno do Complexo de Mariuá



Fonte: EMBRAPA (2003).

2.3.1 Latossolo Amarelo Distrófico

Os Latossolos normalmente possuem estágio avançado de intemperização e muito evoluídos. Possuem poucos minerais primários e secundários que são menos resistentes ao intemperismo e têm baixa capacidade de troca de cátions da fração de argila, inferior a $17 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila sem correção para carbono, e variam de solos cauliniticos (com valores de Ki em torno de 2,0) a solos oxídicos (com Ki extremamente Baixo). São solos que normalmente variam entre fortemente e bem drenados, muito profundos (raramente inferiores a 1 metro). Em geral, são fortemente ácidos, com baixa saturação por bases médias (EMBRAPA, 2018). Os Latossolos Amarelos Distróficos normalmente possuem saturação por bases menor que 50% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (EMBRAPA, 2018).

2.3.2 Espodossolo Humilúvico Hidro-Hiperespesso

São solos com textura predominantemente arenosa (sendo menos comum textura argilosa no horizonte B) com a cor do horizonte A variando de cinzenta até preta e de acinzentada-clara até praticamente branca, sendo que a drenagem desse solo é muito variável, possuindo estreita relação entre profundidade, grau de desenvolvimento, endurecimento ou cimentação do horizonte B espódico. São solos empobrecidos em nutrientes (resultando em baixa fertilidade) e moderados a fortemente ácidos, normalmente saturados por bases baixa, com possibilidade de ocorrer altos teores de alumínio extraível (EMBRAPA, 2018).

São solos desenvolvidos sob condições de altas umidades (clima tropical a subtropical) em relevo plano ou suave ondulado, áreas de surgente, abaciamentos e depressões (depressões dos rios Branco-Negro e Negro-Japura). Porém, podem ocorrer também em relevos mais acidentados, em ambientes de clima frio, úmido e de vegetação alto-montana (DIAS et al., 2003). Os Espodossolo Humilúvico Hidro-Hiperespesso apresentam um horizonte B espódico a uma profundidade maior que 200 cm e menor ou igual a 400 cm e permanecem saturados com água dentro de 100 cm (em um ou mais horizontes) durante algum período do ano, apresentando horizonte H hístico e Horizonte Eg ou áreas de acumulação de manganês no horizonte E ou no B espódico dentro de 100 cm (EMBRAPA, 2018).

2.3.3 Plintossolo

São solos minerais formados em condições de restrição à percolação de água, sujeitos ao efeito temporário de excesso de umidade e constituídos por material mineral, apresentando horizonte plíntico, litoplíntico ou concrecionário. Normalmente são mal drenados e se caracterizam por apresentar expressiva plintitização com ou sem petroplintita. A cor varia de cores pálidas com ou sem mosqueados de cores alaranjadas a vermelhas ou coloração variegada. São fortemente ácidos com saturação por bases baixa e baixa atividade da fração argila e em sua grande maioria, tem ocorrência relacionada a terrenos de várzeas/igapó, áreas com relevo plano ou suave ondulado e menos frequentemente ondulado, em zonas geomórficas de depressão (depressões dos rios Branco-Negro e Negro-Japura) (EMBRAPA, 2018).

Na área de Mariuá existem duas classes de Plintossolo: Plintossolo Argilúvico Alítico e Plintossolo Háplico Alítico. O primeiro possui horizonte plíntico e horizonte B textural ou caráter argilúvico com baixa fertilidade, teores elevados de alumínio e atividade de argila igual ou maior do que $20 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila. O segundo são solos que não se enquadram nas outras classificações (Plintossolos Pétricos e Plintossolos Argilúvicos) na análise dos horizontes e possui características de fertilidade, teores de alumínio e atividade de argila semelhantes ao primeiro (EMBRAPA, 2018).

2.3.4 Gleissolo Háplico Tb Distrófico

São solos minerais, hidromórficos, com horizonte glei dentro de 50 cm a partir da superfície ou em profundidade maior que 50 cm e menor ou igual a 150 cm ou de horizonte hístico com espessura insuficiente para definir como Organossolo. Áreas de Gleissolo são periodicamente ou permanentemente saturadas por água (estagnada internamente ou saturação por fluxo lateral). Caracterizam-se pela forte gleização em decorrência do ambiente redutor virtualmente livre de oxigênio dissolvido (devido à saturação pela água), em decorrência disso apresentam cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas devido à redução e solubilização do ferro. São mal drenados e podem apresentar textura arenosa (areia ou areia franca) nos horizontes superficiais, desde que seguidos de horizonte glei de textura franco arenosa ou mais fina (EMBRAPA, 2018).

Os sedimentos que compõe este solo podem ser estratificados ou não. Normalmente, ocorrem próximos a corpos d'água e em materiais colúvio-aluviais sujeitos a condições de hidromorfia em sedimentos recentes podendo se formar também em materiais residuais em áreas abaciadas, depressões, terraços fluviais, lacustres ou marinhos em relevo plano e ocorrem sob vegetação hidrófila ou higrófila herbácea, arbustiva ou arbórea. Os Gleissolo Háplico Tb Distrófico ocorrem com argila de atividade baixa e saturação por bases $< 50\%$, ambas na maior parte dos horizontes B e/ou C, dentro de 100 cm a partir da superfície do solo (EMBRAPA, 2018).

2.3.5 Argilossolo Amarelo Alítico

Compreendem solos constituídos por material mineral com horizonte B textural de argila de atividade baixa, ou atividade alta desde que conjugada com

saturação por bases baixa ou com caráter alumínico. Os Argissolos apresentam grande teor de argila do horizonte superficial para o horizonte B, possuem profundidade variável com drenagem desde forte até imperfeita e são de forte a moderadamente ácidos com saturação por bases alta ou baixa, predominantemente caulíníficos e com relação molecular Ki, em geral, variando de 1,0 a 3,3 (EMBRAPA, 2018). O Argilossolo Amarelo Alítico possui matiz 7,5YR ou mais amarelo na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B. São solos de baixa fertilidade com teores elevados de alumínio e atividade de argila igual ou maior do que 20 cmol_c kg⁻¹ de argila (EMPRAPA, 2018).

2.4 Hidrologia

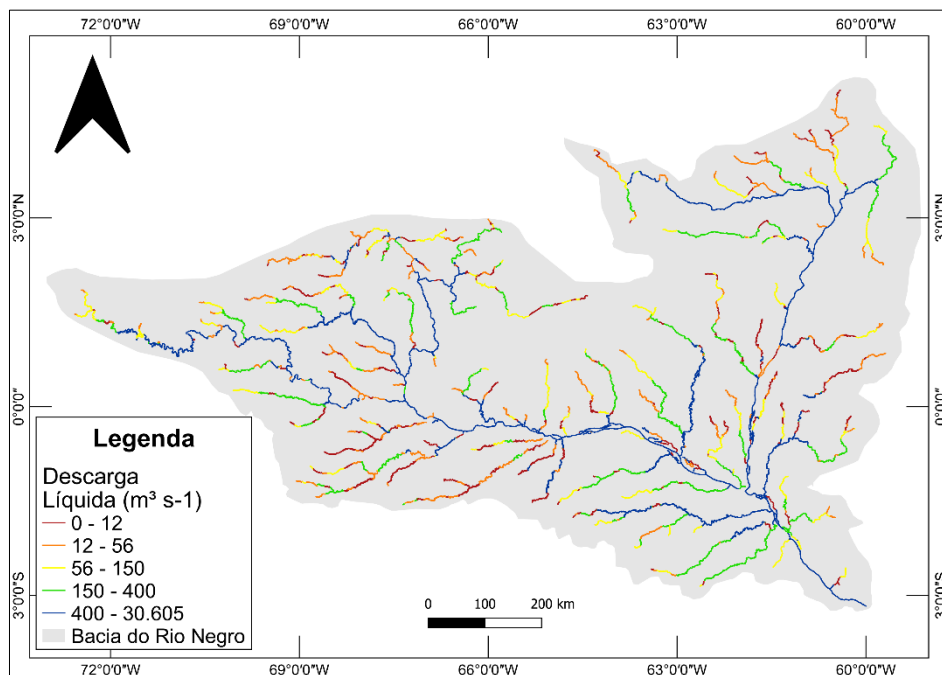
Em se tratando de hidrologia o rio Amazonas é de longe o rio com maior volume de água, com uma vazão líquida média de 209.000 m³ s⁻¹ e o rio Negro, maior afluente da margem esquerda, possui uma vazão estimada em 35.499 m³ s⁻¹, classificando-o também como um dos maiores rios do mundo. Fransson et al. (2019) estimou a descarga líquida de diversos rios. Os afluentes do rio Negro, da margem esquerda que desaguam no arquipélago de Mariuá (Caurés, Cuiuni) possuem uma descarga que varia de 300 m³ s⁻¹ (Caurés) a 482 m³ s⁻¹ (Cuiuni). Os rios da margem esquerda possuem uma amplitude maior devido ao rio Branco (5.075 m³ s⁻¹) (Tabela 2). A distribuição espacial para a descarga líquida na bacia do rio Negro pode ser observada na Figura 15.

Tabela 2 - Valores de Descarga Líquida dos afluentes do rio Negro que desaguam próximo ao complexo de Mariuá

| | RIO | DESCARGA LÍQUIDA (m³ s⁻¹) | ÁREA DE DRENAGEM (km²) |
|----------------------------|------------|--|--|
| MARGEM DIREITA | Caurés | 300 | 7.300 |
| | Cuiuni | 482 | 11.100 |
| MARGEM ESQUERDA | Branco | 5.075 | 190.000 |
| | Jufari | 243 | 12.000 |
| | Demini | 715 | 39.000 |

Fonte: Adaptado de Fransson et al. (2019).

Figura 15 - Distribuição da descarga líquida média na bacia do rio Negro



Fonte: Adaptado de Fransson et al. (2019).

Os dados de velocidade de fluxo do rio Negro são escassos. Segundo Marinho (2019) a montante de Anavilhanas a velocidade média de fluxo é $0,58 \text{ m s}^{-1}$, com pico de velocidade no mês de julho ($0,87 \text{ m s}^{-1}$ na cheia). Nos canais da margem esquerda e direita de Anavilhanas a média foi de $0,50 \text{ m s}^{-1}$, o interior das ilhas apresentou velocidade de $0,35 \text{ m s}^{-1}$ e a velocidade a jusante de Anavilhanas reduz 35% em relação a montante. O baixo rio Negro possui $\omega < 1,80 \text{ W/m}^2$ de energia disponível o que indica um ambiente de baixa energia.

A velocidade de fluxo no baixo curso do rio Negro é influenciada também pelo barramento hidráulico exercido pelo rio Solimões. Meade et al. (1991) foram pioneiros na caracterização do barramento hidráulico. É possível observar a influência do barramento em estações a cerca de 300-400 km da confluência, pois comportamento hidrológico da estação de referência na área (Moura) é mais semelhante das estações próximas a foz do que das de Montante. Utilizando um Acoustic Doppler Current Profiler – ADCP Filizola et al. (2009) confirmaram as observações de Meade et al. (1991) através de análises de descarga líquida do rio Negro e sua interação com o rio Solimões. Siqueira (2019), analisando o rio Taramã-Açú, indica que os afluentes do rio Negro também são barrados por

este, o que pode formar vales bloqueados (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005) ou rias fluviais (ALVES, 2013).

Dados de geometria hidráulica indicam que os canais são estreitos, profundos e com margens estáveis devido ao material coesivo nas ilhas de Anavilhanas, a velocidade e profundidade são as variáveis que respondem mais rápido às alterações de descarga líquida, além disto, apesar do grande volume de água, o rio Negro apresenta baixa sinuosidade, grande amplitude da w/d e pouca variação lateral da superfície d'água (MARINHO, 2019).

Sioli (1984) classificou os rios da Amazônia em três tipos de acordo com a cor do rio (branco, claro e preto). Os rios de água branca normalmente possuem sedimentos de origem Andina, indicando uma maior carga de sedimentos em suspensão. Os rios de água clara possuem suas nascentes no escudo do Brasil Central (cratón), áreas que já foram mais erodidas, portanto não contribuem tanto quanto os Andes para a carga sedimentar, porém apresentam um certo nível de material orgânico dissolvido. Os rios de água preta possuem águas ácidas devido à quantidade de matéria orgânica dissolvida (que dá a cor ao rio) (MARTINEZ et al., 2015), que é cerca de 10 vezes maior que no sistemas Solimões-Amazonas (RÍOS-VILLAMIZAR et al., 2020). O rio Negro, típico representante das águas pretas amazônicas, foi originado no escudo pré-cambriano da região norte da bacia amazônica (FURCH; JUNK, 1997).

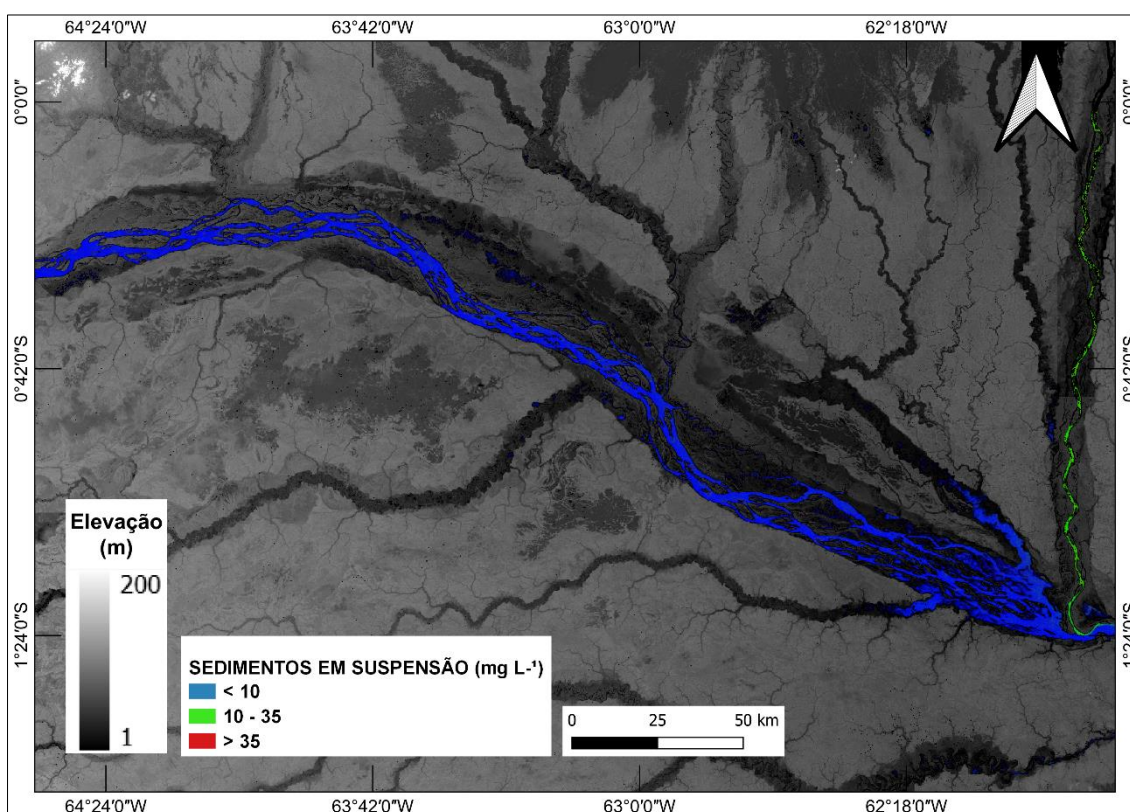
Recentemente Ríos-Villamizar et al. (2020) propuseram uma nova classificação para os rios da Amazônia analisando parâmetros hidroquímicos (transparência, pH, condutividade elétrica e a distribuição de cátions e ânion) de 380 rios e igarapés. Os autores indicam que a composição química dos corpos d'água da Amazônia é mais complexa e variável do que foi inicialmente assumido por Sioli (1984). Portanto, foram propostos seis tipos de rios para a Amazônia: Os três inicialmente propostos (branco, claro e preto); e níveis intermediários (intermediário A, intermediário B e salobros).

O rio Negro segue classificado com um rio de águas pretas, possuindo águas pobres em nutrientes e eletrólitos com dominância de sódio entre os principais cátions, apresentando baixa alcalinidade. O pH é menor que 5,5 e a condutividade elétrica menor que $30 \mu\text{S cm}^{-1}$. O rio Branco, principal afluente do

rio Negro, foi reclassificado como rio de água clara com o alto curso e principais afluentes sendo reclassificados como Intermediário do tipo A que possuem pH na faixa de 3,75-9,20, a condutividade elétrica entre 1,18-140,89 $\mu\text{S cm}^{-1}$ e transparência 15,5-294 cm (RÍOS-VILLAMIZAR et al., 2020).

O rio Negro apresenta uma baixa carga de sedimentos em suspensão, se comparado com outros rios da Amazônia. Segundo Filizola e Guyot (2009; 2011) a carga suspensa do rio Negro, próximo à foz, varia entre $7 \cdot 10^6 \text{ ton ano}^{-1}$ e $8 \cdot 10^6 \text{ ton ano}^{-1}$. Fassoni-Andrade e Paiva (2019) espacializaram dados de sedimentos em suspensão utilizando dados orbitais. Os sedimentos em suspensão no rio Negro, na altura do complexo de Mariuá, possui uma média de transporte menor que 10 mg L^{-1} e o rio Branco possui uma carga entre 10 e 35 mg L^{-1} na série histórica de 2003-2017, sendo um dos principais rios neste quesito da bacia do rio Negro (Figura 16).

Figura 16 - Frequência de Sedimentos em Suspensão no Complexo de Mariuá

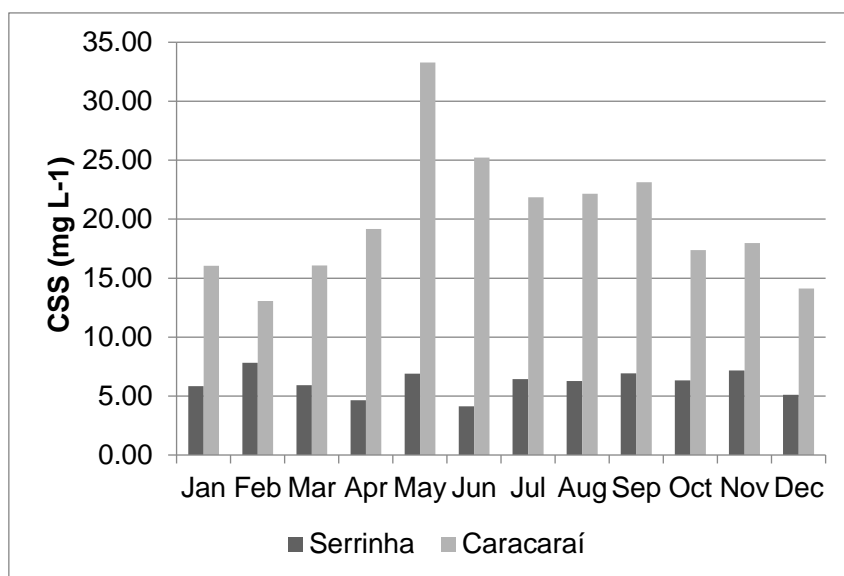


Fonte: Dados de Sedimentos de Fassoni-Andrade e Paiva (2019); Modelo Digital de Elevação da missão Copernicus DEM.

Os dados apresentados por Fassoni-Andrade e Paiva (2019) são consistentes quando comparados com os dados de sedimentos em suspensão

das estações convencionais de Serrinha (rio Negro, montante de Mariuá) no período de 1996-2008 e Caracaraí (rio Branco) no período de 1996-2017. É possível identificar pouca variação anual de sedimentos no rio Negro, enquanto no rio Branco os dados variam entre 33,27 mg L⁻¹ (maio) e 13,05 mg L⁻¹ (fevereiro) (Figura 17).

Figura 17 - Sedimentos em Suspensão nas Estações de Serrinha e Caracaraí



Fonte: Hybam.

Cohen et al. (2014) analisaram a carga de sedimentos em suspensão global empregando um desvio normalizado da média para comparar as mudanças anuais nos sedimentos suspensos entre 1960 e 2010. Os autores afirmam que os rios tropicais à dinâmica da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT não apresentam flutuações temporais relativamente altas de sedimentos. É sugerido que os padrões de precipitação intra-bacias podem aumentar ou diminuir a produção de sedimentos em função da litologia e do relevo.

A carga de fundo do rio Negro é composta principalmente por material arenoso que formam barras laterais ou longitudinais durante os períodos de águas baixas. O diâmetro da areia das barras laterais do rio Negro, considerando, principalmente, o baixo curso, varia entre 0,4 e 2,3 Ø, porém mais comumente entre 1 e 1,75 Ø (supermaturos e com mais de 98% de quartzo). Os sedimentos finos são compostos por argilas caulínicas ricas em ferro e areias intemperizadas de rochas cristalinas pré-cambrianas ou por rochas

sedimentares do Paleozoico e Mesozoico (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005).

Marinho et al. (2021) analisam a granulometria do material de fundo do rio Negro e alguns dos principais afluentes. Segundo os autores no alto e médio curso predomina material de fundo arenoso com frações lamosas < 5%, sendo que o material mais grosso, proveniente do escudo das Guianas, é acumulado na transição entre o médio e baixo curso (principalmente no arquipélago de Mariuá). No baixo rio Negro a concentração de material lamoso aumenta comparado com o médio e o alto curso, principalmente no complexo de Anavilhanas.

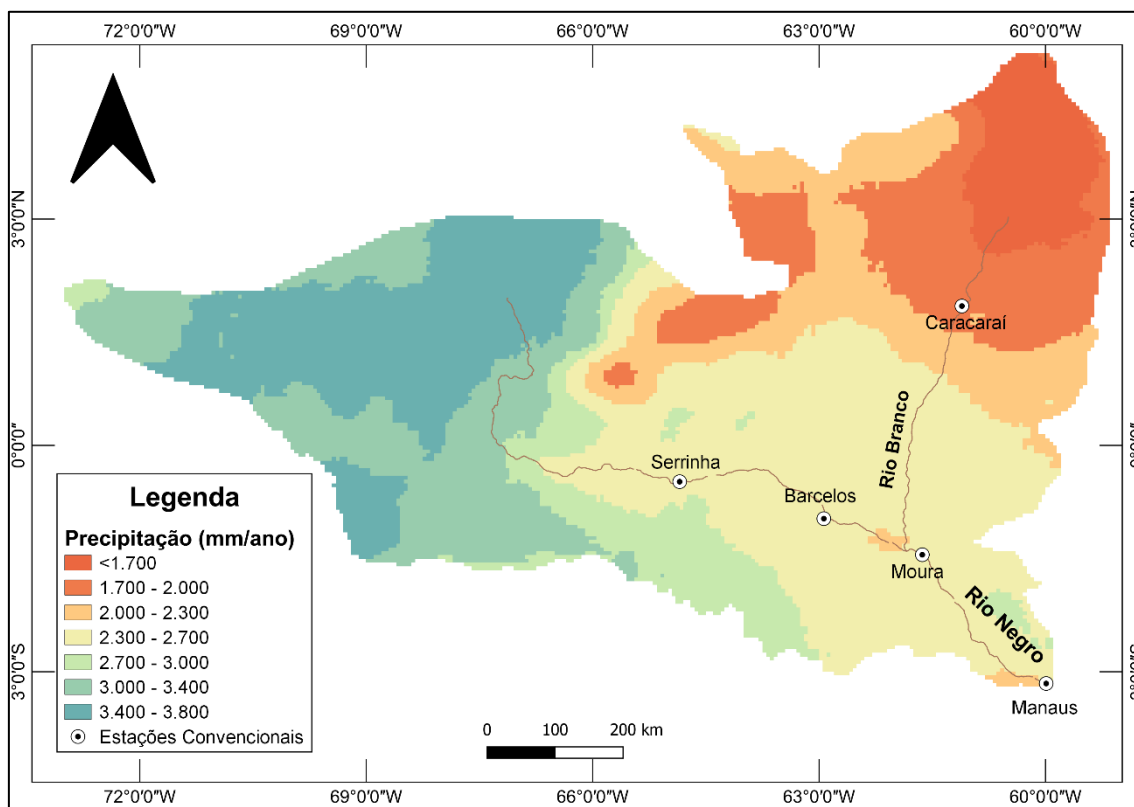
2.5 Regime de Precipitação

Há uma grande variabilidade nos índices de precipitação da bacia hidrográfica do rio Amazonas. Segundo Espinoza et al. (2009) no delta do rio Amazonas, área de influência da ZCIT, e no noroeste da bacia (Colômbia, Norte da Amazônia Equatoriana, Nordeste do Peru e Noroeste da Amazônia Brasileira) ocorrem os maiores índices de precipitação ($3.000 \text{ mm ano}^{-1}$). Em análise de 850 estações pluviométricas (1970-1996) na bacia do Amazonas Filizola et al. (2002) afirmam que a média de precipitação é de $2.300 \text{ mm ano}^{-1}$.

Guyot et al. (1993) analisaram o regime de precipitação da bacia do rio Negro durante 20 anos (1973-1992). Os autores subdividiram a bacia em três vetores regionais com base nas tendências pluviométricas: Bacia do rio Negro até Serrinha; Bacia do rio Branco até Caracaraí; jusante das bacias do Negro e Branco. A média anual de precipitação para a bacia foi de $2.566 \text{ mm ano}^{-1}$ com tendência de aumento de leste para oeste. No primeiro vetor a média foi de $2.980 \text{ mm ano}^{-1}$ com variação de $2.000 \text{ mm ano}^{-1}$ a $3.000 \text{ mm ano}^{-1}$ com pico entre os meses de maio a julho (representando 30% das precipitações anuais). No segundo vetor as precipitações variam de $1.400 \text{ mm ano}^{-1}$ a $2.300 \text{ mm ano}^{-1}$ com um valor médio de $1.830 \text{ mm ano}^{-1}$, neste vetor o regime sazonal é mais marcado com os meses úmidos (maio a julho) representando 57% da precipitação anual. O terceiro vetor apresenta máximas entre março e maio, segundo Queiroz e Alves (2021), a média anual de precipitação para a estação de Manaus, baixo rio Negro, entre 1984 e 2018, é de $2.245,4 \text{ mm ano}^{-1}$ com valores superiores a 200 mm mês^{-1} entre janeiro e abril.

Utilizando a série histórica de precipitação entre 1981 e 2019 (38 anos) estimada pelo projeto CHIRPS v.2 (<https://www.chc.ucsb.edu/data/chpclim>) que foi desenvolvida para disponibilizar e espacializar dados climatológicos para áreas que possuem uma baixa densidade de estações convencionais, como é o caso da bacia Amazônica, a média anual de precipitação na região de Mariuá, no médio rio Negro, foi de 2.300 mm/ano. (Figura 18).

