

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E GEODINÂMICA
CURSO DE MESTRADO EM GEOFÍSICA APLICADA

GABRIELA NUNES TURQUETTI

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA EVOLUÇÃO DE ILHAS E CANAIS DE
RIOS ANABRANCHING: ESTUDO DE CASO EM UM TRECHO DO RIO
SOLIMÕES (AM)**

BRASÍLIA

2019

GABRIELA NUNES TURQUETTI

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA EVOLUÇÃO DE ILHAS E CANAIS DE
RIOS ANABRANCHING: ESTUDO DE CASO EM UM TRECHO DO RIO
SOLIMÕES (AM)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Geodinâmica, apresentado à banca examinadora do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília para a obtenção do título de Mestre em Geociências. Área de concentração: Geofísica.

Orientador: Profº Marco Ianniruberto

BRASÍLIA

2019

*“Let us choose for ourselves our path in life and
let us try to strew that path with flowers.”*

Emilie du Chatelet

AGRADECIMENTOS

Ao Du, por todo o apoio em todas as etapas até aqui! Obrigada por ler e contribuir de alguma forma em todas as versões que já existiram dessa dissertação, obrigada por ser um grande companheiro!

Agradeço a minha mãe, por todo amor, apoio e incentivo durante todas as etapas dessa dissertação. Obrigada por todas as leituras e sugestões.

A meu irmão, pelo incentivo e apoio. Obrigada a você e à Angélica por nos acolher aos domingos para assistir *Game of Thrones*.

Ao Marco, pelos quase 5 anos de orientação! Obrigada pela compreensão e paciência. Espero que essa parceria dure muitos anos. Que venha o doutorado!

Ao grupo de pesquisadores da expedição ao rio Solimões-Amazonas em 2016, Renato Almeida, Bernado Freitas, Marco Ianniruberto, Jonas Lion, Paulo Praça, Pedro Nogueira, Larissa Natsumi e Cristiano Galeazzi, and also to the international support during the field work by Jim Best and Julia Cisneros. À toda tripulação do barco Priscila Mendes: capitão Jones, Emerson, Marcelo, Raydson, Néia, Vanuza e Wanderson pelo suporte durante todo o período de aquisição.

Ao B2 e Marcel, por todas as sugestões e conversas alheias ao nosso trabalho. Apesar de não ser a pessoa mais frequente no laboratório, obrigada por sempre manterem a minha mesa livre!

As minhas grandes amigas, Rafa, Mathias, Cremas, Luti, Rê, Amanda, Kaká, Gabi, Amandla, Sales e Laura, obrigada pela amizade e por sempre comemorarem cada etapa concluída do mestrado comigo!

RESUMO

Os rios do tipo *anabranching* são caracterizados por múltiplos canais separados por ilhas fluviais estáveis e vegetadas, formadas pela excisão da planície de inundação ou por acreção lateral. Esse tipo de canal é dominante em grandes rios e é responsável por transportar uma grande quantidade de água e sedimentos sob gradientes baixos. Na bacia Amazônica, situam-se os três maiores rios do mundo, em termos de comprimento e descarga, os rios Amazonas, Madeira e Negro. Contudo, o conhecimento dos seus processos morfodinâmicos é limitado, devido a suas grandes extensões, profundidades, dificuldade de acesso. Para essa pesquisa, foi realizada uma campanha no baixo curso do rio Solimões-Amazonas próximo da ilha da Marchantaria para observar a migração do canal através de investigações de campo e dados de sensoriamento remoto. A campanha ocorreu durante o período de cheia em julho de 2016, e dados complementares de outubro de 2014 do projeto *CLIM-Amazon* foram incluídos. As investigações foram realizadas usando um ecobatímetro multifeixe Teledyne 7101P, um correntômetro *Doppler* Rio Grande 600 e foram coletadas amostras de fundo. Imagens de satélite Landsat-5/TM e Landsat-8/OLI e ferramentas GIS foram aplicadas para monitorar as mudanças associadas a morfodinâmica do canal através de uma série multitemporal de 24 anos. Essa análise permitiu observar a distribuição espacial da erosão e deposição que ocorreu no canal. A análise hidrológica dos perfis ADCP mostrou que na ilha da Marchantaria, o canal principal está transportando aproximadamente $\frac{2}{3}$ da descarga total, enquanto o canal secundário à direita, é responsável por cerca de $\frac{1}{3}$. A baixa velocidade de fluxo no canal direito propiciou a deposição de sedimentos de granulometria fina, que por sua vez, corroboraram para a discordância de leitos na confluência. Portanto, é esperado que esse canal seja totalmente assoreado no futuro. A relação entre a granulometria e a profundidade foi um elemento usado para complementar o entendimento dos processos sedimentares, morfológicos e dinâmicos que ocorrem em rios *anabranching*. Formas de leito, como as marcas onduladas, dunas 2D e 3D, assim como as dunas compostas foram observadas como elementos morfodinâmicos do leito que correspondem a regiões de