Figura 18 - Espacialização da precipitação na bacia hidrográfica do rio Negro



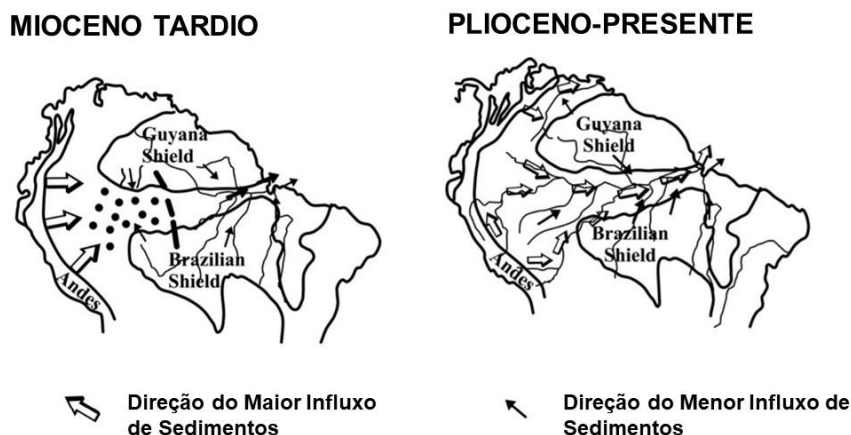
Fonte: CHIRPS v.2

2.6 Paleogeografia e Paleoclimatologia

Latrubesse et al. (2010) propuseram um modelo evolutivo paleogeográfico da região amazônica durante o Mioceno Superior e do Plioceno até o presente (Figura 19). Durante o Mioceno Superior a área da bacia Amazônica era uma bacia sedimentar de afundamento ativa e a região da Amazônia Ocidental recebeu sedimentos provenientes diretamente dos Andes. Nesta época o sistema incompleto do rio Amazonas drenava apenas as plataformas cratônicas localizadas a leste. Após a reorganização da bacia entre o final Mioceno e o início do Plioceno os rios do sudoeste da Amazônia como o Purus, Juruá e Javari

se tornaram sistemas de planície sem contato com os Andes. É a partir desta reorganização que o sistema amazônico se tornou integrado e transcontinental.

Figura 19 - Reconstrução paleogeográfica de sedimentos e influxo de água na bacia amazônica durante o Mioceno Superior e do Plioceno até o presente



Fonte: Latrubesse et al. (2010).

Segundo Pereira (2016) o ambiente paleogeográfico da bacia do médio rio Negro (Mariuá, Demini e Cueiras) pode ser caracterizado como um ambiente fluvial de média energia com inúmeros canais fluviais, com sua área-fonte mais a norte (área mais elevada), e deposição em ambiente fluvial. Quanto à paleogeomorfologia, Pereira (2016) afirma que o sistema fluvial que possibilitou a deposição da Formação Içá era entrelaçado com vastas barras arenosas e carga sedimentar mista com predomínio de material lamoso, sugerindo amplas planícies inundadas (áreas de igapó) entrecortadas por canais de média energia. Latrubesse e Franzinelli (2005) afirmam que a evolução hidrossedimentar do rio Negro está intimamente ligada a evolução do rio Solimões, que, conforme Latrubesse e Franzinelli (2002), experimentou altas taxas de acreção vertical de sedimentos durante o holoceno, formando grandes planícies de inundação impedidas. Concomitantemente, o rio Negro passou por um ajuste complexo às mudanças do clima durante o Holoceno tornando-se gradualmente um vale bloqueado, o que foi caracterizado, no baixo curso, como uma ria fluvial por Alves (2013).

Os terraços localizados no alto rio Negro (mais detalhes no tópico 2.1.1.2) são uma resposta das mudanças climáticas no Glacial Superior. O rio Negro, nesta região, era uma área-fonte de sedimentos que eram transportados para

jusante e parcialmente depositados na planície aluvial superior, esse processo seguiu durante o Holoceno Superior e Médio e continuou a preencher as bacias sedimentares estruturalmente controladas (arquipélago de Mariuá) (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Com datação por C¹⁴ nas ilhas do complexo de Mariuá, Latrubesse e Franzinelli (2005) afirmam que a gênese das ilhas ocorreu entre 3650±90 AP e 1060±40 durante o Holoceno (Quadro 3).

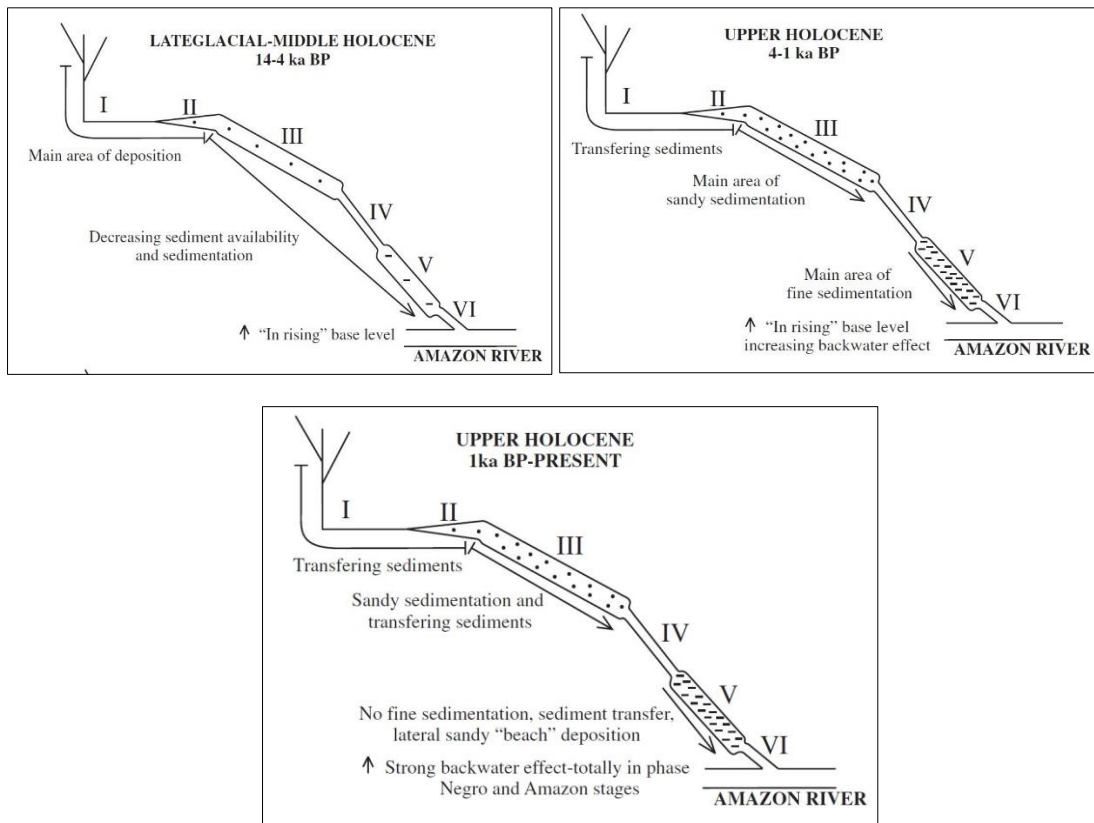
Quadro 3 - Datação por C¹⁴ das ilhas do complexo de Mariuá

| Trecho | Rio | Idade por Radiocarbono (anos AP) |
|-----------------------|-------|----------------------------------|
| Arquipélago de Mariuá | Negro | 3650±90 |
| - | - | 1450±70 |
| - | - | 1710±60 |
| - | - | 1330±40 |
| - | - | 1060±40 |

Fonte: Latrubesse e Franzinelli (2005).

Provavelmente, esse aporte de sedimentos predominantemente arenoso formou barras de areia com deposição maior a montante do que a jusante, o que foi a base para a formação do complexo de Mariuá. A área distal do complexo de Mariuá foi confinada pelo delta do rio Branco a uma largura entre 1,5-2 km. O transporte de sedimentos e a formação das planícies de inundação ocorreram no Glacial Superior e no Holoceno entre aproximadamente 14 ka AP e 1 ka AP que foi a época que aporte de sedimentos (principalmente para as ilhas de Anavilhanas) cessou devido a estabilização da bacia e o restabelecimento da cobertura vegetal tropical, porém as cabeceiras dos rios Branco e Negro seguiram fornecendo areia para o rio Negro (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005) (Figura 20).

Figura 20 - Modelo de Evolução Esquemático do rio Negro desde o Glacial Superior até o Presente



Fonte: Latrubesse e Franzinelli (2005).

Cunha (2017) através de datações por luminescência (LOE) de grãos de quartzo e análise sedimentológica indica que as ilhas Anavilhanas tiveram um maior período de formação em 7.000 anos AP, mais antigo que os trabalhos de Latrubesse e Franzinelli (2005) e Barbosa (2015) indicam. Porém, trabalhos biogeográficos de avifauna no rio Negro indicam a presença de espécies especialistas nas ilhas do rio Negro entre Pleistoceno Médio e a transição para o Holeceno (RIBAS et al., 2012; CHOUERI et al., 2017), isto contradiz as datações realizadas por trabalhos anteriores para os arquipélagos de Mariuá e Anavilhanas.

Considerando-se que as ilhas de um canal anabranching se estabilizam de forma lenta e a taxa de sedimentação mínima rio Negro no Quaternário Tardio sendo de $0,24 \text{ mm ano}^{-1}$ seriam necessários cerca de 40.000 anos AP para as ilhas do complexo fluvial de Anavilhanas se formarem (MARINHO, 2019), valor muito superior às datações dos trabalhos de Latrubesse e Franzinelli (2005), Barbosa (2015) e Cunha (2017). Porém, considera-se que o rio Negro não esteve

em estabilidade durante o quaternário podendo variar o valor da sedimentação mínima (Quadro 4) e a estabilidade atual foi estabelecida nos últimos 1.000 anos AP (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; RODRÍGUEZ-ZORRO et al., 2017), esses períodos de instabilidade do sistema pode também ter influenciado nos processos de sedimentação do complexo de Mariuá.

Quadro 4 - Taxa de Sedimentação estimada para diferentes unidades fluviais do médio e baixo Rio Negro

| Autor | Taxa (mm/ano) | Idade (AP) | Local |
|-------------------------|----------------------|-------------------|-------------------|
| Costa. (2006) | 0,09 - 0,47 | < 8 ky | Lago Acarabixi |
| Cordeiro et al., (2008) | 2,3 - 19,5 | < 11 ky | Lago Acarabixi |
| Barbosa, R. (2015) | 1,3 - 5,5 | < 2,5 ky | Ilhas Anavilhanas |
| Cunha, D. (2017) | 0,10 - 7,85 | < 7 ky | Ilhas Anavilhanas |
| Silva, V. (2019) | 0,3 - 0,7 | < 2 ky | Lago Anavilhanas |

Fonte: Marinho (2019).

Ainda existem muitas controvérsias científicas sobre a evolução paleoclimática da Amazônia. Estudos demonstram que durante os ciclos glaciais há a contração da vegetação e expansão da floresta após esses ciclos (BROWN; AB'SABER, 1979; VAN DERHAMMEN, 1982), sendo que em dois momentos durante o quaternário houve recuo da vegetação, o primeiro no Pleistoceno, durante o período glacial do hemisfério norte e o segundo durante o Holoceno (BROWN; AB'SABER, 1979). Durante o Último Máximo Glacial - LGM no Pleistoceno houve uma diminuição da sedimentação em diversos lagos da região Amazônica o que sugere uma diminuição do nível dos lagos, característica associada a climas secos. Análises na lagoa da Pata, na alta bacia do rio Negro, sugerem um clima seco entre 26.000 e 15.000 AP (D'APOLITO et al., 2013).

Carneiro Filho et al. (2002) mapearam diversas paleodunas na região do alto rio Negro datadas por termoluminescência entre 32.6 ± 3.1 ka AP e 7.8 ± 0.9 ka AP, ou seja, entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. Episódios de dunas são atribuídos a climas secos, o que corrobora com os dados de D'Apolito et al. (2013). Durante diferentes fases do Pleistoceno Superior a atividade eólica foi intensificada na região do Alto rio Negro, sendo que as dunas lineares com orientação NW-SE refletem os padrões de ventos do anticiclone norte-americano do Quaternário Superior (CARNEIRO FILHO et al., 2002).

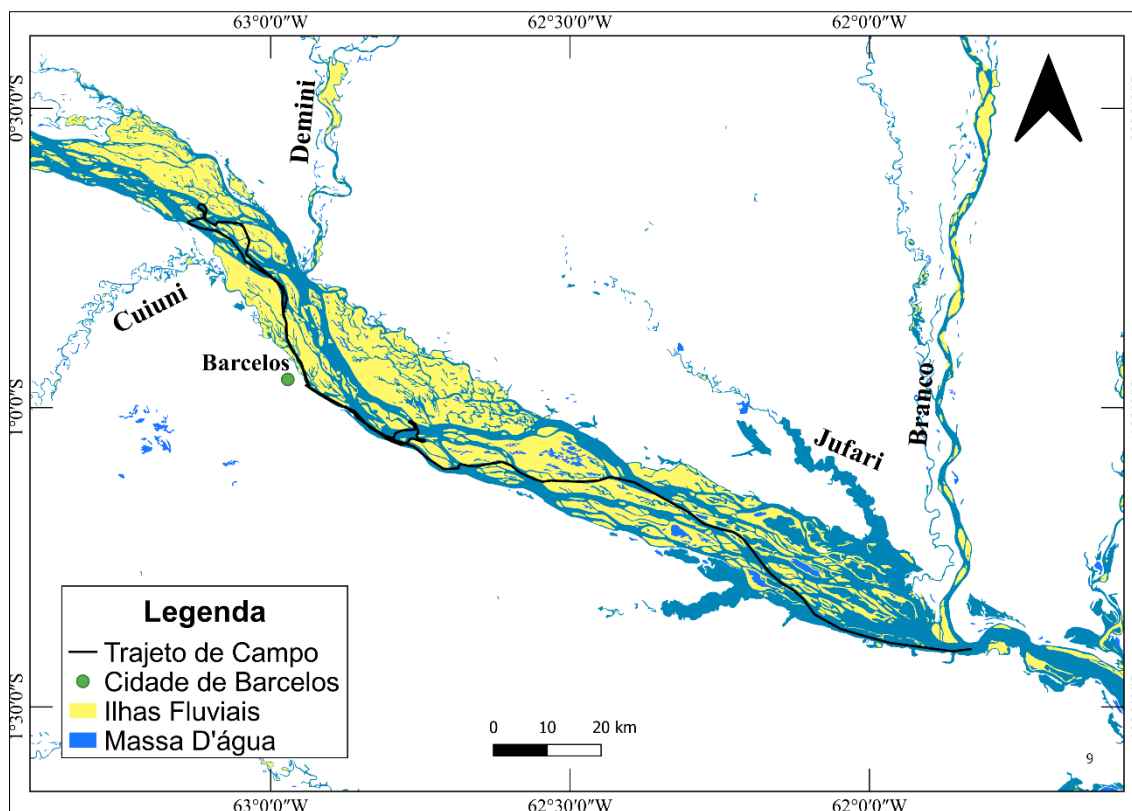
Wang et al. (2017) analisaram espeleotemas na caverna Paraíso na Amazônia Oriental para detectar variações na precipitação da região Amazônica de grande parte dos últimos 45.000 anos. No LMG (cerca de 21 ka AP) o nível de precipitação foi de cerca de 58% menor em relação ao nível moderno e durante o Holoceno Médio (cerca de 6 ka AP) foi 142% menor. Os autores afirmam que durante o LMG as terras baixas da Amazônia foram amplamente mais secas, resultando em uma menor transpiração das plantas (apesar da floresta tropical ter persistido durante o período).

CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Trabalhos de Campo e Pesquisa Bibliográfica

Foram realizadas pesquisas de campo entre os dias 04 e 06 de dezembro de 2021, período de vazante do rio Negro, para identificar os elementos geomorfológico do complexo de Mariuá. Utilizou-se uma embarcação de pequeno porte (canoa de alumínio com um motor de 40 hp) para navegar cerca de 190 km no complexo (Figura 21). Para fundamentar as pesquisas de campo foram realizadas pesquisas bibliográficas em livros, teses, dissertações e artigos pertinentes.

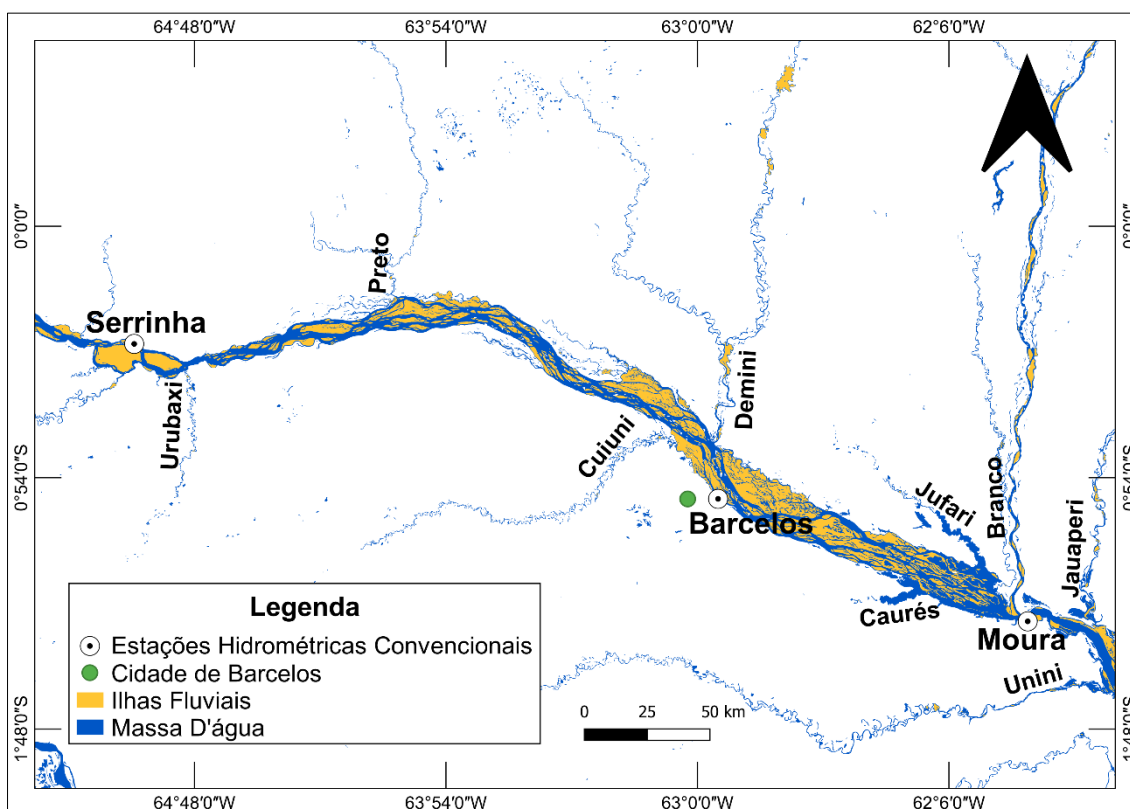
Figura 21- Trajeto de Campo no complexo fluvial de Mariuá



3.4 Estações Hidrométricas Convencionais

Foram analisados dados de sedimentos em suspensão, velocidade de fluxo, vazão e cotas para caracterizar o regime hidrológico e a dinâmica fluvial do rio Negro (Figura 22). Os dados foram disponibilizados pela Agência Nacional de Águas e Saneamento – ANA (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>) e pelo projeto ORE-HYBAM (<https://hybam.obs-mip.fr/pt/>).

Figura 22 - Localização das estações hidrométricas e pluviométricas analisadas



Foram utilizadas as estações de Moura (jusante de Mariuá), Barcelos (dentro) e Serrinha (montante). As cotas médias mensais foram normalizadas em relação à média anual para comparar o regime de nível da água nas três estações (MARINHO et al., 2021). Utilizou-se os dados de Velocidade de Fluxo, Sedimentos em Suspensão e Descarga Líquida apenas da estação de Serrinha devido à falta de dados nas outras estações (Quadro 5).

Quadro 5 - Estações hidrométricas convencionais utilizadas e informações sobre conta (h), vazão (Q), sedimentos em suspensão (CSS), velocidade de fluxo (v)

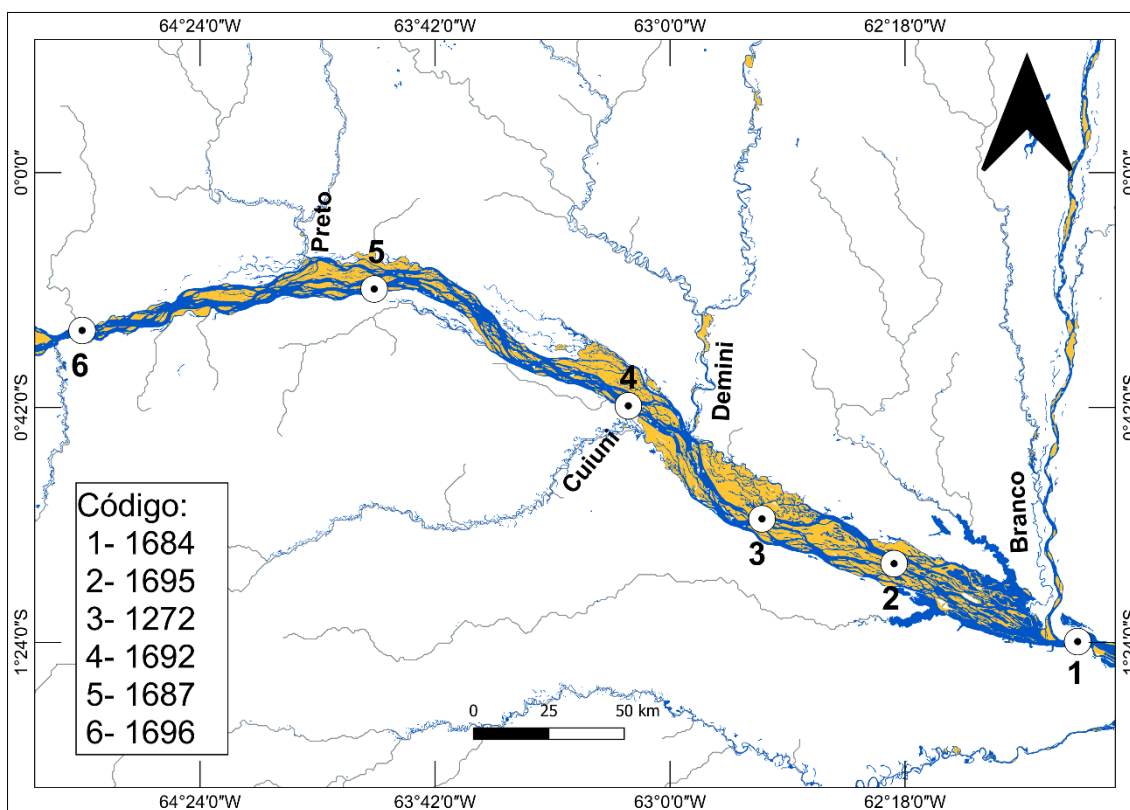
| Código | Estação | Rio | Área Drenagem (km ²) | h (cm) | Q (m ³ s ⁻¹) | CSS (mg L ⁻¹) | v (m s ⁻¹) | Fonte |
|--------------|----------|-------|----------------------------------|-----------|-------------------------------------|---------------------------|------------------------|---------------|
| 1484000 0 | Moura | Negro | 620.000 | 1983-2019 | - | - | - | HYBAM |
| 1448000 2 | Barcelos | Negro | - | 1967-2018 | - | - | - | HYBAM |
| 1442000 0 | Serrinha | Negro | 280.000 | 1967-2019 | 1967-2019 | 1998-2008 | 1978-2019 | HYBAM/ ANA |

3.5 Dados altimétricos

O monitoramento hidrológico dos rios da Amazônia por altimetria espacial é um importante procedimento de análise hidrológica, principalmente em áreas com dados escassos ou espaçados. Foram utilizados dados altimétricos da missão espacial Sentinel 3A (Figura 23) para entender a variabilidade da

declividade do espelho d'água nos trechos montante – dentro do complexo – jusante, segundo Marinho (2019). A missão Sentinel foi lançada em 2014 pela *European Space Agency – ESA* e tem por objetivo dar continuidade no monitoramento dos recursos naturais, marinhos, uso e ocupação do solo, geleiras e mudanças climáticas de missões anteriores gerenciadas pela ESA (ERS, ENVISAT, SPOT).

Figura 23 - Estações Altimétricas no Complexo Fluvial de Mariuá



A terceira série do Sentinel, lançada em 2016 (3-A), é adequada para o monitoramento fluvial e marinho e possui um radar de abertura sintética com um altímetro embutido (SRAL) e sensores ópticos. Os dados do Sentinel possuem um período de revisita de 27 dias (Tabela 3) e foram disponibilizados pela base de dados do projeto Hidroweb THEIA-CNES (www.hydroweb.theia-land.fr).

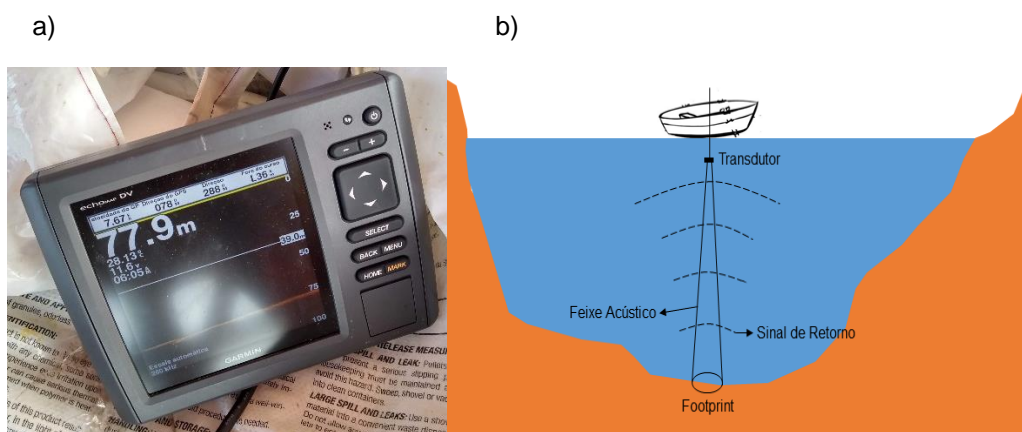
Tabela 3 - Estações Virtuais Altimétricas Utilizadas

| | Satélite | Estação Virtual | Data de Início | Data Final | Órbita |
|---|--------------|-----------------|----------------|------------|-------------------------|
| 1 | SENTINEL 3-A | 1684 | 01/07/2016 | 30/09/2021 | Polar Heliossíncrona |
| 2 | SENTINEL 3-A | 1695 | 17/06/2016 | 27/06/2021 | Polar Heliossíncrona |
| 3 | SENTINEL 3-A | 1272 | 27/06/2016 | 07/07/2021 | Polar Heliossíncrona |
| 4 | SENTINEL 3-A | 1692 | 10/07/2016 | 23/06/2021 | Polar Heliossíncrona |
| 5 | SENTINEL 3-A | 1687 | 06/07/2016 | 05/10/2021 | Polar Heliossíncrona |
| 6 | SENTINEL 3-A | 1696 | 19/06/2016 | 18/09/2021 | Polar Heliossíncrona |

3.2 Batimetria

Foram realizadas medições batimétricas transversais de vários canais e paranás do complexo utilizando um ecobatímetro GPS/sonar Garmin Echomap™ 52dv (Figura 24a) em uma embarcação de pequeno porte. O ecobatímetro possui sensores que utilizam ondas acústicas devido à sua facilidade em propagar em líquidos. Para liberar as ondas é utilizada uma fonte emissora de sinais acústicos e um relógio interno que calcula intervalo entre o momento da emissão do sinal e o tempo de retorno para o sensor. Os ecobatímetros monofeixe efetuam um único registro a cada pulso (ping) e de forma contínua registra a profundidade do canal (Figura 24b).

Figura 24 a, b - Equipamentos e métodos utilizados na batimetria

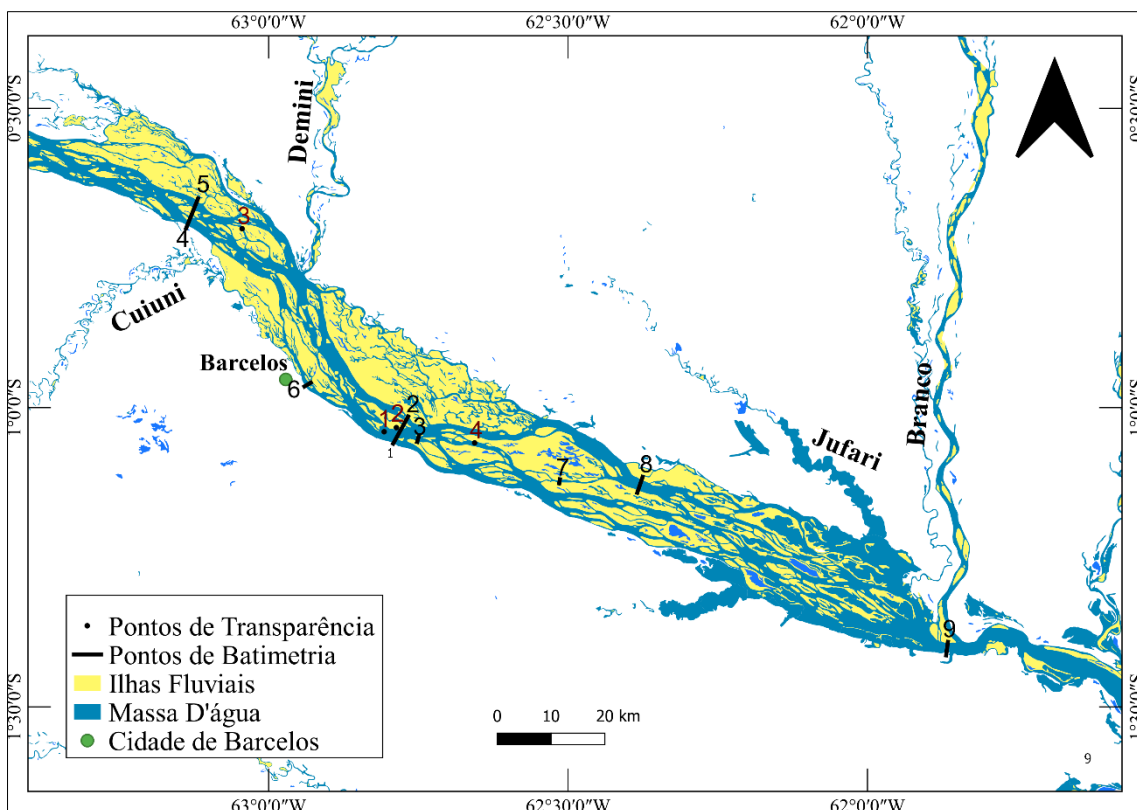


a – Ecobatímetro. b – Método acústico para determinar a profundidade de um corpo d'água.

A embarcação navegou o perfil transversal do canal a uma velocidade média de cerca de 8 km/h e foram registradas as profundidades a cada 10 segundos. O sensor ficou cerca de 30 cm submerso, portanto esse valor foi

corrigido na elaboração dos perfis. Foram realizadas ao todo 9 perfis batimétricos (Figura 25) para produzir esquemas que ilustrem a morfologia dos canais e sua relação com as ilhas e processos de erosão e deposição, segundo Carvalho (2012). Além disto, foi realizada a relação largura/profundidade para definir a morfologia dos canais (a ordem dos pontos corresponde a cronologia de campo). Também foi obtida a transparência da água em quatro pontos utilizando um disco de Secchi (Figura 25).

Figura 25 - Pontos de batimetria e transparência da água no complexo de Mariuá



3.6 Mapeamento Geomorfológico

Para mapear as unidades fluviais (ilhas, lagos, planície de inundação, terraços fluviais e barras de areia) do complexo fluvial de Mariuá foram utilizadas imagens de radar com abertura sintética Sentinel 1-A, que faz parte das Missões Copernicus, desenvolvida pela ESA e disponibilizadas pelo *Alaska Satellite Facility* – ASF da NASA (<https://search.asf.alaska.edu/>) (Tabela 4). O pré-processamento das imagens foi realizado no software Sentinel Application Platform (SNAP Desktop v. 8.0) que consistiu em correções radiométricas (redução de ruídos *speckle*, calibração radiométrica) e a classificação supervisionada das imagens no software Qgis 3.18.2. Para comparar os dados

e melhorar a precisão do mapeamento os dados do Sentinel foram comparados em pontos aleatórios com dados do Satélite Landsat 8 Sensor OLI (Tabela 4).

Tabela 4 - Características dos dados orbitais utilizados

| Satélite | Sensor/ Banda | Polarização/ Bandas Analisadas | Data de Aquisição | órbita | Resolução Espacial | Cota Fluviométrica (Barcelos) |
|-----------------|------------------|--------------------------------------|------------------------------|--------------------|-----------------------|-------------------------------------|
| Sentinel 1-A | SAR/Ban da C | VV | 27/01/2016 (águas baixas) | Descen dente | 30 x 30 m | 181 cm |
| - | - | - | 13/02/2016 (águas baixas) | - | - | 115 cm |
| - | - | - | 15/02/2016 (águas baixas) | - | - | 110 cm |
| - | - | - | 27/02/2016 (águas baixas) | - | - | 148 cm |
| - | - | - | 09/06/2017 (águas altas) | - | - | 815 cm |
| - | - | - | 14/06/2017 (águas altas) | - | - | 809 cm |
| - | - | - | 14/06/2017 (águas altas) | - | - | 809 cm |
| - | - | - | 21/06/2017 (águas altas) | - | - | 808 cm |
| Landsat 8 | OLI | 4, 3, 2 (cor verdadeira) | 06/01/2016 (águas baixas) | Heliossí ncrona | 30 x 30 m | 252 cm |
| - | - | - | 15/01/2016 (águas baixas) | - | - | 268 cm |
| - | - | - | 15/01/2016 (águas baixas) | - | - | 268 cm |
| - | - | - | 24/01/2016 (águas baixas) | - | - | 207 cm |
| - | - | - | 28/07/2017 (águas altas) | - | - | 819 cm |
| - | - | - | 28/07/2017 (águas altas) | - | - | 819 cm |
| - | - | - | 06/08/2017 (águas altas) | - | - | 789 cm |
| - | - | - | 13/08/2017 (águas altas) | - | - | 754 cm |

O ano escolhido para o mapeamento foi 2016, pois entre 2015-2016 o efeito do fenômeno El Niño foi intenso na região do rio Negro, que ocorre quando a anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) foi superior a 1,5° em alguns meses pertencentes à série histórica (SMITH; REYNOLDS, 2003). A intensidade do El Niño interferiu no regime de precipitação regional fazendo as cotas do rio Negro, na região de Mariuá, serem menores que a média histórica para a época do ano, logo as feições geomorfológicas como barras de areia ficaram mais visíveis.

3.7 Índice Anabranching e Índice de Sinuosidade

O Índice Anabranching é projetado para a análise e caracterização da morfologia da planície de inundação de um rio anabranching (BAENA-ESCUDEIRO et al., 2019) e é o número de canais ativos separados por ilhas fluviais no fluxo de base, sendo calculado pela correlação entre o número de canais e o número de ilhas em um trecho pré-estabelecido (RINALDI et al., 2016). Para o complexo de Mariuá foram estabelecidos 5 trechos para o cálculo do índice (Apêndice I). O Índice de Sinuosidade é a razão entre o comprimento real do talvegue e o comprimento em linha reta da nascente à foz. Para a interpretação dos dados utilizou-se a classificação de Schumm (1963) (Tabela 5).

Tabela 5 - Classificação de Canais quanto ao índice de sinuosidade

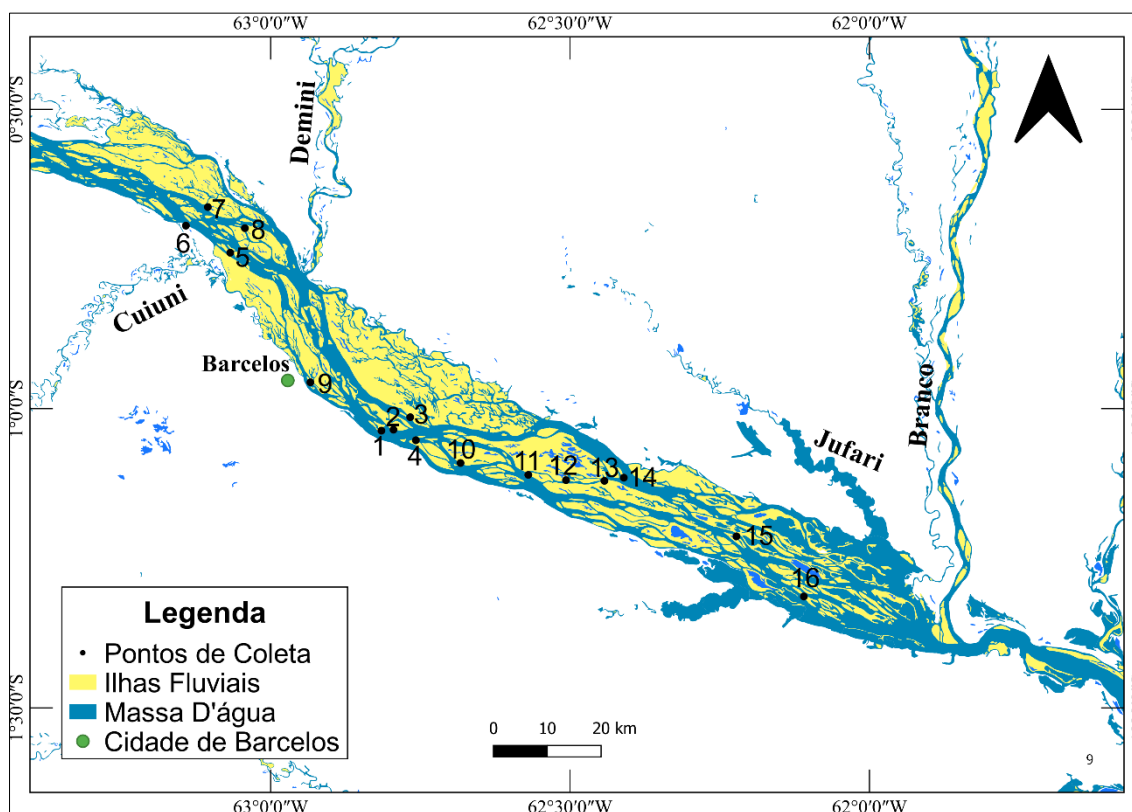
| Tipos: | Valor do índice |
|-----------------------|------------------------|
| A) Meandrantas: | |
| a) Tortuosos | 2,3 |
| b) Irregulares | 1,8 |
| c) Meandros Regulares | 1,7 |
| B) Transicionais | 1,3 |
| C) Retos | 1,1 |

Fonte: Schumm (1963).

3.8 Coleta de Amostras de Sedimentos

Foram coletadas amostras de sedimentos em 16 pontos (a ordem dos pontos corresponde a cronologia da coleta em campo) (Figura 26) que correspondem a diferentes formas fluviais (barras fluviais, ilhas e planície de inundação). As amostras foram preparadas e separadas para a análise granulométrica dos sedimentos, segundo o método da Pipeta, de acordo com Teixeira et al. (2017), no Latossolo - laboratório de Análise e Tratamento de Sedimentos da Universidade Federal do Amazonas – UFAM.

Figura 26 - Pontos de coleta de sedimentos no complexo



Foram coletadas amostras em perfis de sedimentos e com o trado tipo Holandês nas ilhas, planícies de inundação e barras de areia (Quadro 6). As amostras foram analisadas em campo quanto às características do ambiente natural e descrição das características perceptíveis como influência da fauna e da flora no solo.

Quadro 6 - Pontos de Análise das amostras de solo

| Ponto | Método de Coleta | Altura do Perfil (m) | Número de Amostras | Profundidade | Unidade Geomorfológica | Data da Coleta | Tempo |
|-------|------------------|----------------------|--------------------|--|----------------------------------|----------------|------------|
| 1 | Trado | x | 1 | 50 cm | Barra de Areia | 04/11/2021 | Nublado |
| 2 | Perfil | 1 | 2 | A: 10 cm B: 1 m | Ilha | 04/11/2021 | Nublado |
| 3 | Perfil | 2 | 2 | A: 30 cm B: 1,90 m | Planície Interna/Ilha de Avulsão | 04/11/2021 | Nublado |
| 4 | Trado | x | 3 | Superfície (barra); A: 40 cm B: 70 cm (Ilha) | Barra; Ilha | 04/11/2021 | Nublado |
| 5 | Trado | x | 1 | 40 cm | Barra | 05/11/2021 | Ensolarado |
| 6 | Trado | x | 2 | A: 10 cm B: 60 cm | Planície de Inundação | 05/11/2021 | Ensolarado |
| 7 | Trado | x | 2 | A: 20 cm B: 80 cm | Planície Interna/Ilha de Avulsão | 05/11/2021 | Ensolarado |
| 8 | Perfil | 2,1 | 2 | A: 40 cm B: 2 m | Ilha | 05/11/2021 | Ensolarado |
| 9 | Trado | x | 1 | Superfície | Barra de Areia | 05/11/2021 | Ensolarado |
| 10 | Perfil | 1,6 | 2 | A: 20 cm B: 1,50 m | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 11 | Perfil | 1,1 | 2 | A: 20 cm B: 1,10 m | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 12 | Perfil | 0,4 | 2 | A: 10 cm B: 40 cm | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 13 | Perfil | 2,8 | 2 | A: 40 cm B: 2,80 m | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 14 | Trado | x | 1 | 40 cm | Barra de Areia | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 15 | Perfil | 2,2 | 2 | A: 30 cm B: 2,10 m | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |
| 16 | Perfil | 2,51 | 2 | A: 20 cm B: 2,3 m | Ilha | 06/12/2021 | Chuvoso |

As classes texturais foram classificadas de acordo com a escala granulométrica apresentada em Wentworth (1922) (Tabela 6). Os limites das classes são determinados de acordo com as propriedades físicas envolvidas no transporte dos sedimentos e concordam com a distinção entre as cargas transportadas em suspensão ou no fundo de leito (ALVES, 2013).

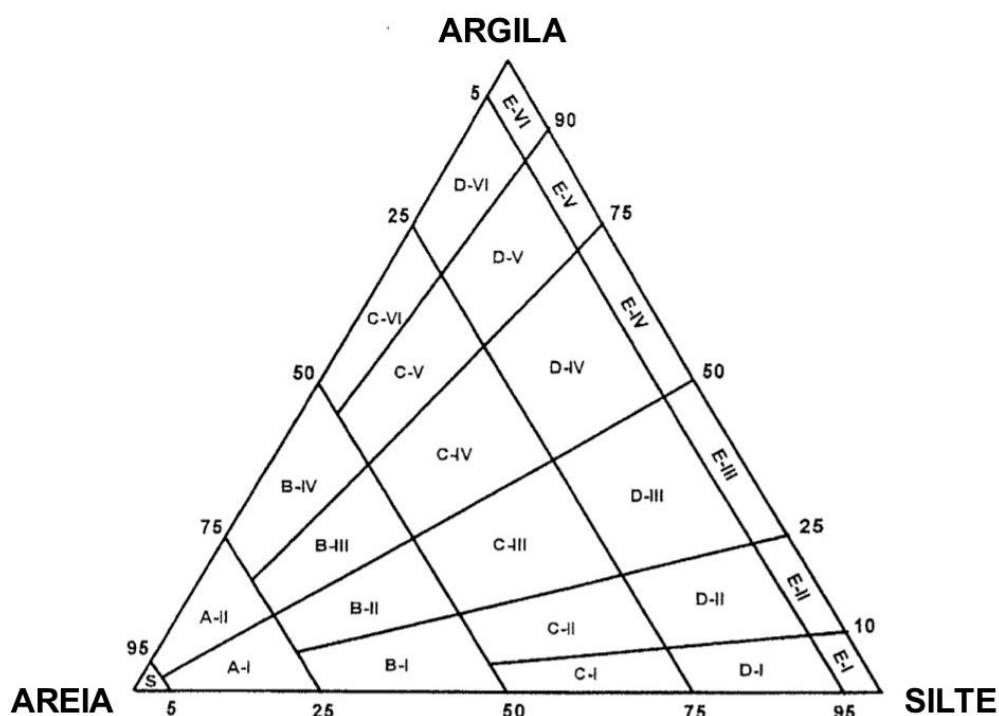
Tabela 6 - Escala Granulométrica

| Fração | Diâmetro (mm) |
|--------------------|---------------|
| Argila | <0,004 |
| Silte | 0,004-0,062 |
| Areia Muito Fina | 0,062-0,125 |
| Areia Fina | 0,125-0,250 |
| Areia Média | 0,250-0,50 |
| Areia Grossa | 0,50-1,0 |
| Areia Muito Grossa | 1,0-2,0 |
| Grânulo | 2,0-4,0 |

Fonte: Wentworth (1922).

Após a determinação da distribuição granulométrica das partículas se utilizou o diagrama triangular para a Classificação de Sedimentos de Flemming (2000) (Figura 27), que revisa diversos esquemas existentes (ver SHEPARD, 1954; FOLK, 1968; FOLK et al., 1970; REINECK; SIEFERT, 1980; PEJRUP, 1988).

Figura 27 - Diagrama ternário para classificação textural e subdivisões hidrodinâmicas com base nas relações areia/silte/argila



Fonte: Flemming (2000).

Flemming (2000) avalia dois principais componentes (lama e areia) e considera proporções entre as frações de areia/silte/argila definindo seis tipos de sedimentos: Areia com < 5% de lama; Areia Levemente Lamosa entre 5% e 25%

de lama; Areia Lamosa entre 25% e 50% de lama; Lama Arenosa entre 50% e 75% de lama; Lama Levemente Arenosa entre 75% e 95%; Lama com > 95% de lama. Os códigos e terminologia das 25 classes texturais baseadas nas seis classes de sedimentos estão dispostas no Quadro 7:

Quadro 7 - Códigos-Letras e terminologia descritiva para as 25 classes texturais conforme a figura 22

| Código | Classe Textural | Código | Classe Textural |
|---------------|------------------------------------|---------------|--|
| S | Areia | D-I | Lama Levemente Arenosa Extremamente Siltosa |
| A-I | Areia Levemente Siltosa | D-II | Lama Levemente Arenosa Muito Siltosa |
| A-II | Areia Levemente Argilosa | D-III | Lama Levemente Arenosa Siltosa |
| B-I | Areia Muito Siltosa | D-IV | Lama Levemente Arenosa Argilosa |
| B-II | Areia Siltosa | D-V | Lama Levemente Arenosa Muito Argilosa |
| B-III | Areia Argilosa | D-VI | Lama Levemente Arenosa Extremamente Argilosa |
| B-IV | Areia Muito Argilosa | E-I | Silte |
| C-I | Lama Arenosa Extremamente Siltosa | E-II | Silte Levemente Argiloso |
| C-II | Lama Arenosa Muito Siltosa | E-III | Silte Argiloso |
| C-III | Lama Arenosa Siltosa | E-IV | Argila Siltosa |
| C-IV | Lama Arenosa Argilosa | E-V | Argila Levemente Siltosa |
| C-V | Lama Arenosa Muito Argilosa | E-VI | Argila |
| C-VI | Lama Arenosa Extremamente Argilosa | | |

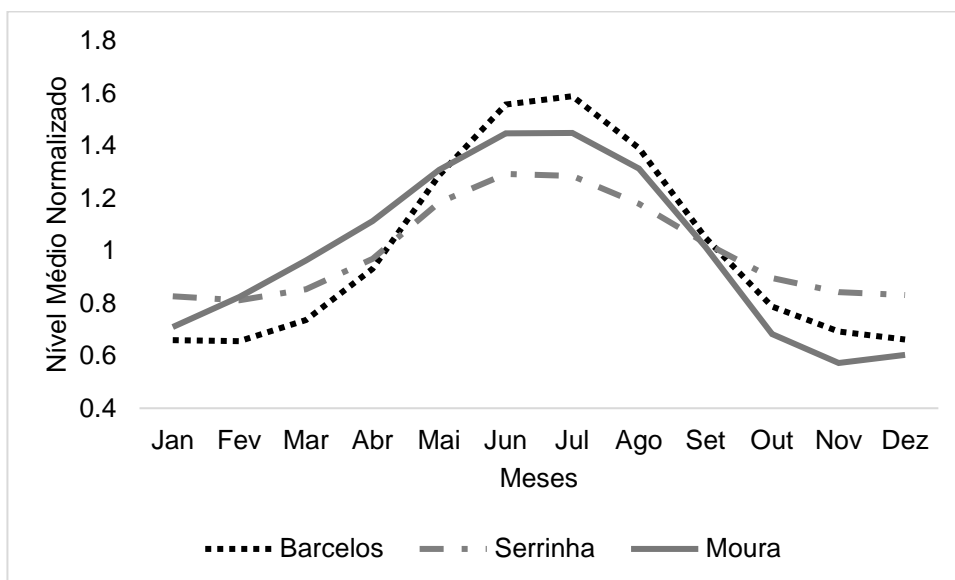
Fonte: Flemming (2000).

CAPÍTULO IV – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Caracterização da Dinâmica Fluvial do Complexo Fluvial de Mariuá

A dinâmica do nível da água a montante (Serrinha), dentro (Barcelos) e jusante (Moura) é semelhante ao longo do ano hidrológico (Figura 28). O pico de cheia ocorre entre os meses de junho e julho, enquanto o pico de vazante em Serrinha e Barcelos ocorre entre dezembro-janeiro e em Moura em novembro. O regime, principalmente na vazante, se diferencia do baixo curso (arquipélago de Anavilhanas), pois no mês de dezembro este trecho já está em processo de enchente (MARINHO et al., 2021). Essa diferença ocorre provavelmente devido a influência do barramento hidráulico do rio Solimões sobre o rio Negro, que pode ser observado até a estação de Moura (MEADE et al., 1996).

Figura 28 - Nível Médio Normalizado das Estações de Serrinha, Barcelos e Moura

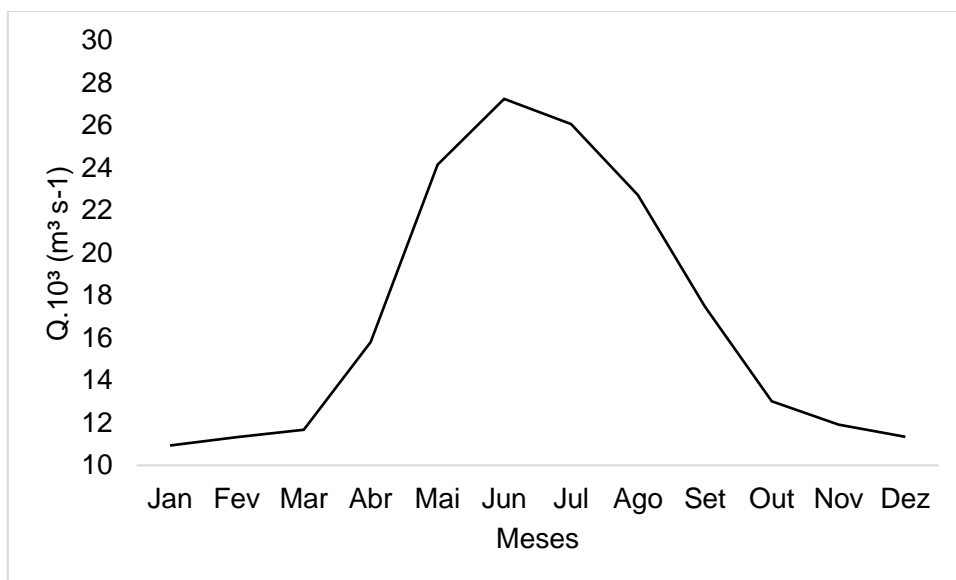


Na estação Serrinha, a montante do complexo de Mariuá, a descarga líquida média anual é de $16.671 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com valores máximos em junho ($27.243 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e mínimos em janeiro ($10.937 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), existe uma variação de cerca de $16.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ entre os meses de valores máximos e mínimos. Observa-se que entre os meses de março e maio há um aumento rápido da descarga líquida (cerca de $15.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e entre os meses de julho e outubro o rio reduz sua descarga cerca de $13.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, podendo causar uma diferença hidrostática na planície de inundação e ilhas, após o mês de outubro o canal apresenta pequenos desníveis até atingir a menor descarga da série mensal histórica (janeiro). Comparando os dados de descarga com as cotas se obtém uma alta

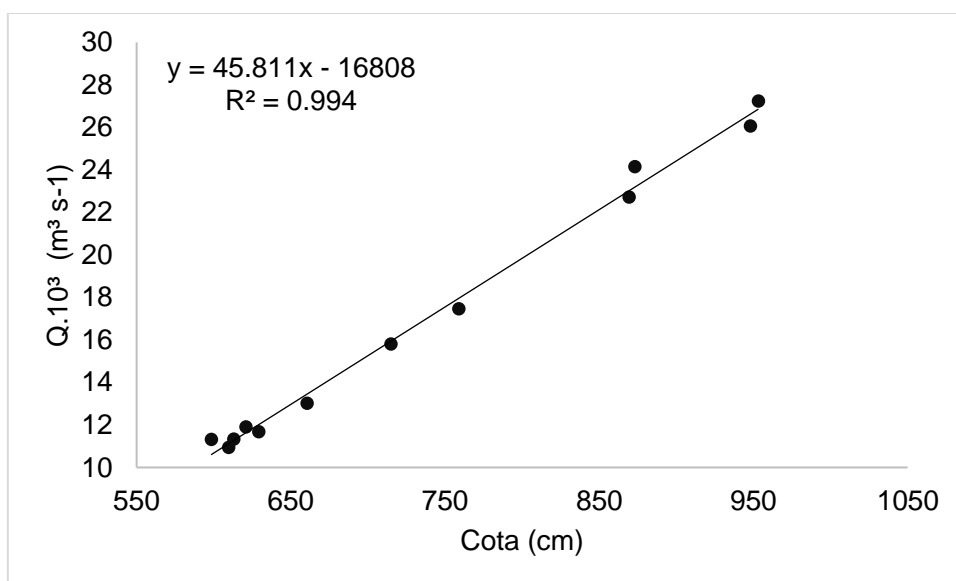
correlação ($R^2 = 0,994$), indicando que os picos de cheia/vazante e descarga máxima e mínima ocorrem concomitantes (Figura 29).

Figura 29 a, b – Dados de vazão e correlação vazão x cota na estação de Serrinha

a)



b)



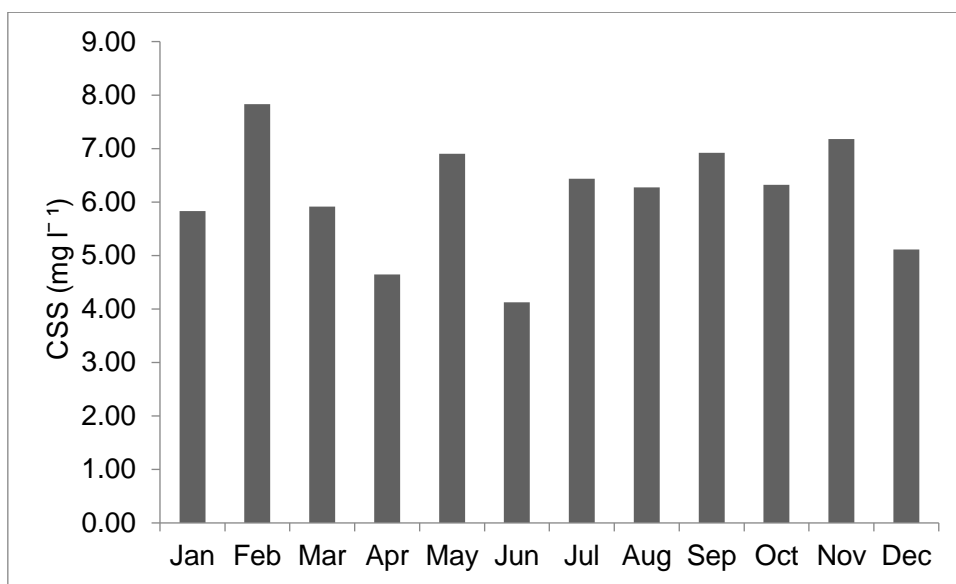
a- Descarga líquida em Serrinha. b- Correlação entre cotas e descarga líquida em Serrinha.