velocidade diferentes. *Scour holes* e zonas de estagnação também foram encontradas.

Palavras-chave: Grandes rios, canais *anabranching*, bacia Amazônica, rio Solimões-Amazonas, morfodinâmica.

ABSTRACT

Anabranching rivers are multiple channel systems separated at bankfull by vegetated and stable fluvial islands, that are formed by excision of existing floodplain or by downstream and lateral accretion. Anabranching channels are the dominant pattern of large rivers in the world and are able to carry high amounts of water and sediments over exceptionally low gradients. The Amazon basin holds three among the largest rivers of the world, in terms of length and discharge, namely Amazon, Madeira and Negro rivers. Despite their great size and importance, there is still a scarcity of information about their morphodynamic processes, due to the large extension, water depth and difficult access. In this study, an investigation was carried out in the lower reach of Solimões-Amazon river around the Marchantaria Island to document the early stage of channel migration by using field measurement and remote sensing data. The field surveys were conducted during the wet season in July 2016, but some data collected in October 2014 within the CLIM-Amazon Project were also considered. Field measurement data were collected using Multibeam echosounder Teledyne 7101P, an Acoustic Doppler Current Profiler Rio Grande 600 and riverbed samples. Landsat-5/TM and Landsat-8/OLI and Geographical Information System method were used to monitor planform changes associated with channel morphodynamic. The multitemporal analysis of the channel allowed observation of the spatial distribution of erosion and deposition that occurred in the channel over 24 years. The analysis of hydrodynamic data showed that the left channel around the Marchantaria Island is conveying almost $\frac{2}{3}$ of the total discharge, while the right one is responsible for $\frac{1}{3}$. The correspondingly lower flow velocity observed in the right channel led to deposition of the fine sediment fraction and, in turn, to bed discordance at the confluence downstream the island. Thus, it is expected that this channel will be totally silted in the future. A relationship between granulometry and water depth was a further element used to complement the understanding about sedimentary, morphological and dynamic processes that occur in such anabranching river. Bedforms, such as ripples, 2D and 3D dunes as well as composed dunes were observed as morphodynamic elements of the riverbed which correspond to areas of high and low flow velocity in the channel. Scour

holes and stagnation zone were also found in the surveyed area due to the flow convergence downstream of Marchantaria Island.

Keywords: Large rivers, anabranching channels, Amazon basin, Solimões-Amazon river, morphodynamics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Bacia hidrográfica amazônica em território brasileiro.	14
Figura 2 – Localização da área de estudo.	18
Figura 3 - Localização e limites das bacias do Estado do Amazonas. Fonte: Silva (2008).	19
Figura 4 - Compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Santos (2006). Fonte: Santos (2006).	20
Figura 5 – Tipologia clássica dos canais fluviais. Fonte: Modificado de Miall (1977).	24
Figura 6 – Ilustração de um canal anastomosado. Fonte: Modificado de Miall (1977).	25
Figura 7 - Sistemas de batimetria (A) monofeixe e (B) multifeixe.	31
Figura 8 - (A) Visualização em planta do sistema ADCP com seu transdutor e respectivos feixes, (B) visualização do equipamento acoplado a embarcação durante aquisição, (C) esquema de aquisição dos dados ADCP.	33
Figura 9 - (A) Ilustração esquemática do funcionamento do amostrador pontual Van Veen. Fonte: Frazão (2005). (B) Amostrador pontual usado durante a campanha de 2016.	35
Figura 10 - Landsat 5/TM image of a portion of the Solimões-Amazon river system next to Manaus city in the Amazon State. ADCP transects are highlighted in white lines and location of sediment samples are highlighted in red circles.	43
Figura 11 - Cumulative grain size distributions from the bed sediment samples.	45
Figura 12 - Bathymetry map of the studied area with resolution of 1 m ² and depths ranging between 2 and 54 meters.	46
Figura 13 - Location of ADCP transects in the study area. Red lines correspond to the transects acquired low flow conditions in 2014, while white lines correspond to high flow conditions in 2016.	50