A estação Serrinha possui carga de sedimentos em suspensão média anual de $6,12 \text{ mg L}^{-1}$. Os valores máximos ocorrem em fevereiro ($7,83 \text{ mg L}^{-1}$) e os mínimos ocorrem em junho ($4,12 \text{ mg L}^{-1}$), é possível observar uma variação baixa de cerca de 3 mg L^{-1} entre os meses de maior e menor concentração (Figura 30a). Utilizando o trabalho de Fassoni-Andrade e Paiva (2019) pode-se

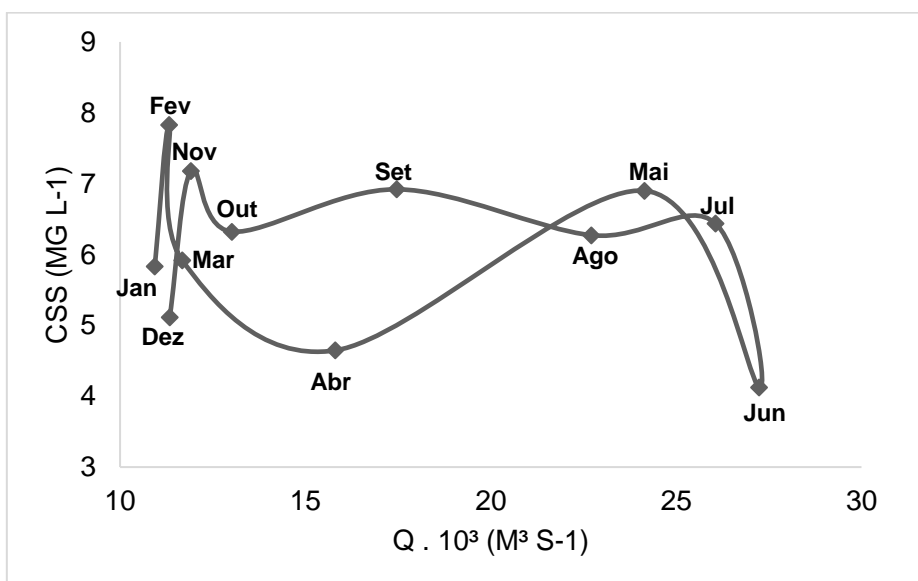
afirmar que não há variação significativa de sedimentos nos canais de Mariuá, porém o trabalho dos autores possui uma resolução espacial de 250 km o que limita a confiabilidade dos dados para analisar o complexo. Correlacionando os valores de Sedimentos em Suspensão e Vazão nota-se que o valor de $R^2 = 0,0473$ não indica que os dados são correlacionáveis, de forma que a distribuição da concentração mensal de sedimentos em Serrinha independe da vazão (Figura 30b).

Figura 30 a, b – Dados de sedimentos em suspensão na Estação de Serrinha

a)



b)

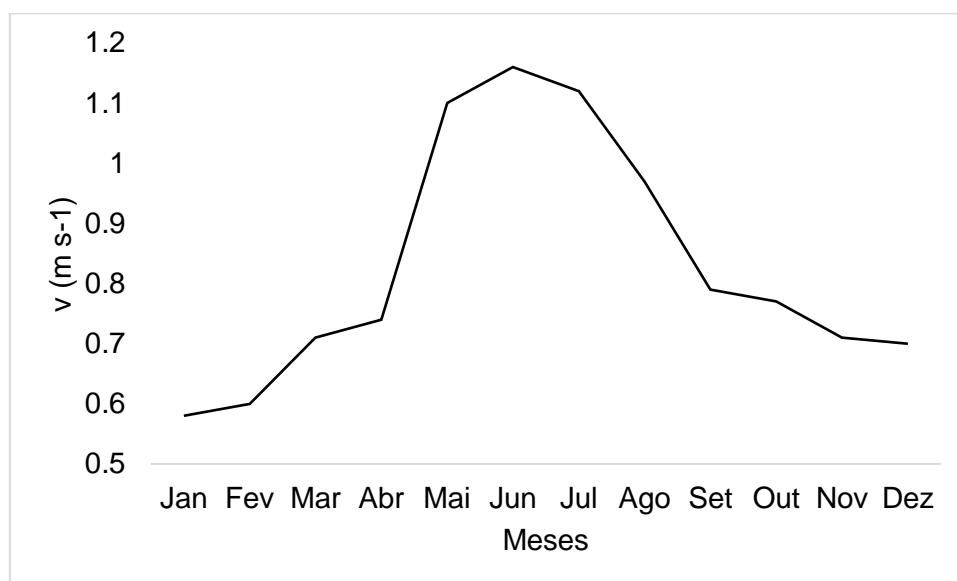


a- Sedimentos em Suspensão em Serrinha. b- Correlação entre sedimentos e descarga líquida em Serrinha.

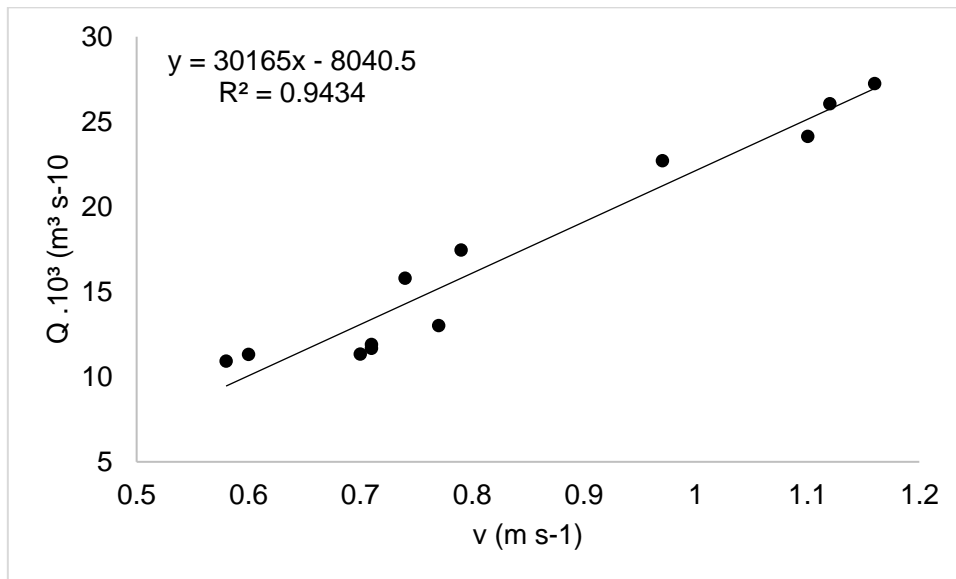
A velocidade de fluxo em Serrinha varia entre $0,59 \text{ m s}^{-1}$ (janeiro) e $1,16 \text{ m s}^{-1}$ (junho) e possui média anual de $0,83 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 31a). Os únicos meses que a velocidade ultrapassa 1 m s^{-1} são maio, junho e julho, que correspondem ao pico de vazão. A velocidade diminui até o mês de janeiro, logo é possível afirmar que os dados de vazão e velocidade de fluxo ($R^2 = 0,9434$) são correlacionáveis (Figura 31b). Com os dados de velocidade é possível afirmar, segundo o diagrama de Hjulstrom (1939), que há pouca predisposição para erosão e deposição de sedimentos finos. Porém, é importante ressaltar que os ensaios realizados pelo autor foram em condições controladas de laboratório o que pode indicar erros no modelo quando aplicado na natureza (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Figura 31 a, b – Velocidade de Fluxo na Estação de Serrinha

a)



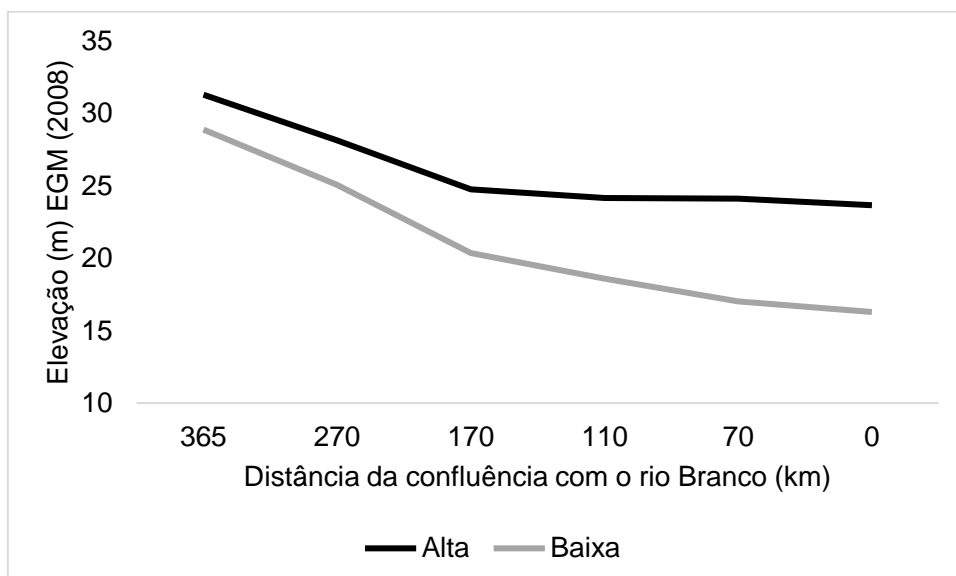
b)



a- Velocidade de Fluxo em Serrinha. b- Correlação entre velocidade de fluxo e descarga líquida em Serrinha.

A declividade do espelho d'água em Mariuá não apresenta grandes variações altimétricas ($H_{\max} - H_{\min} = 7,6$ metros, na cheia; $H_{\max} - H_{\min} = 12,6$ metros, na vazante, em 365 km de extensão). Observa-se que durante as águas baixas há uma diferença altimétrica maior que na alta. Entre os pontos 4 e 6 observa-se a maior variação altimétrica (6,53 metros, na água alta, e 8,52 metros, na água baixa, em 190 km de extensão). Já entre os pontos 4 e 1 a variação altimétrica é de 1,1 metros, na água alta, e 4,07 metros, na água baixa, em 175 km de extensão (Figura 32).

Figura 32 - Variação Média da Elevação da Superfície da água nos períodos de água alta e baixa no complexo de Mariuá



A declividade do espelho d'água em Mariuá é de 0,021644 m/m no período de águas altas e 0,034493 m/m nas águas baixas, indicando um baixo índice de declividade no arquipélago. Entre os pontos 4 e 6 (maior diferença altimétrica) a declividade é de 0,01789 m/m nas altas e 0,023342 m/m nas baixas, enquanto que entre os pontos 1 e 4 é 0,003014 nas altas e 0,011151 m/m nas baixas. Esses baixos índices podem influenciar na velocidade de fluxo do canal, principalmente nos últimos 2/3 do arquipélago, e nos processos de erosão e deposição.

A transparência da água complexo fluvial de Mariuá varia de 1,3 m, no canal principal, a 1,9 m, em um paraná de aproximadamente 430 metros. A transparência média obtida para o médio rio Negro foi 1,6 m. Observa-se que no lago analisado não houve uma variação significativa da transparência (Tabela 7). Segundo Sioli (1956) a transparência no alto rio Negro, próximo de Içana, é de 1,3 m, tendo um valor médio aproximado do médio curso. Enquanto que no baixo curso Pereira et al. (2012) afirma que a transparência varia entre 0,9 m e 1,5 m, com média de 1,1 m. Porém, em Anavilhanas esse valor pode variar entre 1,5 m e 2,9 m.

Tabela 7 - Transparência da água do rio Negro no complexo fluvial de Mariuá

| Pontos | Transparência (m) | Unidade Fluvial |
|--------|-------------------|-----------------|
| 1 | 1,3 | Canal |
| 2 | 1,7 | Lago |
| 3 | 1,9 | Paraná |
| 4 | 1,4 | Paraná |

A temperatura da água no complexo não possui uma amplitude alta, variando de 27,83 °C a 28,8 °C, com média de 28,35 °C. Não é possível identificar diferença de temperatura entre o canal principal e os paranás analisados (Tabela 8). Os valores do médio rio Negro são menores que a média obtida por Pereira et al. (2012) para o baixo curso que foi 30,04 °C e maiores que o alto curso que varia entre 26,4 °C e 27,3 °C segundo Sioli (1956).

Tabela 8 - Temperatura da água no complexo de Mariuá

| Pontos | Temperatura (°C) | Unidade Fluvial |
|---------------|-------------------------|------------------------|
| 1 | 28,57 | Canal |
| 2 | 27,83 | Canal |
| 4 | 28,3 | Canal |
| 5 | 28,8 | Canal |
| 6 | 28,41 | Paraná |
| 7 | 28,5 | Paraná |
| 8 | 28,4 | Canal |
| 9 | 28 | Canal |

4.2 Análise Geomorfológica do Complexo Fluvial de Mariuá

Os mapas foram trabalhados em uma escala de 1:800.000 para os períodos de águas baixas e altas (Figura 33 e 34) e para entender a complexidade de Mariuá o mapeamento foi dividido em cinco trechos de análise de acordo com as características geológicas e geomorfológicas do arquipélago (para o mapeamento dos trechos do arquipélago em escala 1:185.000 ver Apêndice 1). O mapeamento apresentado neste trabalho é o mais detalhado para região do médio rio Negro, pois engloba o terraço fluvial, planície de inundação, planície interna, ilhas fluviais, lagos e barras de areia mapeados a partir de imagens de radar com abertura sintética do Sentinel-1.

Figura 33 - Paisagem do complexo fluvial de Mariuá no período de águas altas

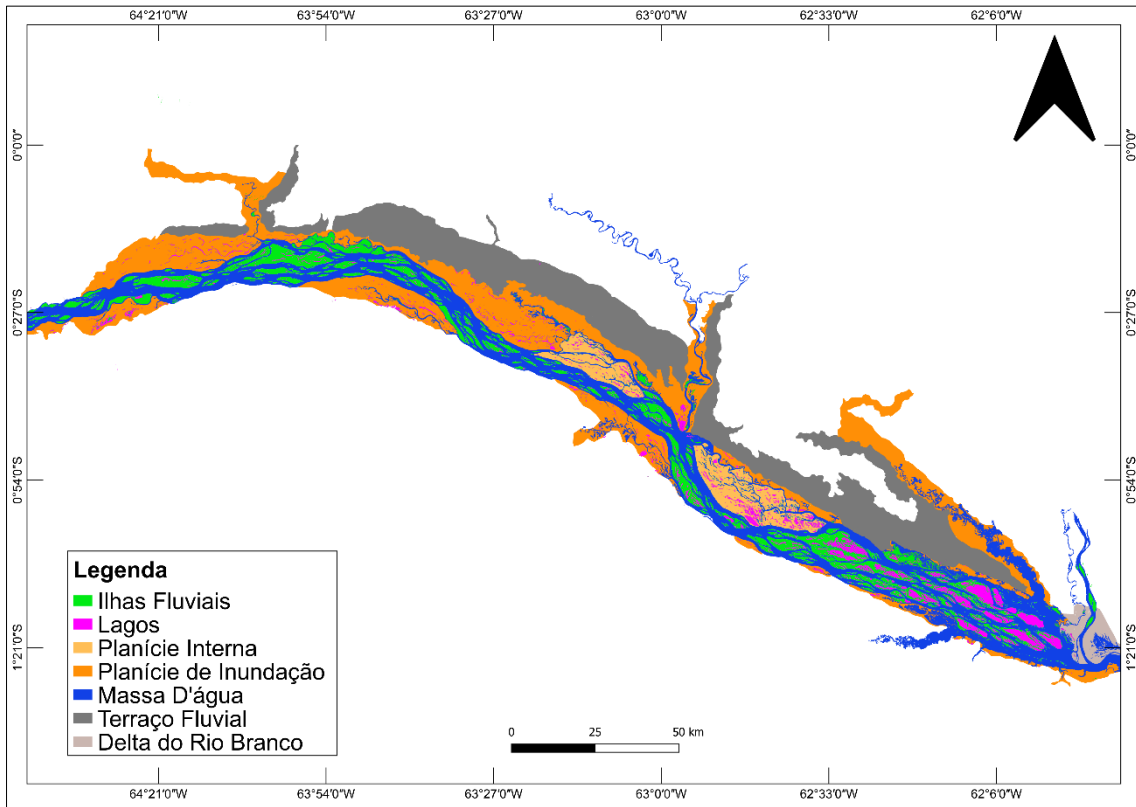
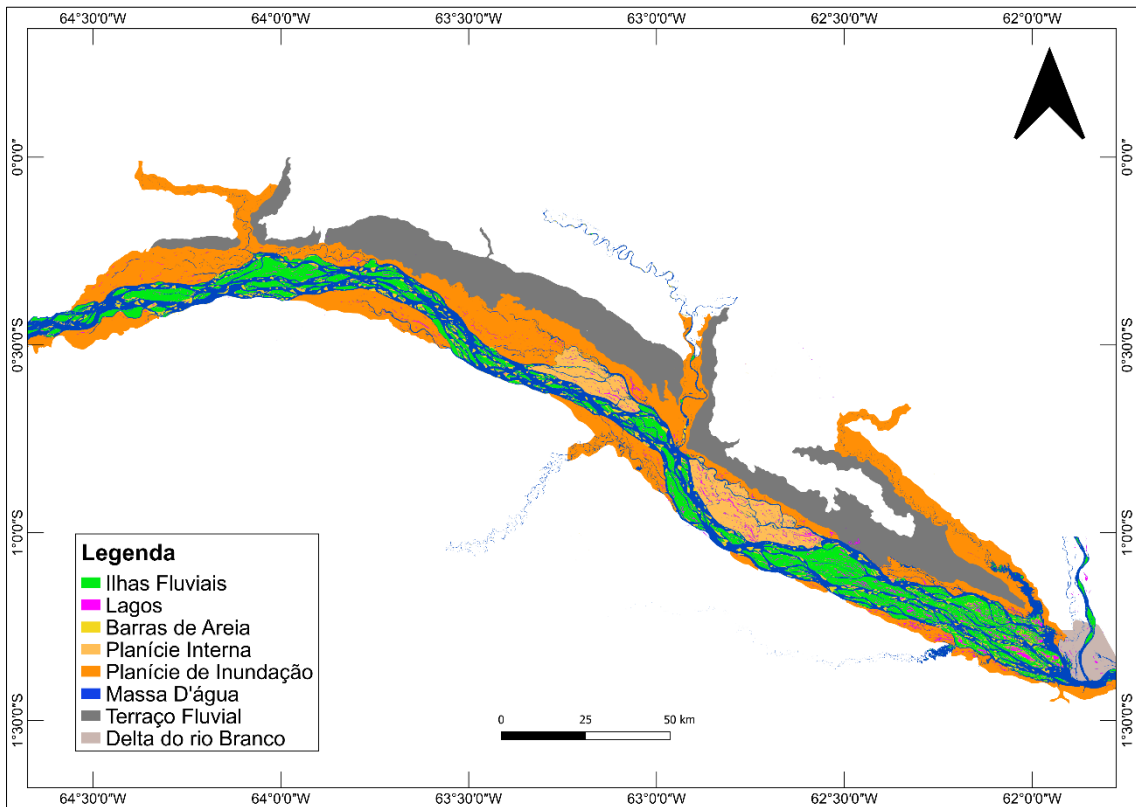


Figura 34 – Paisagem do complexo fluvial de Mariuá no período de águas baixas



O complexo de Mariuá durante o período de águas altas, considerando apenas o sistema-canal, possui uma área de 4.246,5 km² e nas águas baixas 3.891,8 km². Observa-se uma grande variação nas unidades fluviais entre os períodos hidrológicos devido a variação do nível do rio. As ilhas tem cerca 900 km² da sua área total submersos durante o período de águas altas. É possível notar essa dinâmica com maior intensidade nos trechos 4 e 5, pois a área dos lagos aumenta significativamente nesses trechos. Observa-se que a área dos lagos aumenta mais de três vezes durante as águas altas e os canais fluviais ocupam uma área menor cerca 1000 km² durante as águas baixas, isto ocorre devido a emersão das barras de areia e ilhas que estavam submersas devido à variabilidade das cotas (Tabela 9).

Tabela 9 - Área das unidades fluviais durante os períodos de águas altas e baixas

| Unidades Fluviais | Alta (km²) | Baixa (km²) |
|--------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| Ilhas Fluviais | 1.116,3 | 1912,1 |
| Lagos | 450,4 | 133,6 |
| Canais | 2.177,5 | 1154,6 |
| Barras de Areia | x | 142,2 |
| Planície Interna | 502,3 | 549,4 |

Analisando o sistema multicanal do médio rio Negro é possível definir um canal principal até o trecho 4, após isso o canal se ramifica em diversos canais secundários o que torna difícil a localização do canal principal. No trecho 5 é possível identificar três canais que se destacam em largura e encontram-se a jusante do complexo (próximo à confluência com o rio Branco). O primeiro na margem direita (largura média de 1,8 km), o segundo no centro do arquipélago (1,7 km) e na margem esquerda (1,5 km).

O índice de sinuosidade dos canais principais do complexo fluvial de Mariuá (até o trecho 4) é 1,1, indicando canais retilíneos. Os canais do trecho 5 (área de difícil definição do canal principal) é, em média, 1,03. Observa-se um ligeiro aumento no índice de sinuosidade a partir do trecho 1, porém, em todos os trechos analisados o índice indica que os canais são retilíneos. Alguns canais secundários (paranáis) do complexo apresentam índice superior a 1,3, indicando canais transicionais (Tabela 10).

Tabela 10 - Índice de Sinuosidade dos trechos do complexo de Mariuá

| Trechos | Índice de Sinuosidade |
|---------|-----------------------|
| 1 | 1,05 |
| 2 | 1,06 |
| 3 | 1,07 |
| 4 | 1,08 |
| 5 | 1,03 |

O índice anabranching do complexo varia de 1,17 e 1,47, indicando o alto índice para todos os trechos analisados. Isto classifica o complexo de Mariuá como um trecho anabranching de grande complexidade (superior, por exemplo, ao complexo de Anavilhanas) (Tabela 11). No trecho 2 o índice anabranching do complexo de Mariuá já é superior a todos os trechos do complexo de Anavilhanas, descritos por Marinho et al. (2021). O trecho 5 possui o maior índice anabranching corroborando para a complexidade fluvial (canal principal de difícil definição) descrita anteriormente.

Tabela 11 - Índice Anabranching para o complexo fluvial de Mariuá

| Trechos | Índice Anabranching |
|---------|---------------------|
| 1 | 1,17 |
| 2 | 1,36 |
| 3 | 1,25 |
| 4 | 1,39 |
| 5 | 1,47 |

A largura do vale fluvial do complexo é, em média, 11,2 km (considerou-se as áreas de planície interna como parte do vale). Nota-se que de montante para jusante a largura aumenta sendo os trechos 4 e 5 os mais largos (esses trechos apresentam também as maiores ilhas em área). O vale fluvial tem uma largura máxima de 19,1 km no trecho 4 e a largura mínima é de 2,1 km no trecho 1 (Tabela 12).

Tabela 12 - Largura do vale fluvial

| Trechos | Largura do Vale Média (km) | Máxima (km) | Mínima (km) |
|---------|----------------------------|-------------|-------------|
| 1 | 6,5 | 9,6 | 2,1 |
| 2 | 10,4 | 14,2 | 6,6 |
| 3 | 10,4 | 15,5 | 5,2 |
| 4 | 15 | 19,1 | 13 |
| 5 | 13,7 | 16,4 | 7,9 |

O complexo forma na margem esquerda um terraço fluvial superior bem definido (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005) e uma planície de inundação que

forma floresta de igapó durante o período da cheia. As áreas de planície dos trechos 3, 4 e 5 são inundadas com cotas superiores a 800 cm (utilizando como referência a estação de Barcelos e medições em campo), isto ocorre normalmente entre os meses de maio de junho.

No complexo classifica-se algumas áreas de planície interna (áreas que estão ligadas diretamente por paranás ao canal principal), fundamenta-se em Latrubesse e Franzinelli (2005) para a classificação dessas geoformas. Porém, conforme analisado no tópico 4.3.2, a dinâmica sedimentar dessas áreas aparentam ser semelhantes à planície de inundação. Os lagos nessas ilhas, durante o período das águas altas, possuem uma área de 50 km² e, nas baixas, 20,9 km², ou seja, no período de águas baixas a área dos lagos é 50% menor.

A planície interna do trecho 3 possui a mesma elevação da planície de inundação, porém, a planície do trecho 2, maior do arquipélago, parece ter uma dinâmica sedimentar diferente, pois possui uma elevação maior (cerca de 1,90 metros para o espelho d'água na cota de 782 cm), o que indica que a área recebeu um aporte de sedimentos maior que as outras áreas de planície.

As ilhas do complexo fluvial de Mariuá variam de área ao longo dos trechos analisados, sendo que nos trechos 1 e 2 são menores e vão aumentando de área nos trechos 3, 4 e 5. Durante o período de pico de vazante as ilhas possuem elevação média entre 5 e 6 metros com referência ao espelho d'água. Observa-se uma altura inferior a encontrada por Alves (2013) para Anavilhanas onde as ilhas podem ter elevação superior a 12 metros no nível de águas baixas. Normalmente, com cotas superiores a 700 cm (estação de Barcelos) já é possível notar florestas inundadas (Igapó) (entre os meses de maio e junho) e no pico de cheia algumas ilhas ficam totalmente submersas (Figura 35).

Figura 35 a, b, c, d – Ilhas Fluviais no Complexo de Mariuá

a)



b)



c)



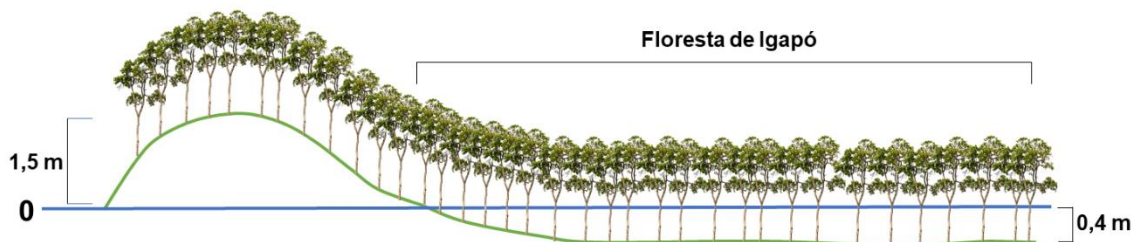
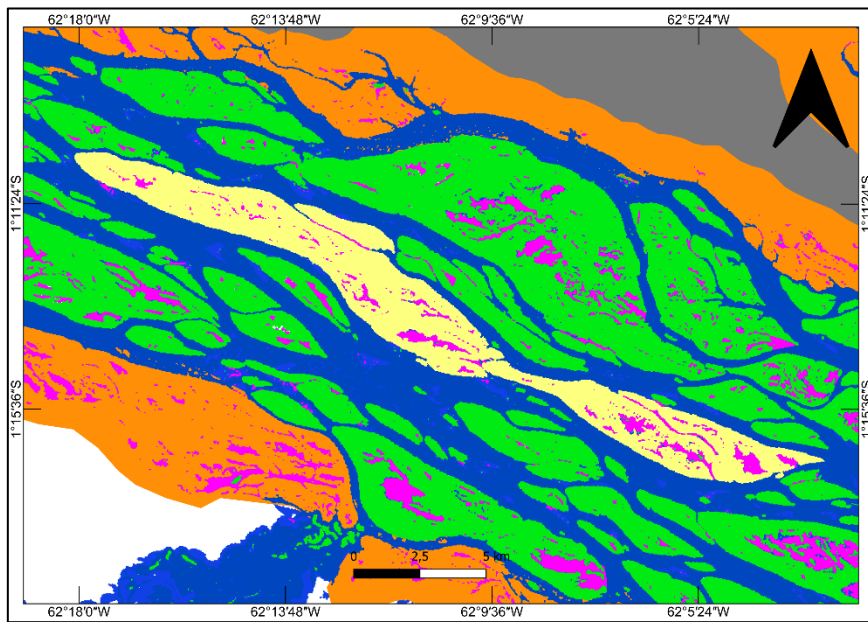
d)



Data: a, b - 04/12/2021. c, d - 05/12/2021.

As ilhas de Mariuá possuem um promontório com uma altura levemente superior à parte jusante da ilha. Isto denota que o aporte de sedimentos para a área do promontório foi superior. Na figura 36 observa-se uma ilha no trecho 1 com cerca de 30 km de extensão. As áreas com altura positiva (1,5 m) (cota de referência = 782 cm, estação de Barcelos) ocorrem por cerca de 6,3 km e o restante é caracterizado com áreas de floresta de igapó. Esse padrão de ilhas ocorre em todos os trechos analisados.

Figura 36 – Modelo esquemático de uma ilha do complexo



Os lagos do complexo ocorrem com maior frequência e área nos trechos 4 e 5. Nos primeiros trechos as ilhas apresentam poucos lagos e não há tanta variação de área nos períodos da cheia e da vazante, esses lagos possuem um comprimento maior que a largura e provavelmente são resultado da estabilização de barras de areia composta que aumentam a área de uma ilha nuclear. Esses lagos são normalmente circundados por floresta de igapó, apresentam material arenoso e muita matéria orgânica depositada (superior a 20 cm). Nos trechos 4 e 5 a área os lagos são mais circulares durante o período da cheia. Na vazante os lagos desses trechos têm uma área de 80,3 km² e na cheia 320 km², isto significa que durante o período da vazante os lagos diminuem sua área devido à dinâmica fluvial, o que indica dois ambientes lacustres distintos durante o ano hidrológico.

No complexo de Mariuá observa-se barras de areia frontais, a jusante das ilhas e barras laterais e longitudinais. As barras podem ter mais de 3 km de

extensão e 1 km de largura (Figura 37). As barras aparecem apenas no período da vazante, ocupam uma área de 142,2 km e estão distribuídas por todos os trechos de análise. Notam-se micro-ondulações nas barras causadas pela ação das ondas do canal e Latrubesse e Franzinelli (2005) identificaram estratificação cruzada planar nas barras do complexo.

Figura 37 a, b, c, d – Barras Fluviais do complexo

a)



b)



c)



d)



Data: a, b – 04/12/2021. c – 05/12/2021. d – 06/12/2021.

Os depósitos arenosos no complexo de Mariuá comportam-se como dunas que são as formas de leito mais comuns nos rios de médio e grande porte. Normalmente, formam-se em fluxo rugoso ainda em condições subcríticas de regime de fluxo inferior (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). No rio Amazonas, maior rio anabranching do mundo, as dunas podem medir até 12 metros de altura e possuir mais de 400 m de comprimento (STRASSER et al., 2005), enquanto que no Brahmaputra, canal caracterizado por muito material arenoso no leito,

são encontradas dunas com 13 m de altura de mais de 1 km de extensão (COLEMAN, 1969).

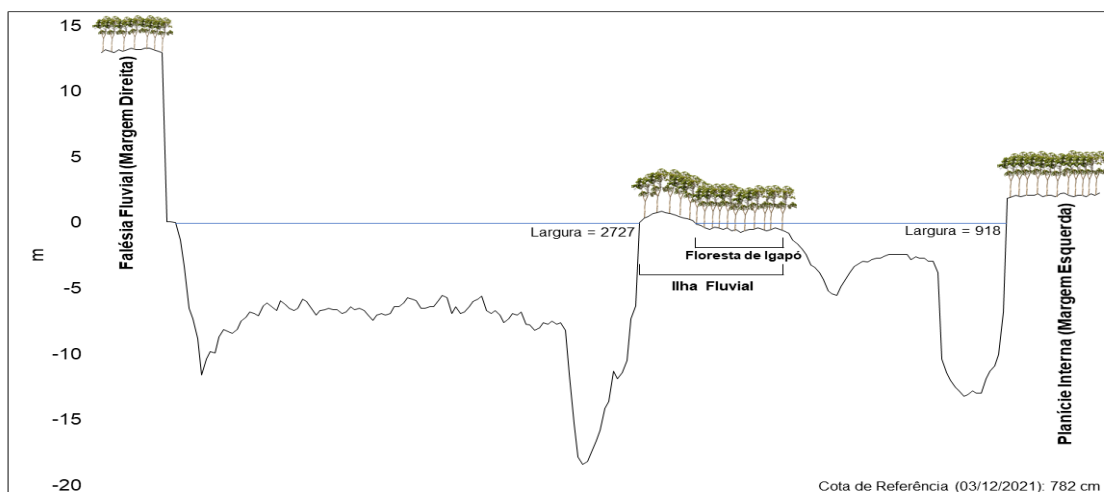
Observa-se dois processos de evolução das ilhas de Mariuá. O primeiro é a estabilização de barras laterais e o segundo é a estabilização de barras a jusante das ilhas (este parece ser o processo mais comum no arquipélago). Além disto, observa-se que a estabilização das barras pode unir duas ilhas em uma, aumentando a sua área total, este processo já foi descrito por Leli (2015) para as ilhas do rio Paraná.

4.2.1 Batimetria

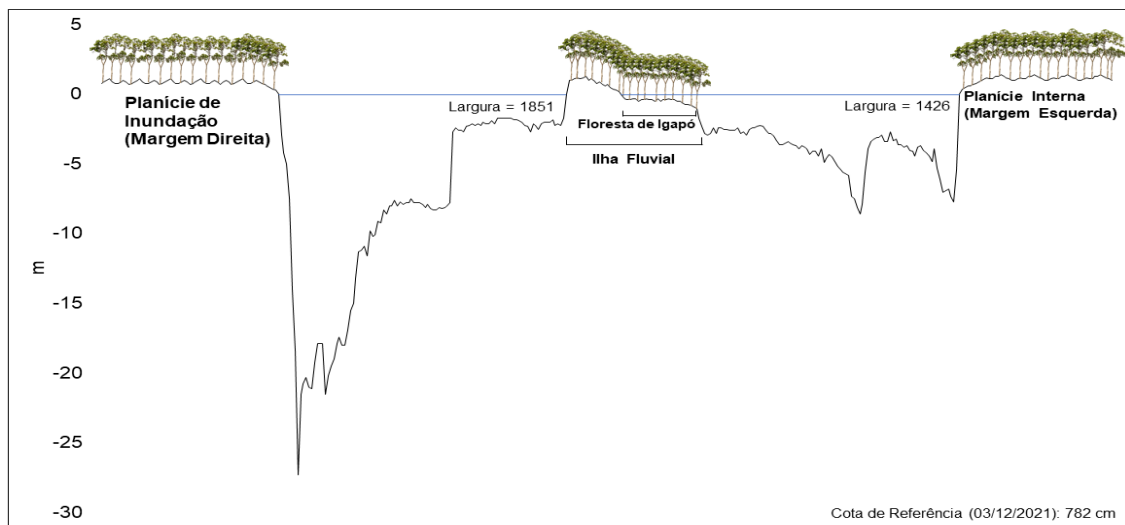
Os perfis batimétricos do complexo foram realizados em diferentes ambientes fluviais (canal da margem esquerda, margem direita e paranás) (Para todos perfis batimétricos ver Apêndice 2). O canal da margem direita apresenta uma profundidade média de 8,1 metros (considerando os pontos 1 e 4), já no canal da margem esquerda a média foi de 5,7 metros, indicando uma maior profundidade média na margem direita de Mariuá, conforme pode ser observado nos perfis esquemáticos da figura 38:

Figuras 38 a, b - Perfis Esquemáticos dos Canais do Complexo de Mariuá

a)



b)



a- Perfil representando os pontos 1 e 2. b- Perfil Representando os pontos 4 e 5.

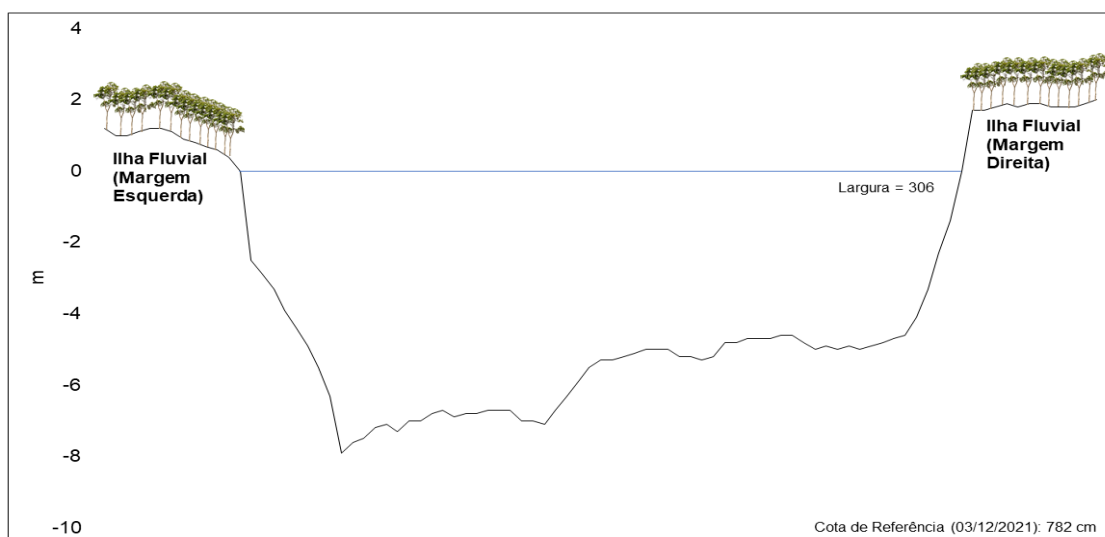
Nota-se que no canal da margem direita no perfil esquemático da Figura 38a há um controle do canal fluvial por uma falésia fluvial com altura superior a 10 metros (falha geológica?), observa-se que o principal processo geomorfológico que ocorre nessas falésias é o movimento de massa, que acrescenta sedimentos da Formação Içá à dinâmica fluvial do rio Negro. O talvegue desse canal ocorre próximo à ilha fluvial (profundidade máxima de -18,4 metros) o que aumenta a pressão hidráulica nessa ilha, podendo aumentar os processos erosivos (CARVALHO, 2012). A granulometria do material de fundo nesse ponto apresenta de grânulos a areia muito fina, com predominância de areia média (mais detalhes no ponto 1 do tópico 4.3.3). No canal da margem esquerda há depósitos arenosos que formam barras longitudinais próximo à ilha e o talvegue próximo a planície interna ocorre em formato de “U” com profundidade máxima de -13,2 metros (indicando maior pressão hidráulica nessa área).

No perfil esquemático da Figura 38b o talvegue ocorre próximo à planície de inundação no canal da margem direita com uma profundidade máxima de -27,3 metros. Próximo à ilha fluvial é possível notar depósitos arenosos que formam uma barra lateral (com altura de aproximadamente 5 metros). No canal da margem direita formam-se barras de areia com aproximadamente 500 metros de largura próximas à ilha. Nesse canal é possível observar duas áreas de maior profundidade. A primeira próxima ao centro do canal ($d_{max} = -8,6$ metros) e a

segunda próxima à planície interna ($d_{\max} = -7,7$ metros). Nos canais principais observa-se uma tendência ao talvegue ficar localizado próximo às planícies, as únicas exceções sendo os pontos 1 (que não forma planície) e o ponto 8 (forma uma barra de areia lateral integrada à planície) (ver Apêndice 2).

Foram realizadas três medições em paranás no complexo, a profundidade média nesses pontos foi de -5,3 metros e máxima de -12,7 metros. O ponto 7, localizado entre duas grandes ilhas do complexo, não apresenta depósitos arenosos, portanto a profundidade próximas às ilhas é maior, aumentando a pressão hidráulica nas margens, o talvegue, localizado próximo à margem esquerda, possui profundidade máxima de -7,9 metros (Figura 39).

Figura 39 - Perfil Batimétrico do ponto 7



O ponto 3 apresenta uma profundidade máxima de -6,6 metros e um talvegue próximo da ilha da margem esquerda, na margem direita há uma barra de areia lateral com declividade suave até o talvegue, essa barra apresenta uma granulometria composta por areia média, areia fina e pouca presença de areia muito fina (mais detalhes no ponto 4 do tópico 4.3.3). O ponto 6 localiza-se entre uma ilha fluvial (margem esquerda) e a terra firme (Formação Içá) (margem direita), na margem esquerda observa-se depósitos arenosos com predominância de areia média (mais detalhes no ponto 9 do tópico 4.3.3), o talvegue, localizado na margem direita, possui uma profundidade máxima de -12,7 metros.

O ponto 9 localiza-se na confluência com o rio Branco, a jusante do complexo de Mariuá, e possui a maior profundidade média (-15,2 metros) dos pontos analisados. O talvegue está localizado próximo à margem direita com -27 metros. Observa-se nesse ponto variações no leito, porém diferente do complexo, que essas variações eram referentes a depósitos arenosos, neste trecho ocorre afloramentos rochosos do pré-cambriano (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005).

A razão largura/profundidade (w/d) no complexo fluvial de Mariuá varia de 57 (ponto 7) e 357 (ponto 5). Com exceção do ponto 7, que é mais estreito por ser um paraná que divide duas grandes ilhas do trecho 2, todos os pontos apresentam razão superior a 100, indicando que canais largos e profundos compõem o arquipélago de Mariuá (Tabela 13). Segundo Latrubesse (2008) os rios anabranching altamente complexos possuem um w/d superior a 100, como observado no médio rio Negro, além disto valores superiores a 20 podem promover a separação de fluxo criando novos canais (LATRUBESSE, 2008; FREDSOE, 1989; FUKUOKA, 1989).

Tabela 13 - Razão Largura x Profundidade

| Pontos | Largura (m) | Profundidade (m) | w/d | Unidade Fluvial |
|--------|-------------|------------------|-----|------------------------------|
| 1 | 2727 | 7,9 | 345 | Canal (Margem Direita) |
| 2 | 918 | 5,6 | 164 | Canal (Margem Esquerda) |
| 3 | 602 | 3,82 | 158 | Paraná |
| 4 | 1851 | 8,2 | 226 | Canal (Margem Direita) |
| 5 | 1426 | 4 | 357 | Canal (Margem Esquerda) |
| 6 | 774 | 6,23 | 124 | Paraná |
| 7 | 306 | 5,4 | 57 | Paraná |
| 8 | 2197 | 7,5 | 293 | Canal (Margem Esquerda) |
| 9 | 1988 | 15,2 | 131 | Confluência com o rio Branco |

Comparando com rios meandringes (Mississipi, Juruá) nota-se que valores menores que 100, enquanto que outros rios anabranching (Orinoco, Yangtze, Negro, Solimões, Amazonas, Madeira) raramente ultrapassam 200 (levando em conta que as medições foram feitas em pontos específicos e com um número amostral baixo), os canais que ultrapassam frequentemente 200, tal qual o médio rio Negro, são o Médio rio Paraná e o rio Brahmaputra, que possuem características anabranching com numerosas barras de areia (Quadro 8) (LATRUBESSE, 2008).

Quadro 8 - Relação w/d em diferentes rios do mundo

| Rio | w/d | Padrão aluvial |
|--|-------------------------------|-----------------------------|
| Mississipi | ~70–90 | Meandrante |
| Juruá ^a | 18-24 | Meandrante |
| Brahmaputra | Frequentemente Superior a 200 | Anabanching/ Entrelaçado |
| Médio rio Paraná | Frequentemente Superior a 200 | Anabanching/ Entrelaçado |
| Orinoco | 101 | Anabanching |
| Yangtze | 102-130 | Anabanching/ sinuoso |
| Baixo Negro (Anavilhanas) ^b | 23-209 | Anabanching |
| Médio Negro (Mariuí) ^c | 57-357 | Anabanching |
| Solimões ^a | 24-110 | Anabanching |
| Amazonas ^a | 72 | Anabanching |
| Madeira ^a | 30-64 | Anabanching |

Fonte: Latrubesse, 2008. ^b Marinho (2019). ^c este trabalho. ^a representa rios da bacia Amazônica.

Concorda-se com Latrubesse (2008), quando o autor afirma que são necessários estudos mais aprofundados sobre a relação w/d, além disto é preciso entender melhor a relação deste parâmetro com os grandes rios anabanching afim de produzir modelos condizentes com a complexidade dinâmica desses sistemas.

4.3 Caracterização física dos sedimentos das ilhas, barras de areia e planície de inundação

4.3.1 Ilhas Fluviais

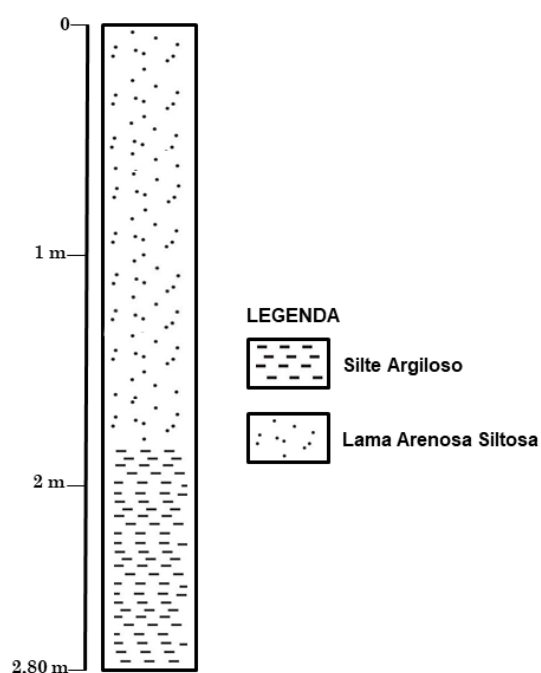
Os tipos de sedimentos das ilhas de Mariuí variam entre Areia (< 5% de lama) e Lama (>95% de lama), porém o tipo de sedimento mais comum são a Lama Levemente Arenosa (entre 75% e 95% de lama), com nove amostras, e Lama Arenosa (entre 50% e 75% de lama), com seis amostras. Quanto às classes texturais é possível observar uma variação entre Areia e Silte Argiloso, sendo mais comum a classe Lama Levemente Arenosa Siltosa com nove amostras, isto indica que o material textural predominante nas ilhas de Mariuí é o material lamoso (Quadro 9).

Quadro 9 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais das Ilhas do Complexo de Mariuá

| Pontos | Tipo de Sedimento | Classe Textural | Código |
|--------|------------------------|--------------------------------|--------|
| 2a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 2b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 4a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 4b | Areia Lamosa | Areia Muito Siltosa | B-1 |
| 5 | Areia | Areia | S |
| 8a | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 8b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 10a | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 10b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 11a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 11b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 12a | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 12b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 13a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Siltosa | C-III |
| 13b | Lama | Silte Argiloso | E-III |
| 15a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 15b | Areia Lamosa | Areia Muito Siltosa | B-1 |
| 16a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-III |
| 16b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |

Alguns perfis possuem uma variação maior na classe textural, como pode ser observado no ponto 13 (Figura 40) que possui variação entre Lama Arenosa Siltosa (na camada mais superficial) e Silte Argiloso (na camada mais profunda). Os demais pontos não apresentam variação significativa na classe textural de sedimentos.

Figura 40 – Perfil de Sedimentos do ponto 13



Os perfis analisados apresentam bioturbação intensa, principalmente pela flora (Figura 41a) e fauna (Figura 41b). Conceitualmente, a bioturbação é termo empregado para especificar a movimentação de partículas de solo realizada pela fauna (toca de animais) e pela flora (ação de raízes de árvores). As raízes são os elementos naturais que interferem mais na movimentação de partículas de solo, ocorrendo tanto na planície de inundação quanto nas ilhas. É possível localizar também cavidades escavadas por animais em alguns perfis, possivelmente peixes ou aves.

Figura 41 a, b – Bioturbação nas ilhas do complexo de Mariuá

a)



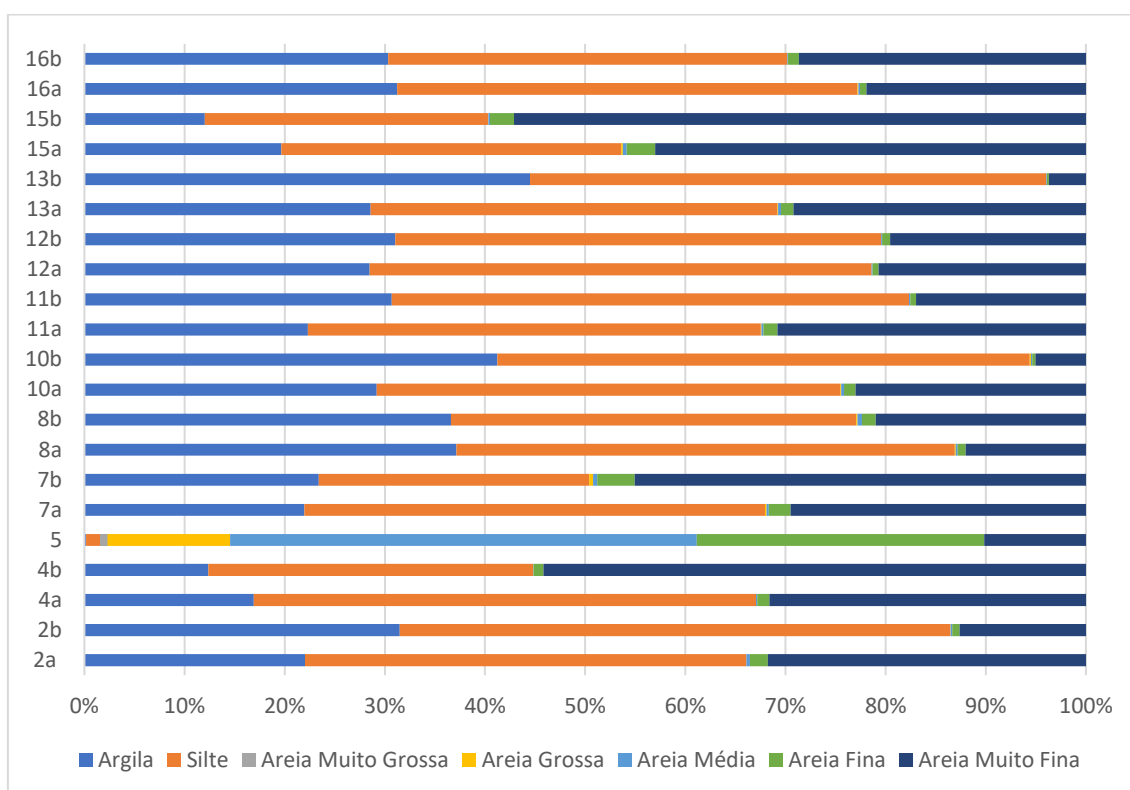
b)



Figura 41a – Ação de raízes no solo. Figura 41b – Cavidades escavadas por animais.

As principais frações granulométricas que compõem as ilhas de Mariuá são silte, argila e areia muito fina. Em nenhuma ilha foi identificado grânulos e areia muito grossa, além de pequenas quantidades de areia grossa (a maior concentração encontrada 0,15% nos pontos 15a, 8b) e areia média (a maior concentração é 0,45% no ponto 8b), o ponto 5 é a exceção, pois apresenta grande fração arenosa (mais de 95%), além de areia muito grossa (0,70%) e 12,24% de areia muito grossa, destoando das outras ilhas que apresentam menos de 1% dessa escala (Figura 42). Alguns pontos em maior profundidade (4b e 15b) possuem uma fração arenosa maior que 50%, caracterizando solos mais arenosos, isto conversa com os dados de Latrubesse e Franzinelli (2005) que afirmam que algumas Ilhas do complexo possuem base arenosa.

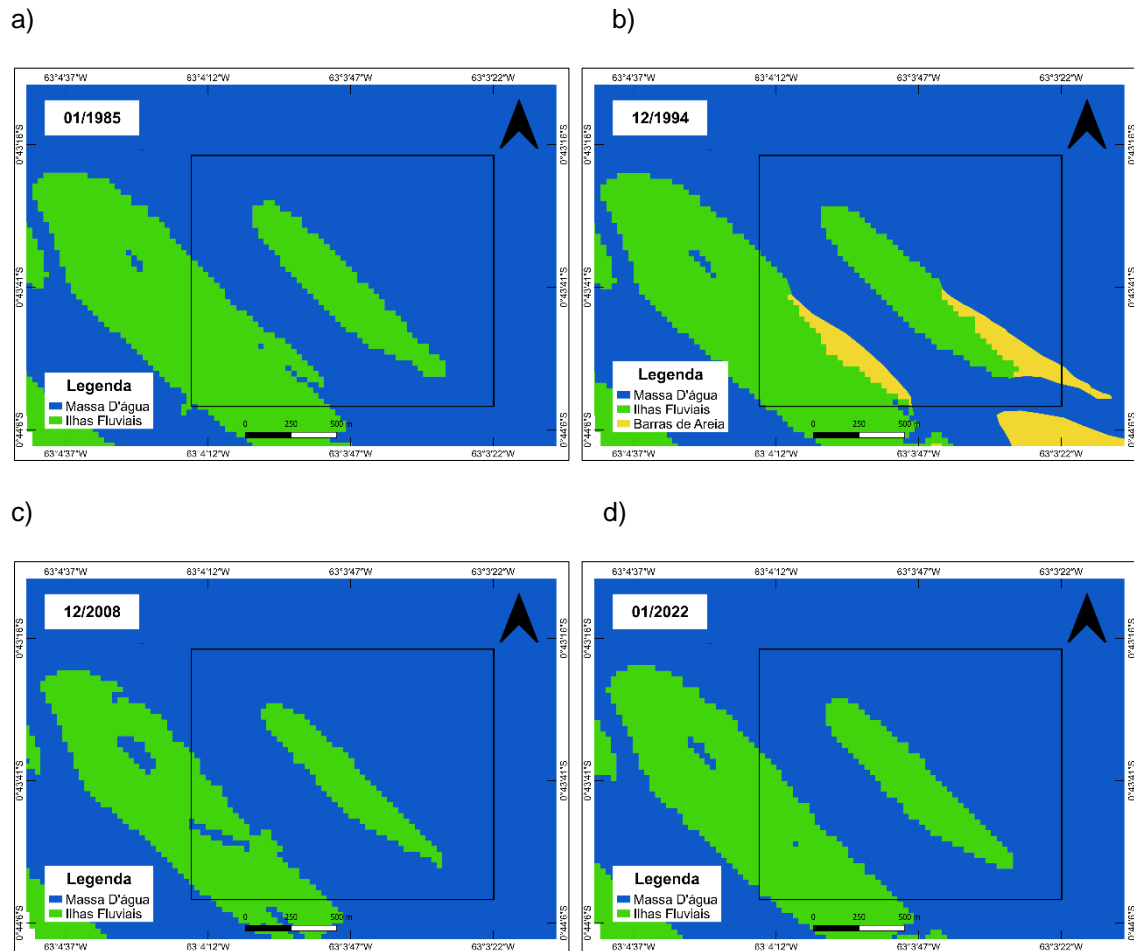
Figura 42 - Composição Granulométrica das ilhas do complexo de Mariuá



Alguns pontos que possuem material arenoso em maior quantidade podem indicar processo de estabilização mais recente (pontos 4, 5 e 15) em comparação aos outros pontos. O ponto 5 é o único das ilhas analisadas que possui material quase a totalidade da amostra arenosa (98,4%), além disto predomina areia média (46,6%) (a areia muito fina que predomina em todos os pontos analisados representa apenas 10,15%), a coleta das amostras neste ponto foi realizada há 50 metros da margem e a 55 cm de profundidade.