Figura 14 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect A (2014).....	53
Figura 15 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect B (2016).....	54
Figura 16 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect D (2016).....	54
Figura 17 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect E (2016).....	55
Figura 18 – Temporal analysis of the lower reach of Solimões-Amazon river from 1991 and 2015.....	56
Figura 19 - Correlation between average grain size vs. water depth and grain size vs. mean velocity from the studied area.	60
Figura 20 - Hjulstrom curve diagram with eight samples plotted. (Source: Hjulstrom, 1935).	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos sistemas anabranching. Fonte: Nanson e Knighton (1996).	28
Tabela 2 - Imagens Landsat escolhidas para a análise temporal do canal.	37
Tabela 3 - Selected Landsat images to develop the temporal analysis for the channel. The sensors, bands and water stage corresponding to the acquisition date are indicated in their respective columns.	44
Tabela 4 - Bed sediment samples collected during the field with their position given in latitude and longitude followed by its sorting index and sorting stage.	45
Tabela 5 - Features detailed from the bathymetry map.	47
Tabela 6 - Transects analyzed about Marchantaria Island during the 2014/2016 studies.	51
Tabela 7 - Main flow properties of the median of transects measured at downstream Marchantaria island during the 2014/2016 studies.	51
Tabela 8 - Maximum particle size density for each ADCP transect.	53
Tabela 9 – Percentage change in plan view areas in km ² for the channel and islands of Solimões-Amazon river for the period of 12-nov-91 to 30-nov-15.	56
Tabela 10 - Grain sizes of the bed sediment samples collected with their respective depths calculated from the bathymetry map and mean average velocity assembled by the ADCP transects based on the location of the closest sample.	59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Rio Solimões-Amazonas.....	15
1.2	Os Grandes rios.....	15
2	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.1	Localização da área de estudo.....	18
2.2	Contexto geológico.....	19
3	ESTUDOS ANTERIORES.....	23
3.1	Canais fluviais	23
3.2	Grandes rios	26
3.3	Classificação atual dos canais fluviais	27
3.4	Investigações morfodinâmicas em grandes rios.....	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1	Batimetria.....	31
4.1.1	Aquisição.....	32
4.1.2	Processamento	32
4.2	ADCP	33
4.2.1	Aquisição.....	34
4.2.2	Processamento	34
4.3	Coleta de sedimentos do leito.....	34
4.3.1	Aquisição.....	34
4.3.2	Processamento	35
4.4	Sensoriamento remoto	35
4.4.1	Aquisição.....	37

4.4.2	Processamento	38
5	<i>OBSERVATION OF THE MORPHOLOGY AND DYNAMIC OF LARGE ANABRANCHING RIVERS: THE LOWER REACH OF SOLIMÕES-AMAZON RIVER</i>	39
5.1	Introduction	40
5.1.1	Location of studied area	42
5.2	Methods.....	43
5.3	Results	44
5.3.1	Sedimentology	44
5.3.2	Morphology	45
5.3.3	Hydrodynamics	50
5.3.4	Channel evolution.....	55
5.4	Discussion	56
5.5	Conclusions.....	61
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	63
7	REFERÊNCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica amazônica é a maior do mundo (Figura 1), com área total de sete milhões de km² e área de drenagem total superior a seis milhões de km² (Wohl, 2007). Cerca de 63% dessa área está em território brasileiro abrangendo os estados do Acre, Amazonas, Amapá, Mato Grosso, Pará, Rondônia e Roraima (Guyot *et al.*, 1999). A bacia amazônica é responsável por 60% de toda a disponibilidade hídrica do país, com contribuição média da ordem de 132.145 m³/s (ANA, 2015).