Este ponto foi classificado como ilha e não barra de areia, fundamentado em Brice (1964) que define barras como depósitos não vegetados que se mantêm submersos durante a cheia (nível de margens plenas), enquanto que ilhas são superfícies vegetadas e estáveis durante o mesmo período. Observa-se que o ponto 5 está estável há pelo menos 37 anos, porém a predominância de material arenoso indica que o material fino depositado nessa ilha foi menor que em outras do complexo (Figura 43).

Figura 43 a, b, c, d – Série histórica de 1985 a 2022 indicando vegetação estável no ponto 5



Imagens de satélite Landsat 5 e 8.

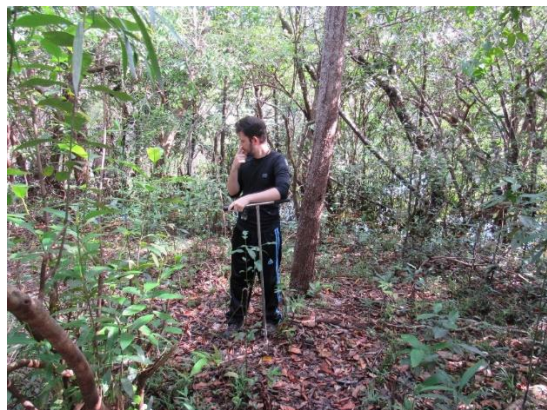
No ponto existe uma variedade de espécies considerável e uma distância entre as mesmas inferior a 2 metros, observa-se também serrapilheira de cerca de 20 cm (Figura 44). Logo é possível que a estabilização desse ponto ocorreu em condições hidrodinâmicas diferente do restante dos pontos analisados. Levanta-se a hipótese de que a estabilização ocorreu posteriormente aos demais pontos analisados devido à falta de material lamoso na ilha.

Figura 44 a, b – Ilha Arenosa (ponto de análise 5)

a)



b)



Data: 05/12/2021.

O ponto 4 foi coletado com o trado no interior da ilha (cerca de 50 metros da margem) em uma área com vegetação bem estabelecida a amostra 4b foi coletada a 70 cm de profundidade. Na margem da ilha há depósitos arenosos que formam uma barra de areia lateral, portanto, é possível inferir que a amostra mais arenosa na base pode indicar que esta ilha está em processo ativo de estabilização lateral, aumentando a sua área.

O ponto 15 também apresenta uma fração arenosa, sendo 46,40% de areia total na camada superficial e 59,70% na camada mais profunda (a areia que predomina nessas amostras é muito fina, dentro do padrão das outras ilhas do complexo. Essa fração arenosa superior à média das outras ilhas do complexo ocorre devido ao processo de evolução morfológica da ilha, que se assemelha ao modelo de evolução de ilhas por barra de areia composta proposta por Leli (2015) (ver figura 3).

O processo de inicia com o depósito arenoso paralelo a ilha principal, a barra formada inicia o processo de estabilização (presença de vegetação perene), através da deposição de material fino em sentido montante-jusante, formando um dique paralelo à ilha principal (ilha nuclear). Com isto o canal fecha-se a montante ligando a ilha principal à nova ilha estabilizada, criando uma zona de estagnação de fluxo ou canal fechado. Com isto, a deposição de material fino (areia muito fina, silte e argila) que necessita de velocidades muito baixas para sedimentar pode ocorrer com maior intensidade, ajudando a aumentar a área da nova ilha formada.

Com a continuação do processo de deposição a área de canal fechado pode ser completamente preenchida, tornando a ilha uniforme. Algumas barras de acreção lateral formadas nessas ilhas indicam esse processo avançado de sedimentação. Outras ilhas do complexo de Mariuá parecem ter aumentado sua área através do processo de estabilização de barras de areia composta, principalmente as maiores em área, como é o caso da ilha do ponto 12.

4.3.2 Planície de Inundação e Planície Interna

Nas planícies de inundação os tipos de sedimentos variam entre areia lamosa e lama arenosa e as classes texturais variam de areia muito siltosa e lama arenosa muito siltosa (Quadro 10). A classe textural mais comum é a lama arenosa muito siltosa com três amostras (pontos 6b, 7a, 7b).

Quadro 10 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais da planície de inundação e planície interna do Complexo de Mariuá

| Pontos | Tipo de Sedimento | Classe Textural | Código |
|--------|------------------------|--------------------------------|--------|
| 3a | Areia Lamosa | Areia Muito Siltosa | B-I |
| 3b | Lama Levemente Arenosa | Lama Levemente Arenosa Siltosa | D-III |
| 6a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 6b | Areia Levemente Lamosa | Areia Levemente Siltosa | A-I |
| 7a | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |
| 7b | Lama Arenosa | Lama Arenosa Muito Siltosa | C-II |

Os pontos 3 e 7 são classificados como planície interna de acordo com Latrubesse e Franzinelli (2005), porém podem ser classificados como ilhas de avulsão (principalmente o ponto 7) se considerar que o rio Negro erodiu canais laterais que integraram esses trechos da planície à dinâmica fluvial. O ponto 3 apresenta uma topografia cerca de 2 metros aos outros dois pontos (Figuras 45), porém a densidade e altura da vegetação é semelhante.

Figura 45 a, b - Planície de Inundação e planície interna no complexo fluvial de Mariuá

a)



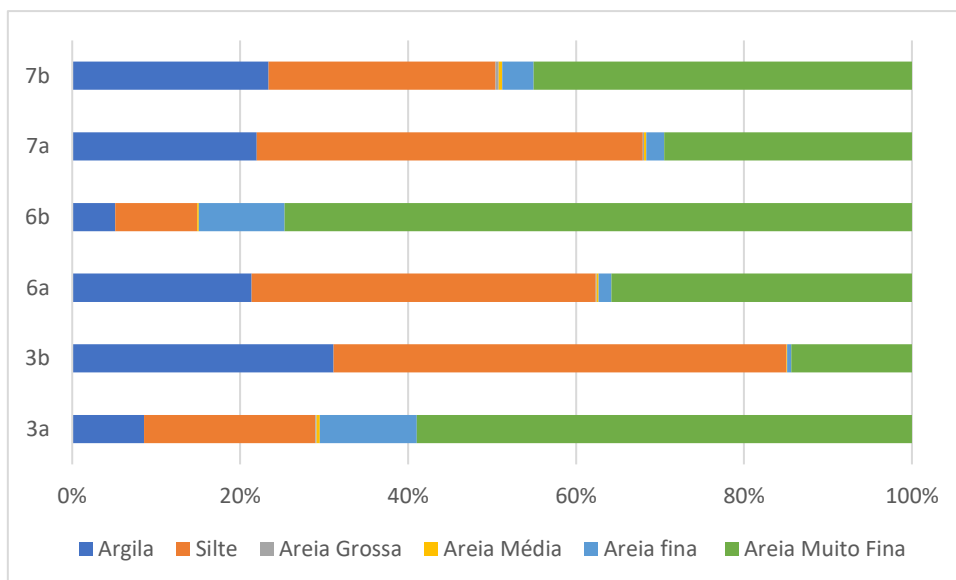
b)



a– Planície Interna do ponto 3. b– Planície de inundação do ponto 6.

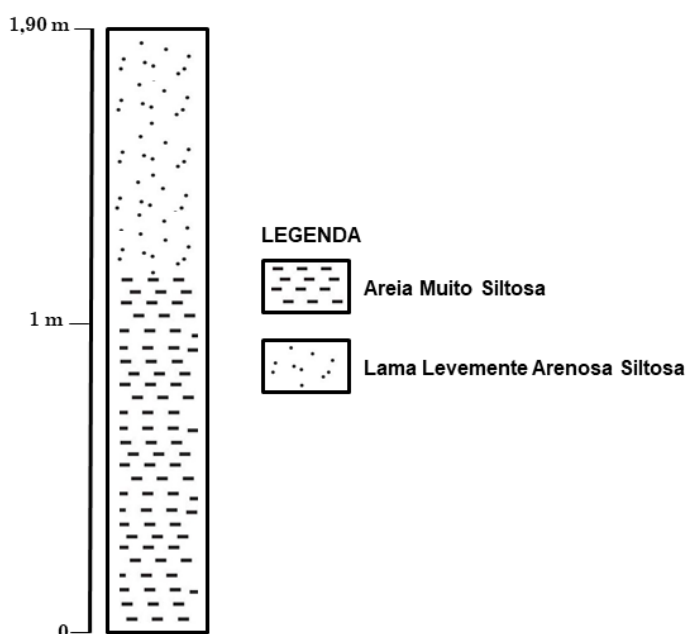
Quanto a granulometria (Figura 46) é possível observar uma fração arenosa superior se comparado às ilhas. Os pontos 6 e 7 possuem uma distribuição granulométrica semelhante com maiores concentrações de areia muito fina no ponto de coleta mais profundo, sendo que o ponto 6b possui 85,74% de areia total com 74,25% de areia muito fina. É possível inferir que esses pontos, por estarem localizados próximos geograficamente (são paralelos, com o ponto 6 na margem direita do rio Negro e o ponto 7 na margem esquerda), tiveram um processo de sedimentação semelhante ao longo da sua evolução morfológica.

Figura 46 - Composição Granulométrica da planície de inundação e planície interna do complexo de Mariuá



Quanto ao ponto 3 observa-se uma fração arenosa maior na camada mais superficial (70,9% de areia total com 58,95% de areia muito fina e 11,55% de areia fina), o que difere dos outros pontos analisados, além disto a camada mais profunda apresenta pouco sedimento arenoso (14,95% sendo 14,35% composto por areia muito fina). Isto indica uma variação estratigráfica nos sedimentos deste ponto, logo é possível inferir que durante a evolução morfológica mais recente da planície houve uma deposição maior de sedimentos arenosos (Figura 47), porém sem a datação dos materiais desse perfil não é possível determinar a época que esses sedimentos foram depositados.

Figura 47 - Perfil de Sedimentos do ponto 3



4.3.3 Barras de Areia

Foram selecionadas barras de areia laterais (ponto 4) e longitudinais que se depositam a jusante de ilhas (1, 5, 9 14) para realizar a análise. Todos os pontos selecionados apresentam alta concentração de material arenoso (> 95% de areia). Portanto, estão classificados como tipo de sedimento e classe textural areia (Quadro 11). Em grandes rios com profundidade superior a 10 m essas barras de areia se formam a partir de onda de areia que emergem durante o período da vazante e são transportadas como material de fundo (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Quadro 11 - Tipos de Sedimentos e Classes Texturais das Barras do Complexo de Mariuá

| Pontos (Barras) | Tipo de Sedimento | Classe Textural | Código |
|-----------------|-------------------|-----------------|--------|
| 1 | Areia | Areia | S |
| 4 | Areia | Areia | S |
| 5 | Areia | Areia | S |
| 9 | Areia | Areia | S |
| 14 | Areia | Areia | S |

O ponto de análise 1 apresenta vegetação espaçada que parece pertencer a família *Arecaceae* (Figura 48a), a vegetação é submersa durante o período de águas altas (os demais pontos não apresentam vegetação arbustiva). Além disto, este ponto foi o único que apresentou cascalho na sua composição granulométrica (Figura 48b).

Figura 48 a, b - Barra de Areia no Ponto 1

a)



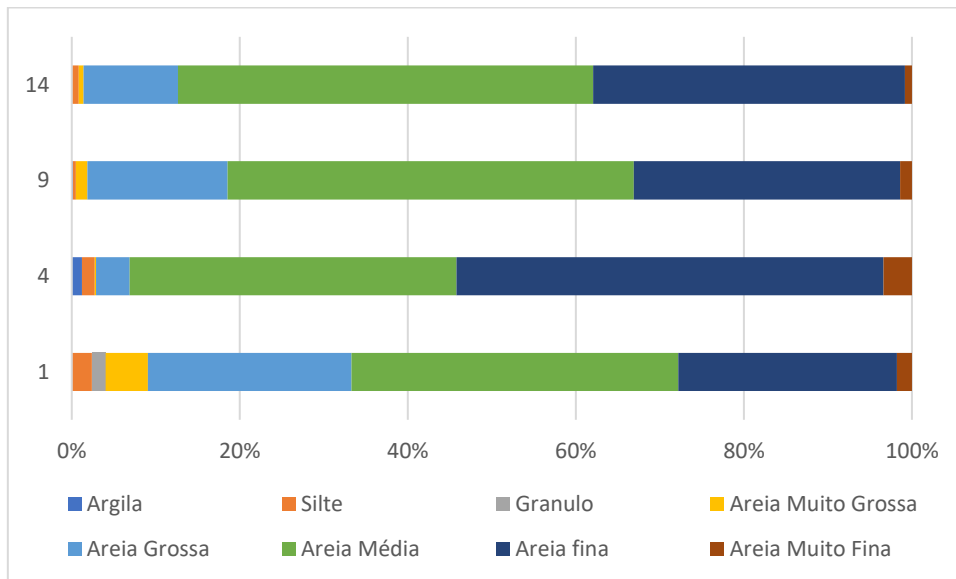
b)



a- Barra de areia com vegetação. b- Seixo na barra de areia do ponto 1.

A composição granulométrica de todos os pontos analisados é predominantemente arenosa (mais de 95% de areia). Predomina nos pontos areia média e areia fina, também é possível identificar areia grossa, principalmente nos pontos 14, 9 e 1. Diferentemente das ilhas que nas frações arenosas predomina areia muito fina, nas barras as frações de areia muito fina estão em menor quantidade (Figura 49).

Figura 49 - Composição Granulométrica das barras de areia do complexo fluvial de Mariuá



Comparando com os dados de Alves (2013) para o arquipélago de Anavilhanas, é possível afirmar que a composição granulométrica dos dois arquipélagos é parecida. Em Anavilhanas há a predominância de areia média e areia fina, com baixa fração de areia muito fina. A autora afirma que nas ilhas de Anavilhanas, assim como em Mariuá, o material arenoso é composto principalmente de areia muito fina, destoando das barras.

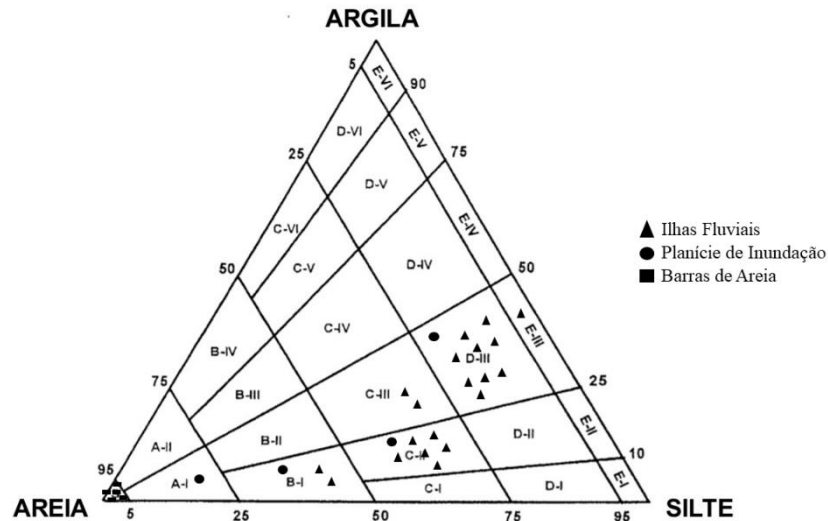
O material das barras normalmente é depositado e transportado como carga de fundo, portanto levanta-se a hipótese que devido às condições de velocidade e declividade do espelho d'água o médio rio Negro não possui capacidade de transportar o material mais grosseiro, como os cascalhos. Essa hipótese apoia-se em Marinho et al. (2021) que consideram que no baixo curso do rio Negro o transporte de material de fundo é limitado por fatores como a baixa velocidade de fluxo e a baixa declividade, porém são necessários mais dados para fundamentar e comprovar ou não a hipótese para médio rio Negro.

4.3.4 Diagrama de Flemming

Observa-se que o triângulo sedimentológico de Flemming (Figura 50) para os diferentes ambientes deposicionais do complexo fluvial de Mariuá estão agrupados de acordo com as três unidades analisadas. As ilhas fluviais se aproximam mais da extremidade siltosa do triângulo, o que indica um ambiente fluvial de menor energia nessas áreas. As áreas de planície transitam entre a classificação D-III e A-I, áreas de depósito de material lamoso e arenoso em

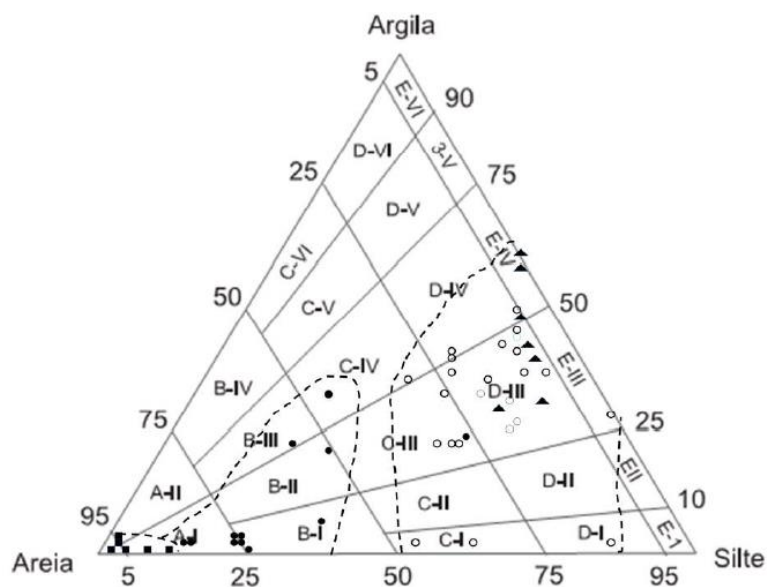
diferentes estratos da coluna sedimentológica. E as barras de areia estão todas localizadas na extremidade arenosa do triângulo.

Figura 50 - Diagrama de Flemming do Complexo Fluvial de Mariuá



Comparando do o trabalho de Alves (2013) para Anavilhanas observa-se uma semelhança entre a granulometria das ilhas e barras dos dois complexos. Logo, as condições hidrodinâmicas para a deposição dos sedimentos tendem a ter ocorrido de maneira parecida em ambientes de menor energia (Figura 51).

Figura 51 - Diagrama de Flemming do Complexo Fluvial de Anavilhanas



Fonte: Alves (2013). Legenda: Quadrados Barras fluviais centrais e laterais; Círculo Preto Terra Firme e Perfil 1; Círculo Branco Perfis 2, 3 e 4 e ilhas fluviais; Triângulo Lagos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo geral dessa dissertação foi compreender a geomorfologia fluvial do complexo fluvial de Mariuá. Além disto, apresentou-se três objetivos específicos: 1) Analisar a dinâmica fluvial do complexo; 2) Caracterizar a geomorfologia do complexo nos diferentes períodos hidrológicos (águas altas e baixas); 3) Entender a dinâmica sedimentológica das ilhas, planície de inundação e barras fluviais do complexo. E esses resultados estão apresentados nos tópicos 4.

A dinâmica do regime de cotas no complexo apresenta pico de cheia que ocorre entre os meses de junho e julho, enquanto o pico de vazante em Serrinha (montante do complexo) e Barcelos (dentro) ocorre em fevereiro e em Moura (jusante) em novembro. A descarga líquida média a montante do complexo (Serrinha) é de $16.671 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, podendo ter picos superiores a $27.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A velocidade de fluxo média anual a montante do complexo é de $0,83 \text{ m s}^{-1}$, indicando uma baixa predisposição para erosão de sedimentos finos, além disto a baixa declividade no complexo corrobora para a baixa velocidade de fluxo. porém não foram realizadas medições de descarga e velocidade dentro do arquipélago logo será necessário, em trabalhos futuros, entender a dinâmica desses parâmetros dentro do arquipélago para correlacionar com parâmetros geomorfológicos.

Os canais do complexo possuem um baixo índice de sinuosidade, indicando que os canais são retilíneos, com exceção dos paranás que são considerados transicionais. Além disto é possível afirmar que o arquipélago possui uma grande complexidade dado os resultados do índice anabranching. Neste trabalho foi possível comparar o índice com o arquipélago de Anavilhanas disponível em Marinho et al. (2021), indicando que os baixo e médio cursos do Negro possuem alta complexidade anabranching. A comparação com outros grandes rios anabranching, principalmente aqueles que formam arquipélagos, como o rio Congo, pode indicar parâmetros quantitativos para a classificação e análise desses canais.

O mapeamento geomorfológico foi realizado em duas escalas diferentes 1:800.000 e 1:185.000 (dividindo o arquipélago em 5 trechos) para os períodos

de águas baixas e altas. Foram mapeadas as planícies de inundação, planície interna, terraço fluvial, ilhas, lagos e barras de areia. É possível notar uma grande variação nas formas fluviais entre os dois períodos, com grande parte da área das ilhas submersas e os lagos aumentando significativamente a área durante o período da cheia, enquanto que na vazante pode-se mapear as barras fluviais.

As ilhas do complexo, no triângulo de Flemming, se aproximam mais da extremidade siltosa, logo o material fino é o mais presente na composição granulométrica dessas formas. Algumas ilhas possuem maior porcentagem de material arenoso, isto pode indicar estabilização mais recente, porém serão necessárias datações para entender melhor o processo de estabilização dessas ilhas. Enquanto que nas planícies observa-se uma maior variação, indicando maior concentração de material arenoso (areia muito fina). Isto indica uma diferenciação nos processos de deposição desses ambientes. Logo, a presença de material muito fino nas ilhas e planície indica que esses ambientes foram depositados em baixa energia, enquanto que as barras de areia, que possuem material mais grosseiro, podem ter sido depositadas em ambientes de maior energia.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F.P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sens. Environ.**, 110, p. 387–392, 2007.
- ALVES, A. C. **Análise multitemporal e morfodinâmica no entorno da confluência do rio Solimões com o rio Negro**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2019.
- ALVES, N.S. **Mapeamento Hidromorfodinâmico do Complexo Fluvial de Anavilhanas**: Contribuição aos Estudos de Geomorfologia Fluvial de Rios Amazônicos. Tese de Doutorado (Universidade de São Paulo - USP) São Paulo, Brasil, 2013.
- BAENA-ESCUADERO, R.; RINALDI, M.; GÁRCIA-MARTINEZ, B.; GUERRERO-AMADOR, I.C.; NARDI, L. Channel adjustments in the lower Guadalquivir River (southern Spain) over the last 250 years. **Geomorphology**, v. 337, pp. 15–30, 2019.
- BARBOSA, R.O. **Estudos Sedimentológicos e Estratigráficos dos Depósitos Sedimentares Quartenários do Arquipélago de Anavilhanas, Município de Novo Airão (Amazônia Central)**. Dissertação de Mestrado (Universidade Federal do Amazonas-UFAM) Manaus, Brasil, 2015.
- BERTALANFFY, L. V. **General System Theory**: Foundations, Development, Applications. GEORGE BRAZILLER: New York, 1968.
- BERTALANFFY, L. V. The History and Status of General Systems Theory. **The Academy of Management Journal**, Vol. 15, No. 4, General Systems Theory (Dec., 1972), pp. 407-426.
- BEZERRA, P.E.L. 2003. **Compartimentação Morfotectônica Do Interflúvio Solimões – Negro**. Tese De Doutorado (Curso De Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro De Ciências, UFPA), Belém, 2003.
- BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SA 20 MANAUS. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, 1978.
- BRICE, J. C. Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. **US Geol. Surv. Prof. Pap.** 422D, 141, 1964.
- BRICE, J. C. Planform properties of meandering rivers. In ELLIOT, C. M. (Org.), **Proceedings of the Conference - Rivers '83**, American Society of Civil Engineers, New Orleans, 1984.
- BROWN JUNIOR, K.S.; AB'SÁBER, A.N. Ice-age forest refuges and evolution in the Neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemisms. **Paleoclimas**, v.5, p.1-30, 1979.
- CAMPBELL, K.E. JR.; FRAILEY, C.D.; ROMERO-PITTMAN, L. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.239, 2006, p.166-219.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.01.020>

- CAPRA, F. **A Teia da Vida**. Cultrix: São Paulo, 1997.
- CARNEIRO-FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMO, S.H.; ROSIQUE, T. Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, v.58, p. 205-209, 2002.
- CARVALHO, J. A. L. **Erosão Nas Margens do Rio Amazonas: o Fenômeno das Terras Caídas e suas Implicações na vida dos moradores**. Tese - Programa de Pós-Graduação em Geografia. Niterói/RJ: Universidade Federal Fluminense, 2012.
- CASCAES, S.A. **Dinâmica fluvial e aspectos antrópicos no Furo do Paracuúba, Iranduba/AM**. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Amazonas), Manaus, 2020.
- CHAO, N.L. The fishery, diversity, and conservation of ornamental fishes in the Rio Negro Basin, Brazil—a review of Project Piaba (1989–1999). In: CHAO, N.L.; PETRY, P.; PRANG, G.; SONNESCHIEN, L.; TLUSTY, M. (Orgs.) **Conservation and management of ornamental fish resources of the Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil—Project Piaba**, Editora da Universidade do Amazonas, Manaus, pp 161 205, 2001.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Routledge: London and Ney York, 2008.
- CHIRPS. 2015. **The CHIRPS dataset website**. (<https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>). Accessed on August 2021.
- CHOUERI, E.L.; GUBILI, C.; BORGES, S.H.; THOM, G.; SAWAKUCHI, A.O.; SOARES, E.A.A.; et al. Phylogeography and population dynamics of Antbirds (*Thamnophilidae*) from Amazonian fluvial islands. **Journal of Biogeography**, v. 44, pp. 2284–2294, 2017.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981. vol. 1. 313 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.
- CHURCH, M. Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In COLLINSON, J. D.; LEWIN, J. (Orgs.). **Modern and Ancient Alluvial Systems**, International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 6, pp. 169-180, 1983.
- COHEN, S.; KETTNER, A. J.; YVITSKI, J. P. M. S. Global suspended sediment and water discharge dynamics between 1960 and 2010: Continental trends and intra-basin sensitivity, **Glob. Planet. Change**, v. 115, pp. 44-58, 2014. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.011>.
- COLEMAN, J.M. Brahamaputra River: Channel Processes and Sedimentation. **Sedimentary Geology**, n.3 pp. 129-239, 1969.
- CORDEIRO, R.C.; TURCQ, P.F.M.; TURCQ, B.J.; MOREIRA, L.S.; RODRIGUES, R.C.; DA COSTA, R.L.; ET AL. Acumulação de carbono em lagos amazônicos como indicador de eventos paleoclimáticos e antrópicos. **Oecologia Australis**, v.12, pp. 130–154, 2008.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G.

Neotectônica Da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 23- 44, 1996.

<https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.199>

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 14, pp. 335-347, 2001.

COSTA, R.L. **Paleohidrologia do lago Acarabixi, médio Rio Negro, AM, durante o Holoceno**. Dissertação (Universidade Federal Fluminense) Rio de Janeiro, 2006.

CULLING, W.E.D. Equifinality: Modern Approaches to Dynamical Systems and Their Potential for Geographical Thought. *Trans. Instr. Br. Geogr. N.S.*, v. 12, pp. 67-72, 1986.

CUNHA, D.F. **Evolução sedimentar do arquipélago de Anavilhanas no baixo rio Negro, Amazônia Central**. Dissertação (Universidade de São Paulo – USP), São Paulo, 2017.

CUNHA, S.B. Bacias Hidrográficas. In: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T (Orgs.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

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

DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B. Titanita-Biotita Granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte 1: Geologia, Petrografia e Geocronologia. **Rev. Bras. de Geoc.**, v.22, n.1, pp. 3-14, 1992.

DESLOGES, J. R.; CHURCH, M. Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (Orgs.). **Recent Developments in Fluvial Sedimentology**, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 39, pp. 99-109, 1987.

DIAS, H. C. T.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; OLIVEIRA, A. P.; MICHEL, R. F. M.; LEMOS JÚNIOR, J. B. Caracterização de solos altimontanos em dois transectos no Parque Estadual do Ibitipoca (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 469-481, 2003.

DRAGO, E. C. Caracterización de la llanura aluvial del Parana Medio y de sus cuerpos de agua. **Boletín Paranaense de Geociências**, nº 31, 1973.

EIRAS, J. F. Influência tectônica do arco de Carauari na sedimentação fanerozóica da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. In: **SBG, Cong. Bras. Geol.**, 39, Salvador. Anais 1, pp. 50-53, 1996.

EIRAS, J.F. Cenário Geológico das Bacias Sedimentares do Brasil. In: **Apostila sobre Prospecção e Desenvolvimento de Campos de Petróleo e Gás (Schlumberger) – Projeto Multimin Tecnologia**. Parte II - Tectônica, Sedimentação e Sistemas Petrolíferos da Bacia Solimões, Estado do Amazonas, 2005.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. EMBRAPA, Brasília, 2018.

EMBRAPA. **Mapa pedológico da Amazônia Legal**. 2003. Disponível em: <http://geoinfo.cnps.embrapa.br/>

ESPINOZA, J.C.V.; GUYOT, J.L.; RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P.; LABAT, D.; OLIVEIRA, E.; ORDONEZ, J.J.; VAUCHEL, P. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon Basin (1974-2004). **Journal of Hydrology**, v. 375, pp. 297-311, 2009.

EUROPEAN SPACE AGENCY – ESA. **Copernicus DEM, Copernicus Digital Elevation Model**: Product Handbook. Airbus, 2020.

FARIA, M.S.G.; BAHIA, R.; ALMEIDA, M.E.; OLIVEIRA, M.A. Folha SA.20- Manaus. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J.D.A. (Orgs.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG**. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM, 2004.

FASSONI-ANDRADE, A.C.; PAIVA, R.C.D. Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon. **Remote Sensing of Environment** **221**, pp. 94–107, 2019.

FERNANDEZ, O. V. Q. O., SANTOS, M. L., STEVAUX, J. C. Evolução e características faciológicas de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico, (PR). **Boletim de Geografia**, Maringá, Pr. Vol. 11, nº 1, pg. 5-15, 1993.

FIEDLER-FERRARA, N.; PRADO, C.P.C. **Caos**: Uma introdução. Blucher: São Paulo, 1994.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. de; FREITAS, M. A. Caracterização hidrológica da Bacia Amazônica. In: RIVAS, A.; FREITAS, C.E. de C. **Amazônia uma perspectiva interdisciplinar**. Ed. EDUA, pp.33-53, Manaus, Brasil. n. 1, p. 1–15, 2002.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J.L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p 566-576, 2011.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J.L. Suspended Sediment Yield in the Amazon Basin: An Assessment Using Brazilian National Data Set. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p. 3207- 3215, 2009. <https://doi.org/10.1002/hyp.7394>

FILIZOLA, N.; SPÍNOLA, N.; ARRUDA, W.; SEYLER, F.; CALMANT, S.; SILVA, J. The Rio Negro and Rio Solimões confluence point–hydrometric observations during the 2006/2007 cycle. **River, Coastal and Estuarine Morphodynamics**: RCEM, p. 1003–1006, 2009.

FLEMMING, B.W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. **Continental Shelf Research**, v. 20, pp. 1125-1137, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00015-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00015-7)

FOLK, R.L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill's, Austin, 1968, pp. 170.

FOLK, R.L.; ANDREWS, P.B.; LEWIS, D.W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 13, pp. 937-968, 1970.

- FORSBERG, B.R.; HASHIMOTO, Y.; ROSENQVIST, Å.; PELLON DE MIRANDA, F. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. **Quat. Int.**, v. 72, pp. 61–66, 2000.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.L.S.; REPOLHO, T. Fragmentation of Ecosystem Owing to Neotectonics in the Amazon Basin. **Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)**, 49 (2), p. 207 – 214, 1999.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.L.S. Modern sedimentation in the Lower Negro river, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, 44, 259 – 271, 2002.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.L.S. Utilização de sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. VI **Simp. Bras. Sens. Rem.** An. 3, p. 641 – 648, 1990.
- FRASSON, R.P. M.; PAVELSKY, T.M.; FONSTAD, M.A.; DURAND, M.T.; ALLEN, G.H.; SCHUMANN, G.; LION, C.; BEIGHLEY, E.; YANG, X. Global Relationships Between River Width, Slope, Catchment Area, Meander Wavelength, Sinuosity, and Discharge. **Geophysical Research Letters**, v. 46, pp. 3252–3262, 2019.
- FREDSOE, J. Meandering and braided rivers. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 84, pp. 609–624, 1978.
- FUKUOKA, S. Finite amplitude development of alternate bars. In: IKEDA, S., PARKER, G. (Orgs.). **River Meandering**. Water Resource Monographs, vol. 12. American Geophysical Union, pp. 237–265, 1989.
- FURCH, K., JUNK, W.J. Physicochemical Conditions in the Floodplains. In: JUNK, W.J. (Ed). **The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1997. p. 69-108.
https://doi.org/10.1007/978-3-662-03416-3_4
- GON, P. P. **Morfologia e hidrodinâmica em rios multicanaís (“anabranching”): exemplo do alto rio Paraná**. Dissertação de mestrado (Universidade Estadual Paulista) Rio Claro, 2012.
- GUERRA, A.J.T.; BOTELHO, R.G.M. Características e Propriedades dos Solos Relevantes para os Estudos Pedológicos e Análise dos Processos Erosivos. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 19, 1996.
- GUYOT, J.L.; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.; CUDO, K.L.; OLIVEIRA, L.; Balanço Hídrico da Bacia do rio Negro. **X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos do Cone Sul**, Gramado, Rio Grande do Sul, 1993.
- HJULSTROM, F. Transportation of debris by moving water. In: TRASK, PD (Org.). **Recent marine sediments; a symposium**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 5–31, 1939.
<https://doi.org/10.2110/pec.55.04.0005>
- HJUSLTROM, F. Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. **University of Upsala Geological Institute Bulletin**, n. 25, p. 221-527, 1935.
- IBGE. **Mapa geomorfológico do estado do Amazonas**. 2010. Disponível em: <https://geoftp.ibge.gov.br/>

IGREJA, H.L.S. **Aspectos do modelo neotectônico da placa Sul-Americana na província estrutural Amazônica, Brasil.** Thesis, Universidade do Amazonas, Manaus, 1999.

IRON, G. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H. (Ed). **The Amazon Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin.** Dr. W. Junk Publ., Dordrecht, Netherlands, p. 167-200, 1984.

JACKSON, M. R. Hints on the subject of geographical arrangement and nomenclature. **Royal Geographical Society Journal**, v. 4, pp. 72-88, 1834.

JANSEN, J. D.; NANSON, G.C. Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia. **Water Resour. Res.**, v. 40, 2004, doi: 10.1029/2003WR002408.

LATRUBESSE E., FRANZINELLI E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. **Geomorphology**, v. 44 (3-4), pp. 241-257, 2002.

LATRUBESSE, E. Amazon Lakes. In **Lakes and Reservoirs.** BENGTSSON, L.; HERSCHY, R.; FAIRBRIDGE, R. (Orgs.). Springer Verlag, 13-26, 2012. DOI: 10.1007/978-1-4020-4410-6_36

LATRUBESSE, E.M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, v. 101, pp. 130-145, 2008.

LATRUBESSE, E.M., FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, pp. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E.M.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S.A.F.; RIGSBY, C.A.; ABSY, M.L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. **Earth-Science Review**, v. 99, pp. 99-124, 2010.

LATRUBESSE, E.M.; FRANZINELLI, E. Late Quaternary Alluvial Sedimentation in Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: Paleohydrological Implications. In: BENITO, G.; BAKER, V.R.; GREGORY, K.J. (Orgs.). **Paleohydrology and Environmental Chance.** John Wiley & Sons Ltd., 1998.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C. The Anavilhanas and Mariuá Archipelagos: Fluvial Wonders from the Negro River, Amazon Basin. In: VIEIRA, B.C.; SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. (Orgs.), **Landscapes and Landforms of Brazil**, Springer, Dordrecht, p.157-169, 2015.

LELI, I.T. **Gênese, Evolução e Geomorfologia das Ilhas E Planície de Inundação do Alto Rio Paraná, Brasil.** Tese (Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho), Rio Claro, 2015.

LELI, I.T.; STEVAUX, J.C.; ASSINE, M. Ilha Lago: Uma Morfologia dos Mega Sistemas Fluviais Anabranching. In: **Sinageo**, Maringá, 2016.

LELI, I.T.; STEVAUX, J.C.; ASSINE, M.L. Genesis and sedimentary record of blind channel and islands of the anabranching river: an evolution model.

Geomorphology, v. 302, pp. 35–45, 2018.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.05.001>.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, G. **River Channel Patterns**: Braided, Meandering and Straight. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers, Geological Survey Professional Paper, 1957.

MAGALHÃES, R.C. **As Características Físicas, Químicas, Mineralógicas e Hidráulicas do Solo e sua Susceptibilidade ao Processo de Terras Caídas**: Comunidade do Divino Espírito Santo – Iranduba/AM. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Amazonas), Manaus, 2011.

MAIA, R. G.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A.; COSTA, F.S.F.; HOLANDA, M.A.; COSTA, J.A. **Projeto carvão no Alto Amazonas**. Final report. Rio de Janeiro CPRM, 1977.

MARINHO, R.R. Estudo Morfodinâmico em Ambiente Lacustre no Arquipélago de Anavilhanas, Rio Negro, Bacia Amazônica. **Geotemas**, v. 10, n. 3, pp. 81-105, 2020.

MARINHO, R.R. **Integração de Dados de Campo e Sensoriamento Remoto no Estudo do Fluxo de Água e Matéria no Arquipélago de Anavilhanas, Rio Negro – Amazonas, Brasil**. Tese (Programa de Pós-Graduação em Clima e ambiente – CLIAMB, UEA, INPA), Manaus, 2019.

MARINHO, R.R.; ZANIN, P.R.; FILIZOLA, N.P. The Negro river in the Anavilhanas Archipelago: streamflow and geomorphology of a complex anabranching system in the Amazon. **EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS**, v. 47, p. 1-16, 2021.

MARINHO; R.R.; VIEIRA, A.F.S.G.; MACIEL, F.S. Análise Montante-Jusante da Granulometria dos Sedimentos de Fundo e Suspenso do Rio Negro e Tributários (Bacia Amazônica, Brasil). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.14, n.02, pp. 997-1008, 2021.

MARTINEZ, J.-M.; ESPINOZA-VILLAR, R.; ARMIJOS, E.; SILVA MOREIRA, L. The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. **Journal of Geophysical Research**: Earth Surface 120: 1274–1287, 2015.

MEADE, R. H.; RAYOL, J. M.; CONCEIÇÃO, S. C.; NATIVIDADE J. R. G. Backwater Effects in the Amazon River of Basin. **Environmental Geology and Water Sciences**, v. 18, n. 2, p. 105– 114, 1991.

MEDEIROS, P.C. **Geomorfologia**: Fundamentos e métodos para o estudo do relevo. Curitiba: InterSaberes, 2016.

MOLINIER, M.; GUYOT. J.L.; OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, V. Les Régimes Hydrologiques de L'amazone et de ses Affluents. In: Chevallier, P.; Pouyaud, B. (Eds.) **L'hydrologie Tropicale**: Géoscience et Outil Pour le Développement. Paris, IAHS, pp. 209-222, 1996.

NANSON, G. C.; GIBLING, M. Anabranching and Anastomosing River. In: GOUDIE, A.S (Org.). **Encyclopedia of Geomorphology**. ED. Routledge Ltd. New York. v. 1, pp. 21-25, 2004.

- NANSON, G.C.; KNIGHTON, A.D. Anabranching Rivers: Their Cause. Character and Classification. **EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS**, v. 21, pp. 217-239, 1996.
- NASCIMENTO, N. R.; ALLARD, T.; BUENO, G.T. **Relatório Final do Projeto Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Rio Negro: Importância na Evolução Geomorfológica e Paleoambiental da Amazônia Central – Brasil**. FAPESP. 2014.
- OSTERKAMP, W.R. Processes of fluvial island formation, with examples from Plum Creek, Colorado and Snake river, Idaho. **Wetlands**, v. 18, pp. 530–545, 1998.
- PEALE, A. C. Report on the Geology of the Green River district. In HAYDEN, F. V. (Org.). **U. S. Geological and Geographical Survey of the Territories, 9th Annual Report**, 1879.
- PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: DE BOER, P.L., VAN GELDER, A., NIO, S.D. (Eds.), **Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies**. Reidel, Dordrecht, pp. 289-300, 1988.
- PEREIRA, A. C., L. C. TORGAN & S. MELO. Pinnularia (Bacillariophyta) do curso inferior do rio Negro, Amazonas, Brasil: taxonomia e distribuição temporal. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 3, pp. 305-313, 2012.
- PEREIRA, L.F. **Caracterização e Reconstituição Paleoambiental da Formação Içá na Bacia do Rio Negro - AM**. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geografia, PUC-Minas), Belo Horizonte, 2016.
- PHILLIPS, J.D. Nonlinear dynamical in geomorphology: revolution or evolution? **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, pp. 219-229, 1992.
- POINCARÉ, H. **Les Methodes Nouvelles de la Mécanique Celeste**. Vols. 1-3, Gauthier-Villars, Paris, 1899.
- QUEIROZ, M.S.; ALVES, N.S. Conditioning Factors of “Terras Caídas” in Lower Solimões River – Brazil. **Caminhos de Geografia**, v. 22, pp. 220-233, 2021.
- QUEIROZ, M.S.; CARVALHO, J.A.L. O Baixo Rio Solimões Pela Perspectiva da Teoria do Caos (Caos Determinístico). **REVISTA GEOTEMAS**, v. 11, p. 1-20, 2021.
- QUEIROZ, M.S.; CARVALHO, J.A.L. Geomorphological Characterization of the Tarumã-Açú Basin, Amazonas, Brazil. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium**, Ituiutaba, v. 11, n. 2, p. 113-125, 2020. <https://doi.org/10.14393/BGJ-v11n2-a2020-57878/>
- RASBOLD, G.G.; STEVAUX, J.C.; PAROLIN, M.; LELI, I.T.; LUZ, L.D.; BRITO, H.D. Phytoliths indicate environmental changes correlated with facies analysis in a paleo island-lake, Upper Paraná River, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 99, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102513/>
- REINECK, H.-E., SIEFERT, W. Faktoren der Schlickbildung im Sahlenburger Watt und Neuwerker Watt. **Die KuKste**, v. 35, pp. 26-51, 1980.

- REIS, N. J.; ALMEIDA, M.; RIKER, S. L.; FERREIRA, A. L. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- RIBAS, C.C.; ALEIXO, A.; NOGUEIRA, A.C.R.; MIYAKI, C.Y.; CRACRAFT, J. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. **Proceedings Of The Royal Society B-Biological Sciences**, v. 279, pp. 681–689, 2012.
- RIBEIRO, K.D.; MENEZES, E.M.; MESQUITA, M.G.B.F.; SAMPAIO, F.M.T. Propriedades Físicas do Solo, Influenciadas pela Distribuição de Poros, de Seis Classes de Solos da Região de Lavras-Mg. **Ciênc. agrotec.**, Lavras, v. 31, n. 4, p. 1167-1175, 2007.
- RICHARDS, K. **Rivers: forms and process in alluvial channel**. Great Britain: University Press Cambridge, 1982.
- RINALDI, M., GURNELL, A.M., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M., BUSSETTINI, M., HENDRIKS, D. Classification of river morphology and hydrology to support management and restoration. **Aquat. Sci.** 78, pp. 17–33, 2016.
- RÍOS-VILLAMIZAR, E.A.; ADENEY, J.M.; PIEDADE, M.T.F.; JUNK, W.J.; Hydrochemical Classification of Amazonian Rivers: A Systematic Review and Meta-Analysis. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia-MG, v. 21, n. 78, p. 211-226, 2020.
- RODRIGUES, C.; ADAMI, S. Técnicas fundamentais para o estudo de bacias hidrográficas. In: DANTAS, E.; BURITI, I. (Orgs.). **Praticando Geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.
- RODRÍGUEZ-ZORRO, P.A.; TURCQ, B.; CORDEIRO, R.C.; MOREIRA, L.S.; COSTA, R.L.; MCMICHAEL, C.H.; et al. Forest stability during the early and late Holocene in the igapó floodplains of the Rio Negro, northwestern Brazil. **Quaternary Research**, v. 89, pp. 75–89, 2018.
- ROSSETI, D.F.; TOLEDO, P.M.; VALERIANO, M.M. Neotectonics and tree mortality in a forest ecosystem of the Negro basin: Geomorphic evidence of contemporary seismicity in the intracratonic Brazilian Amazonia. **Geomorphology**, v. 329, pp. 138–151, 2019.
- RUST, B. R. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper Creek, central Australia. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, pp. 745-755, 1981.
- RUST, B.R. A classification of alluvial channels systems. In: MIALL, A.D. (Org.). **Fluvial Sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, n. 5, pp. 187-198, 1978.
- SCHUMM, S. A. **The fluvial System**. New York: John Wiley e Sons, 1977.
- SCHUMM, S.A. A sinuosity of alluvial rivers on the great plans. **Geol.Soc. America Bull.** 74 (9), pp.1089-1100. 1963.
- SCHUMM, S.A. Patterns of Alluvial Rivers. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 13, pp. 5-27, 1985.

- SCHUMM, S.A. Speculations Concerning Paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 74, pp. 1089-1100, 1968.
- SHEPARD, F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, 151-158, 1954.
- SILVA, C.L. **Análise da Tectônica Cenozóica da Região de Manaus e Adjacências**. Ph.D. Thesis, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro, 2005.
- SILVA, V.C. **Acumulação de carbono e interpretações Paleohidrológicas do lago do Boto – Arquipélago de Anavilhanas durante o Holoceno Superior**. Dissertação (Universidade Federal do Amazonas) Manaus, 2019.
- SIOLI, H. As águas do alto rio Negro. **Boletim Técnico do Instituto Agrônomo do Norte**, v. 32, pp. 117-155, 1956.
- SIOLI, H. The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: SIOLI, H. (Org.). **Amazon Limnology and Landscape Ecology of Mighty Tropical River and Its Basins**. Springer Netherlands, Dordrecht, p.127–165, 1984.
- SIQUEIRA, L.F. **Estudo Hidrológico do Efeito de Barramento Hidráulico do Rio Tarumã-Açú, Manaus-Am**. Dissertação (Programa de pós-graduação em Clima Ambiente do INPA) Manaus, 2019.
- SIVAKUMAR, B. **Chaos in Hydrology: Bridging Determinism and Stochasticity**. Springer, 2017.
- SMITH, D. G.; SMITH, N. D. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, pp. 157-164, 1980.
- SMITH, T.M.; REYNOLDS, R.W. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). **Journal of Climate**, v. 16, 1495–1510, 2003.
- SOUZA FILHO, E.E. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná em Porto Primavera (MS) e Guáira (PR)**. Tese doutorado, Geociências. São Paulo, 1993, 235p.
- STERNBERG, H.O. Vales Tectônicos na Planície Amazônica?. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 4, 1950.
- STEVAUX, J. C.; CORRADINI, F. A.; AQUINO, S. Connectivity Processes and riparian vegetation of the upper Paraná River, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, pp. 1-9, 2013.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, M. E. **Geomorfologia Fluvial**. Oficina de Textos: São Paulo: 2017.
- STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, pp. 143-161, 1994.
- STEVAUX, J.C., TAKEDA, A.M. Changes in a large regulated tropical river: the Paraná River downstream Porto Primavera dam, Brazil A.M. Geomorphological Processes Related to Density and Variety of Zoobenthic Community of the

Upper Paraná River, Brazil. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, vol. 129, pp. 143–158, 2002.

STRASSER, M., NETTO, A., SILVA, R.V., MASCARENAS, F. Estudo da variação do coeficiente de Manning e rios da bacia Amazônica por meio de modelagem hidrodinâmica. *Annals of the XVI Brazilian Simposio of Water Resources*, SBRH, Joao Pessoa, vol.117, 2005.

SZUPIANY, R. N., AMSLER, M. L., HERNANDEZ, J., PARSONS, D. R., BEST, J. L., FORNARI, E., TRENTO, A. Flow fields, bed shear stresses, and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river. *Water Resources Research*, Vol. 48, 2012.

TASSINARI, C.C.G. **Evolução geotectônica da província Rio Negro-Jurena na região amazônica**. Dissertação de Mestrado (Universidade de São Paulo – USP), São Paulo, 1981.

TASSINARI, C.G.; MACAMBIRA, J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, Vol. 22, no. 3, 1999.

TEIXEIRA, P.C.; DONAGEMMA, G.K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W.G. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. EMBRAPA, 3º Edição, Brasília, 2017.

VAN DER HAMMEN, T. Palaeoecology of tropical South America. In: PRANCE, G. T. (Org.). **Biological diversification in the Tropics**. New York: Plenum Press, pp. 60-66, 1982.

VELOSO JAV E MENDIGUREN JA. Sismicidade da Amazônia e parte do Centro-Oeste Brasileiro. **Simpósio** Caract. Geolog. Geotectônicas da região Amazônica. ABGE, p. 43-57, 1980.

WANG, X.; EDWARDS, R.L.; AULER, A.S.; CHENG, H.; KONG, X.; WANG, Y.; CRUZ, F.W.; DORALE, J.A.; CHIANG, H.W. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature*, v. 541, 2017.

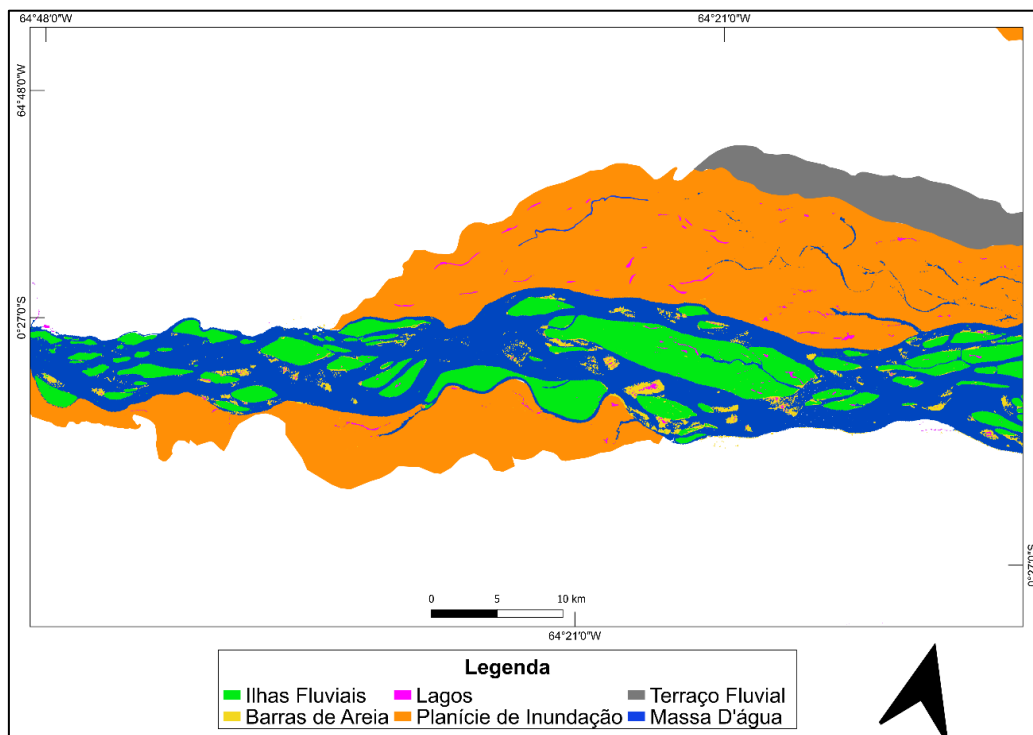
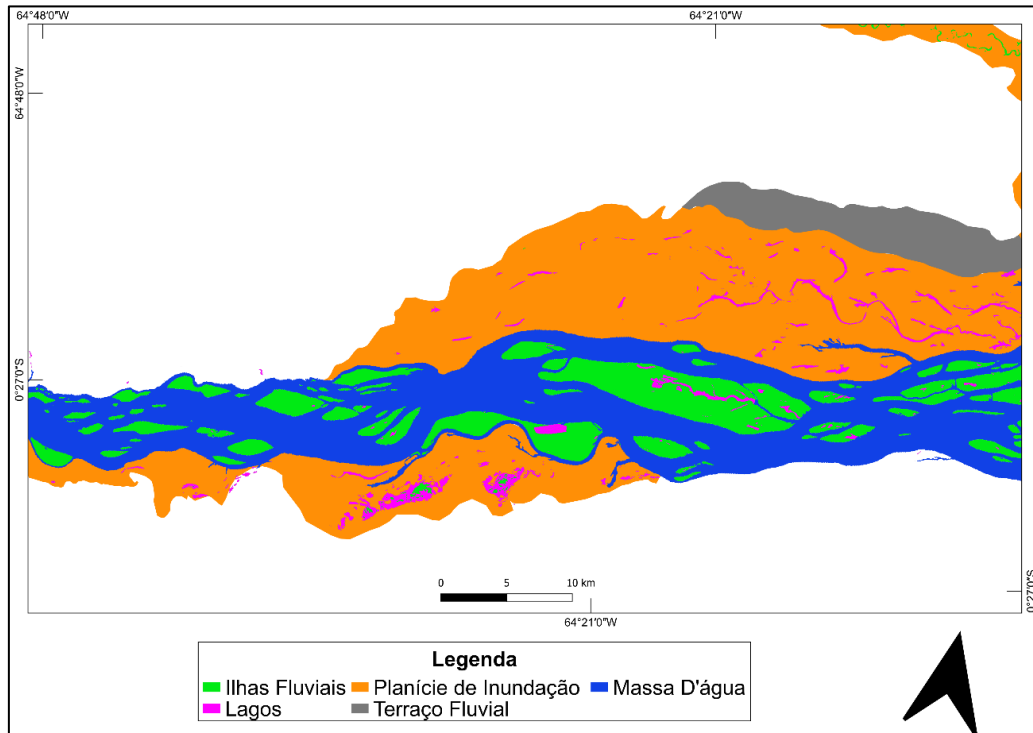
WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30, pp. 377-392, 1922.