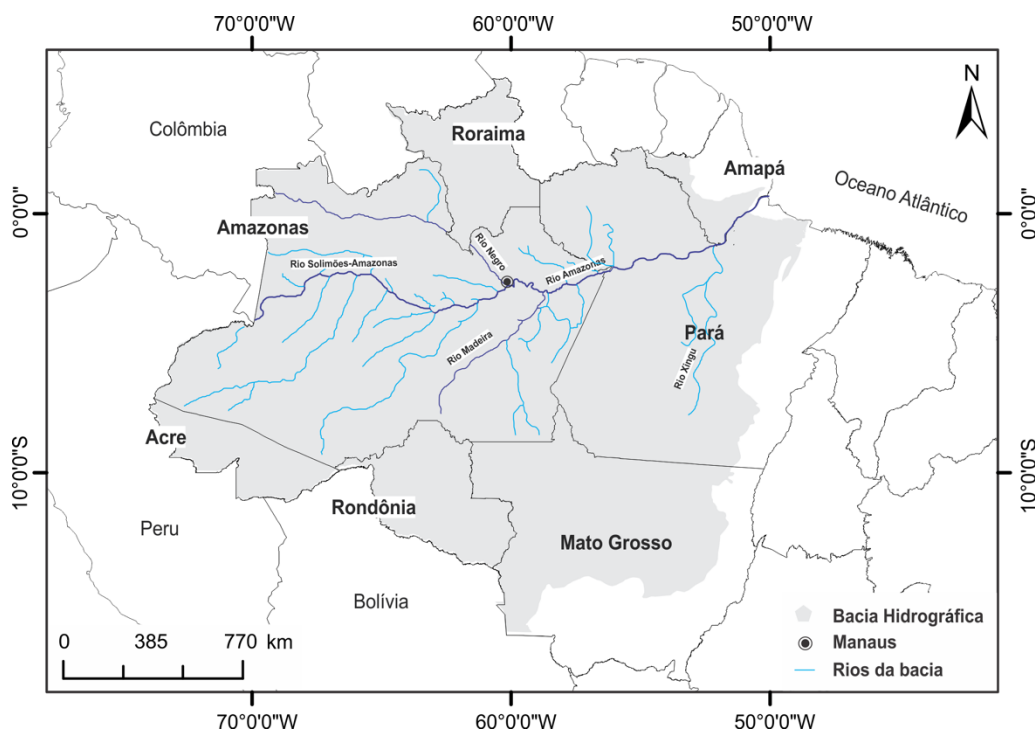


Figura 1 - Bacia hidrográfica amazônica em território brasileiro.

Os rios contribuintes ao curso principal do rio Amazonas são os rios Içá, Japurá, Negro e Trombetas pela margem esquerda e, aos rios Juruá, Purus, Madeira, Tapajós e Xingu pela margem direita. Segundo Strasser (2002), os rios tributários Solimões-Amazonas, Negro e Madeira são apontados como os maiores rios do mundo ao considerar-se sua vazão média. Latrubesse *et al.*, (2017) estimam que a bacia amazônica é responsável por despejar cerca de 20% de toda água doce do planeta, no Oceano Atlântico.

1.1 Rio Solimões-Amazonas

O rio Amazonas nasce na Cordilheira dos Andes no Peru pela confluência dos rios Ucaiali e Marañon. Durante seu curso, o rio recebe vários nomes. Ao entrar em território brasileiro, é denominado Solimões-Amazonas. Após percorrer cerca de 2.500 km até encontrar-se com o rio Negro, próximo a Manaus é, novamente, chamado de Amazonas (Filizola *et al.*, 2009).

O rio Solimões-Amazonas, mostrado na Figura 1, segundo a definição proposta por Potter (1978), é classificado como um **grande rio** devido a sua extensão e alta concentração de carga sedimentar em suspensão. Latrubesse (2008) definiu esse rio como predominantemente *anabranching*, ou seja, um sistema multicanal com ilhas grandes e estáveis que dividem o seu fluxo.

O desenvolvimento morfológico do rio, de acordo com Latrubesse e Franzinelli (2002), foi influenciado pelos lineamentos neotectônicos da região. Os autores apontaram a influência desses lineamentos nos processos sedimentares de erosão e deposição do rio e, conseqüentemente, na formação contínua de ilhas no canal. Rozo *et al.*, (2014) e Passos e Soares, (2017) por meio de imagens de satélite e dados hidrológicos apontam que, esse trecho, possui predominância para processos deposicionais, o que confere, ao seu curso natural, a formação contínua de novas ilhas e barras.