WYRICK, J.R. **On the Formation of Fluvial Islands**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil pela Universidade do Estado do Oregon), Oregon, 2005.

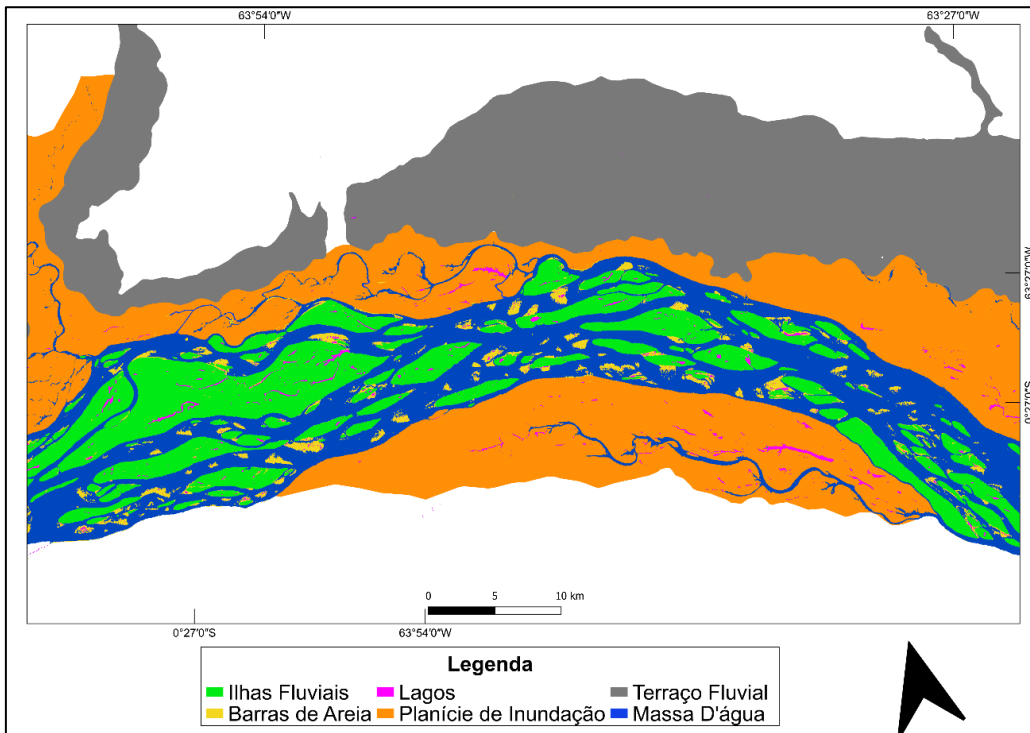
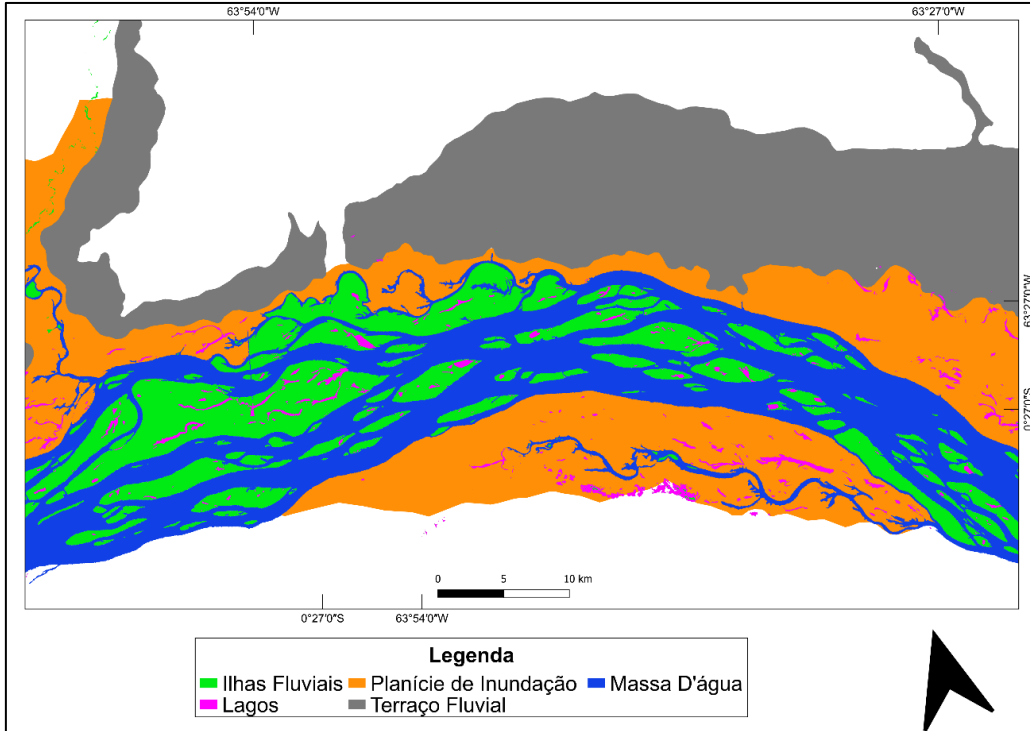
WYRICK, J.R.; KLINGEMAN, P.C. Proposed Fluvial Island Classification Scheme and Its Use for River Restoration. **RIVER RESEARCH AND APPLICATIONS**, v. 27, pp. 814–825, 2011. <https://doi.org/10.1002/rra.1395>

APÊNDICE I – Trechos do complexo Fluvial de Mariuá

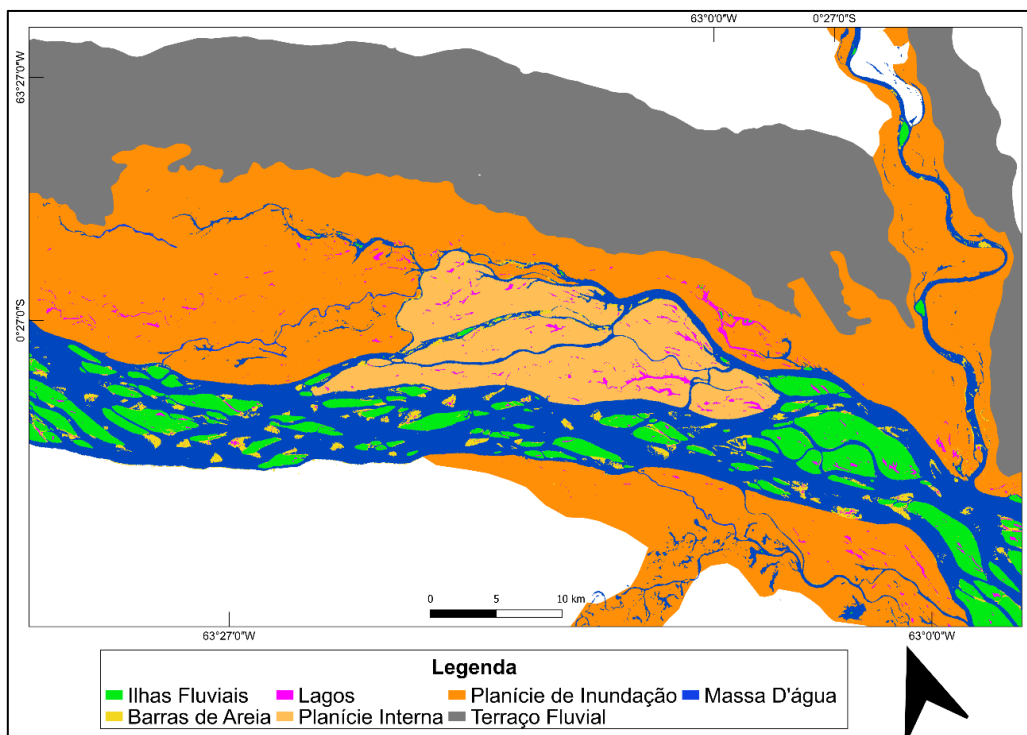
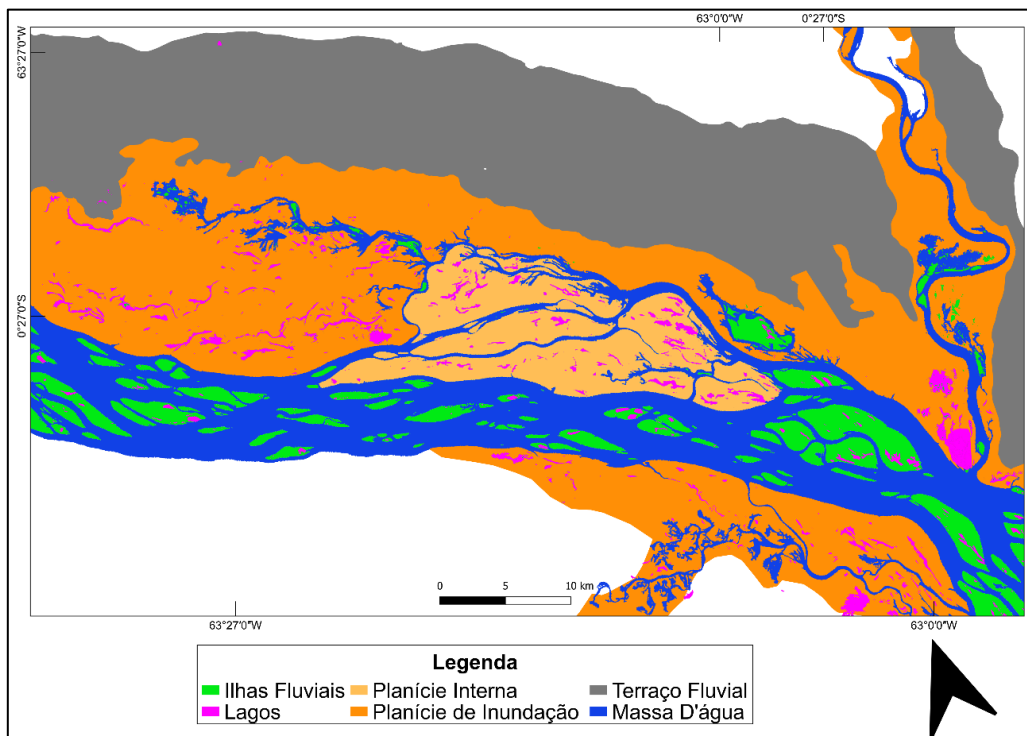
Trecho 1 – Cheia e Vazante



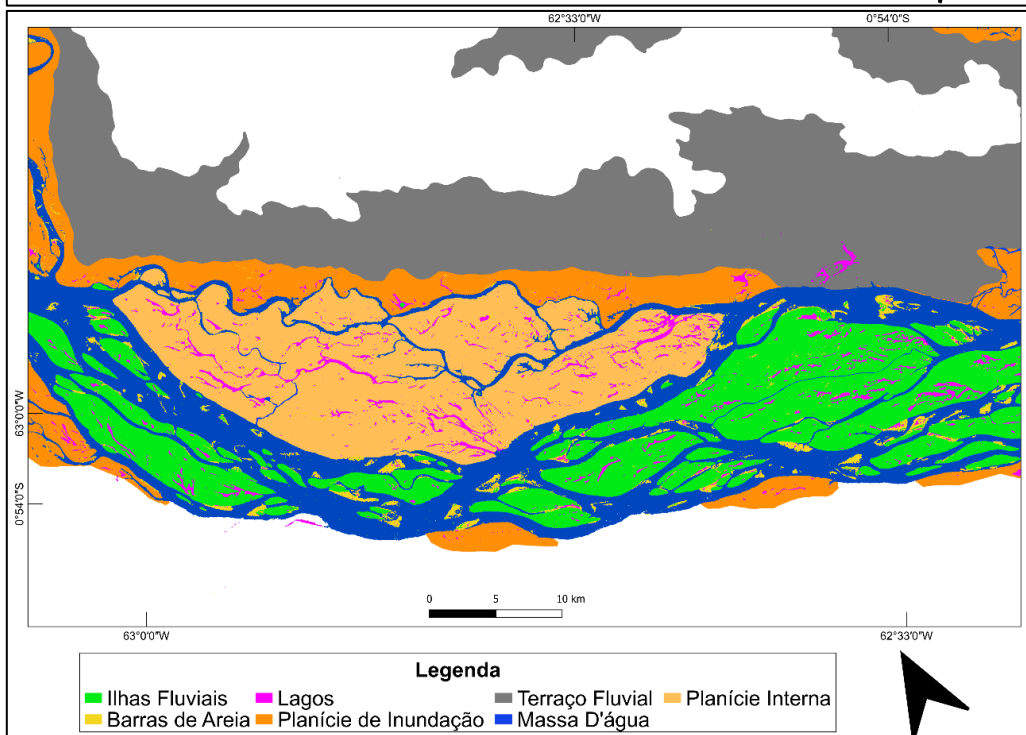
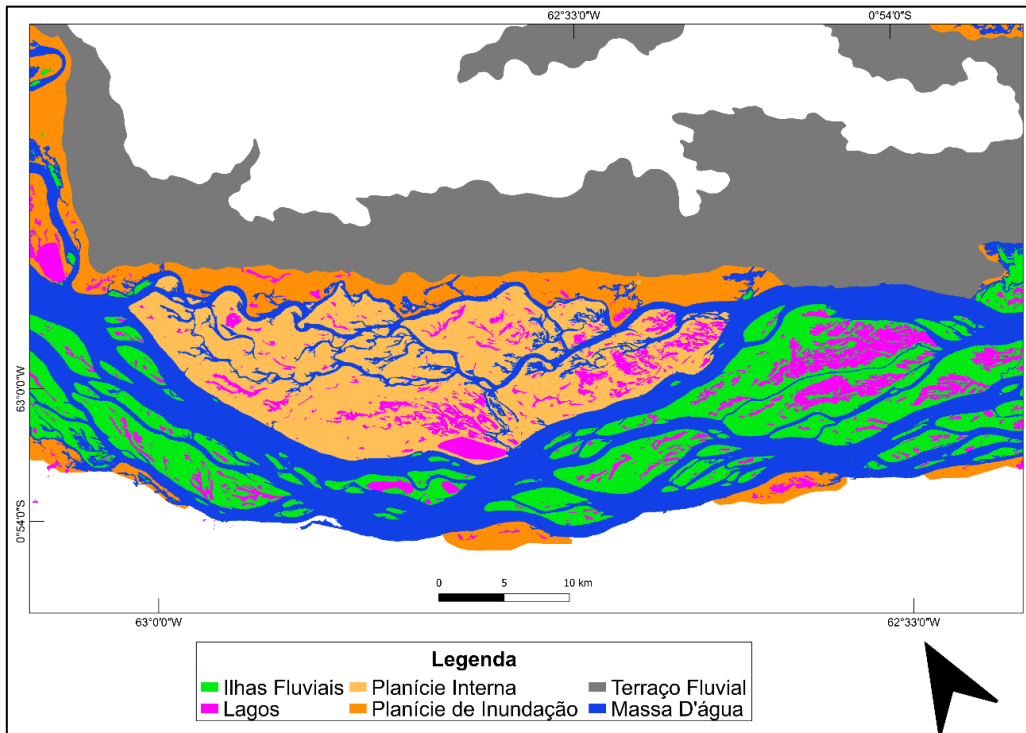
Trecho 2 – Cheia e Vazante



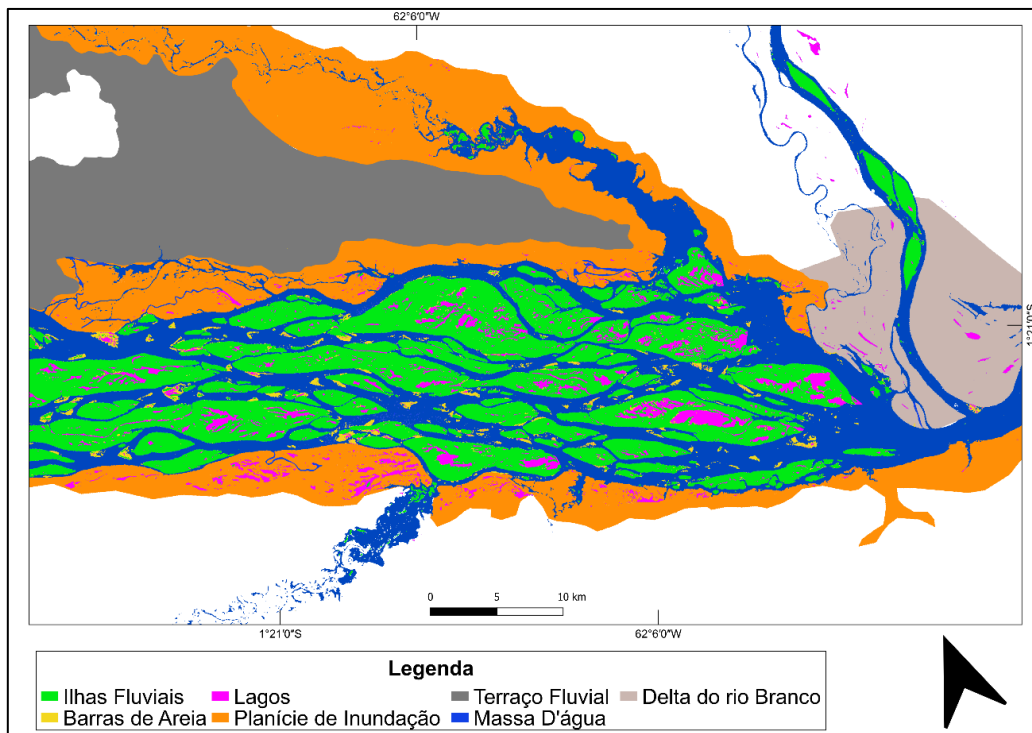
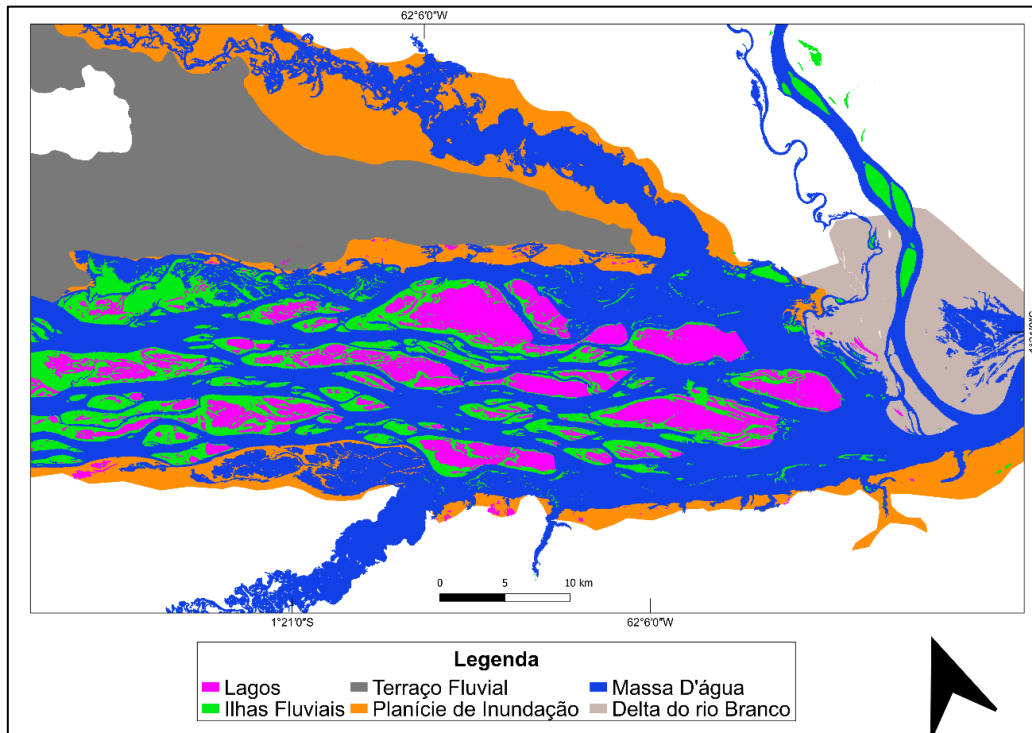
Trecho 3 – Cheia e Vazante



Trecho 4 – Cheia e Vazante

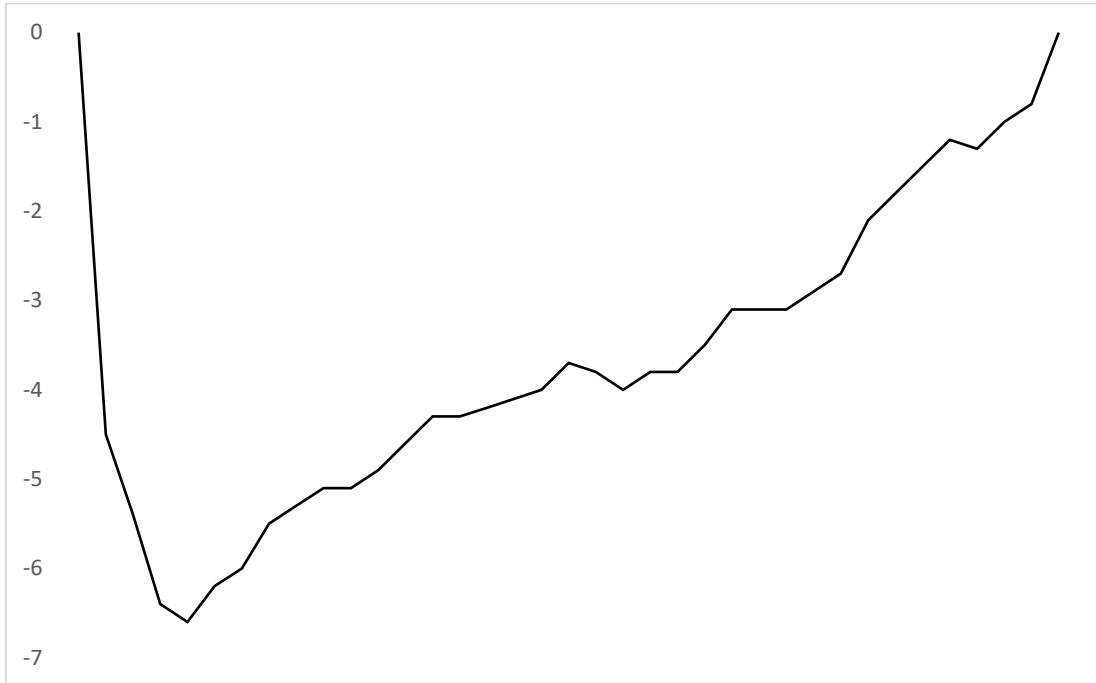


Trecho 5 – Cheia e Vazante

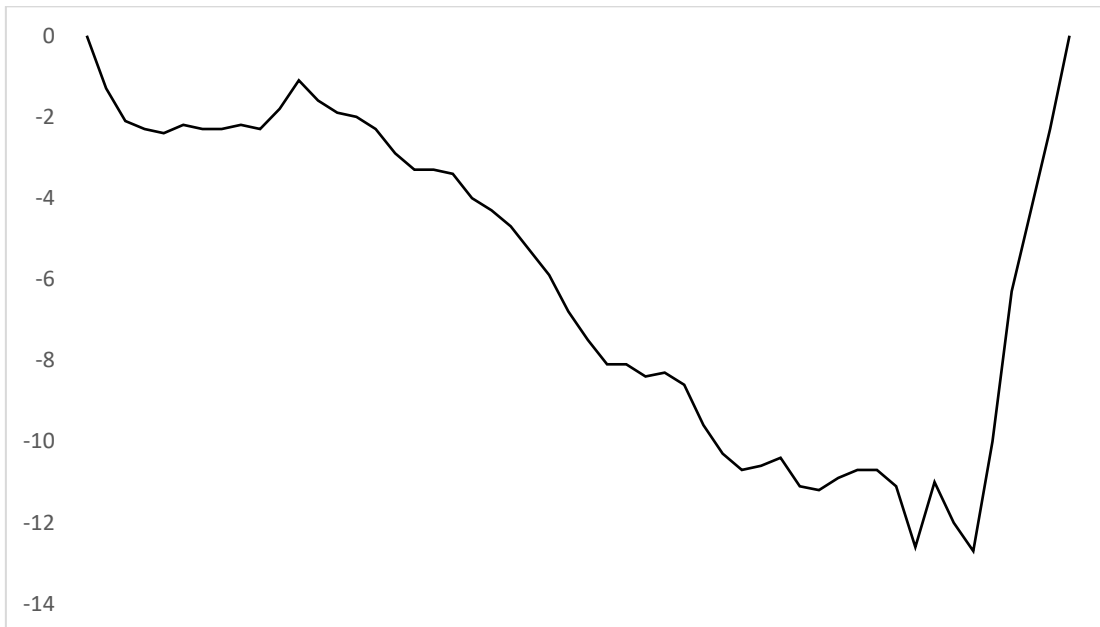


APÊNDICE II – Perfis Batimétricos do Complexo Fluvial de Mariuá

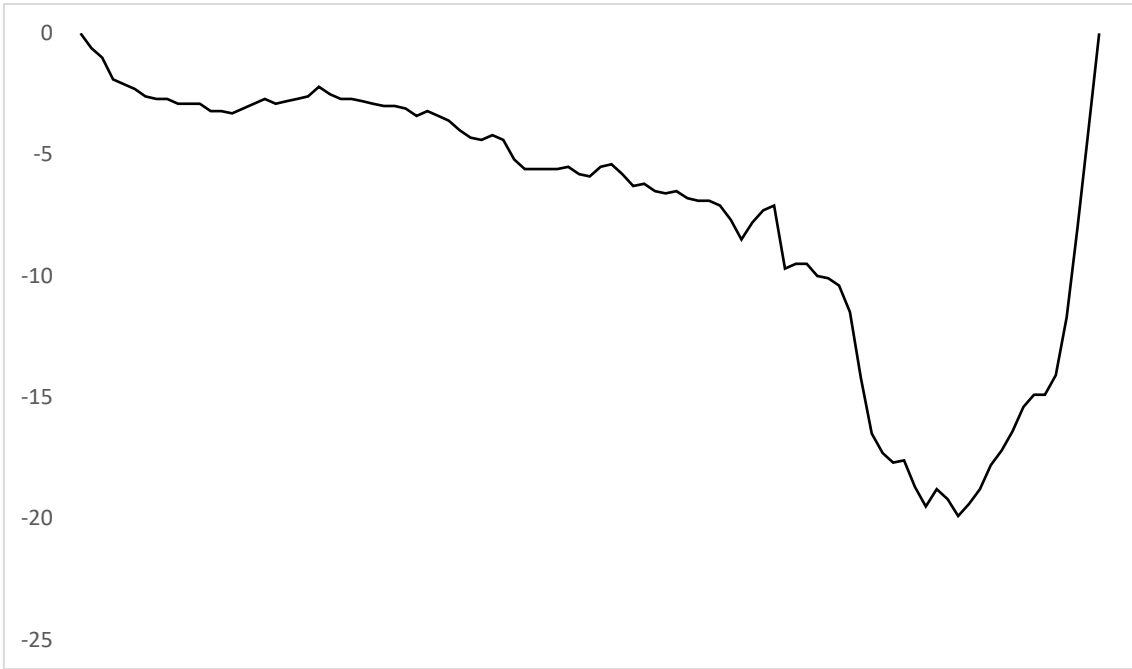
Ponto 3



Ponto 6



Ponto 8



Ponto 9