Espinoza-Villar *et al.*, (2018) estima que esse sistema seja responsável por contribuir com aproximadamente 50% da carga sedimentar em suspensão na foz do rio Amazonas, em Óbidos. De acordo com a Estação Hidrométrica de Manacapuru, o rio possui descarga média de 103.000 m³/s, descarga anual média de 101.218 m³/s (Latrubesse, 2008) e descarga sedimentar entre 400 e 700 Mt/ano (Espinoza-Villar *et al.*, 2018).

1.2 Os Grandes rios

Os sistemas de grandes rios *anabranching* carecem de estudos que descrevam com precisão a morfologia dos seus leitos e da sua dinâmica. Segundo Gupta (2007), a escassez de dados, dos grandes rios, ocorre pela

dificuldade de acesso a esses sistemas devido as suas grandes extensões e colunas d'água, que podem atingir mais de 50 metros de profundidade, impedindo a sua investigação e exigindo, na maioria das vezes, estimativa indireta de parâmetros, como a carga sedimentar, desses ambientes.

Essa falta de dados é refletida na bacia Amazônica, onde há pouca investigação em detalhes do seu leito, de processos sedimentares, estratigrafia e morfologia de fundo (e.g. Strasser (2002, 2008), Almeida *et al.*, (2016), Galeazzi *et al.*, (2018), Gualtieri *et al.*, (2018), Ianniruberto *et al.*, (2018), Yopez *et al.*, (2018), Tamura *et al.*, (2019)).

Meade (1985), Strasser (2008) e Almeida *et al.*, (2016) caracterizaram diferentes regiões, do rio Amazonas, com o uso de técnicas indiretas para descrever a morfologia e sedimentologia do canal e integraram esses dados com investigações diretas, com a amostragem de sedimentos.

Neste contexto, a integração multidisciplinar de dados geológicos e geofísicos é uma alternativa para detalhar a morfologia e dinâmica dos grandes rios, como os da região amazônica. O detalhamento dos processos observados em ambientes atuais, quais a formação, evolução e migração de estruturas sedimentares (barras, ilhas fluviais e formas de leito) e da morfologia do canal podem ajudar no entendimento de registros geológicos relacionados a paleo-ambientes fluviais.

Apesar de ser considerada a maior bacia hidrográfica do mundo, a Bacia do rio Amazonas carece de informações morfológicas e dinâmicas que descrevam seus leitos e processos sedimentares com precisão. Portanto, nessa pesquisa foram aplicadas técnicas geofísicas de alta frequência (ecobatimetria multifeixe e o correntômetro Doppler) e outras técnicas como análises granulométricas e o uso de imagens de satélite para detalhar e contribuir com o entendimento morfodinâmico de grandes rios *anabanching*.

Nessa dissertação o objetivo principal foi descrever as feições e os processos sedimentares atuantes em grandes rios *anabanching*. A área de estudo compreende um trecho do baixo curso do rio Solimões-Amazonas, a montante da confluência do rio Negro e Solimões-Amazonas.

Para alcançar o objetivo principal, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- ✚ Entender os processos atuantes e as feições de grandes rios *anabranching*;
- ✚ Adquirir dados batimétricos, hidrológicos e coleta de amostras do leito da área de estudo;
- ✚ Descrever a morfologia das formas de fundo e a relação existente com a sua área de ocorrência e distribuição conforme a sua profundidade;
- ✚ Analisar, com os dados hidrológicos coletados, a relação entre a morfologia das formas de fundo e análises granulométricas dos rios *anabranching*;
- ✚ Analisar a evolução do baixo curso do rio Solimões-Amazonas utilizando imagens *Landsat 5* e *8* e dados hidrológicos coletados em regiões próximas ao trecho estudado.

A dissertação está disposta em cinco capítulos:

No primeiro capítulo apresenta-se a justificativa para esse estudo e os objetivos em que a autora se debruçou para obter seu intento.

O segundo capítulo contém a caracterização da área de estudo no seu contexto geológico.

No terceiro capítulo, apresenta-se um recorte dos trabalhos referentes ao estudo do rio Amazonas enfatizando somente as pesquisas recentes relacionadas com os grandes rios.

No quarto capítulo são apresentados os e a forma de coleta para a obtenção dos dados e sua posterior análise.

No quinto capítulo, é apresentada a dissertação em forma de um artigo, redigido na língua inglesa, a ser submetido para publicação em um periódico de circulação internacional.

No último capítulo apresenta-se as considerações finais.

2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na bacia hidrográfica do rio Amazonas, compreendendo um trecho do rio Solimões, nas proximidades da Ilha da Marchantaria no município de Iranduba, no estado do Amazonas.

2.1 Localização da área de estudo

Situada no baixo curso do rio Solimões, a área de estudo está a cerca de 25 km da cidade de Manaus, conforme é mostrado na Figura 2. A região compreende a extensão geográfica do município de Iranduba, integrando à mesorregião Centro Amazonense e à microrregião de Manaus.

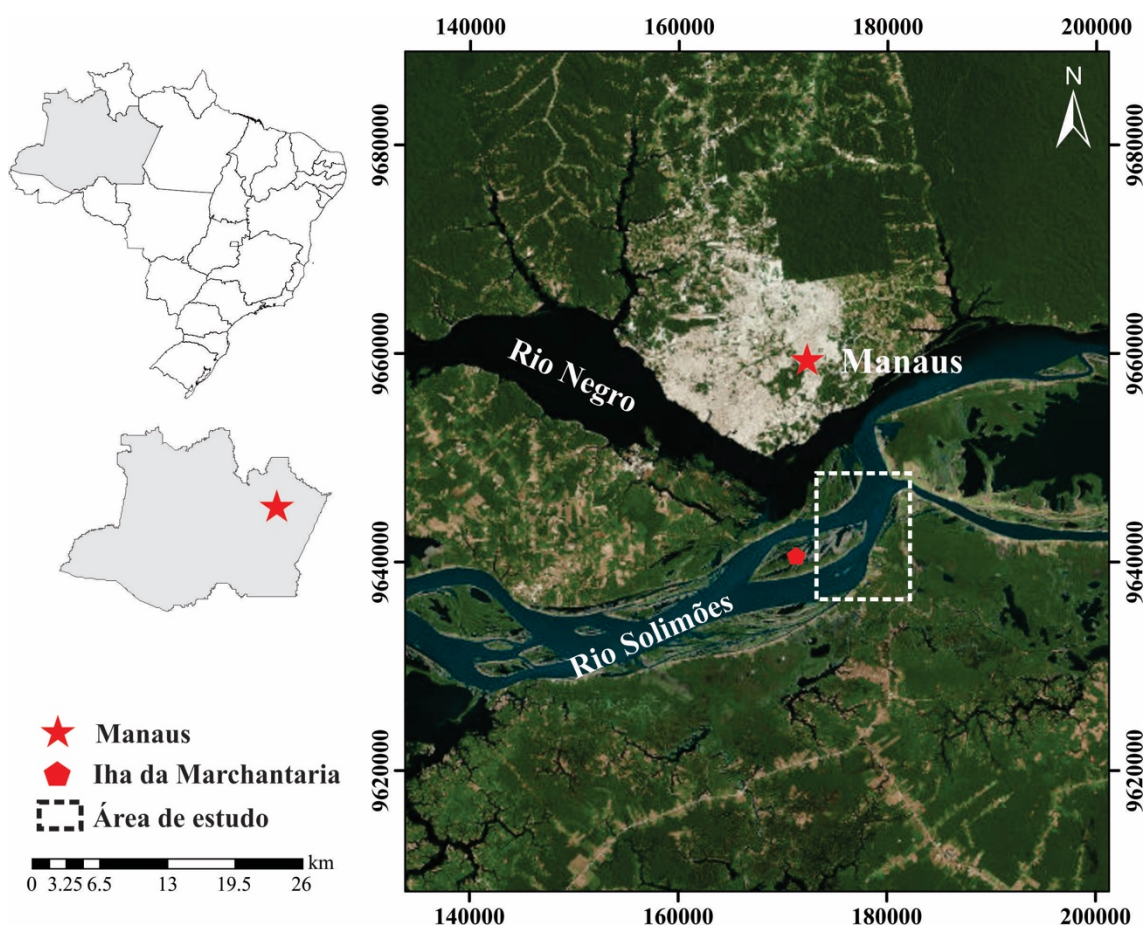


Figura 2 – Localização da área de estudo.

2.2 Contexto geológico

A Bacia do Amazonas e as bacias do Solimões e do Acre, conforme ilustrado na Figura 3, recobrem parte do Cráton Amazônico, tendo sido formadas ao longo de milhões de anos de erosão e sedimentação.

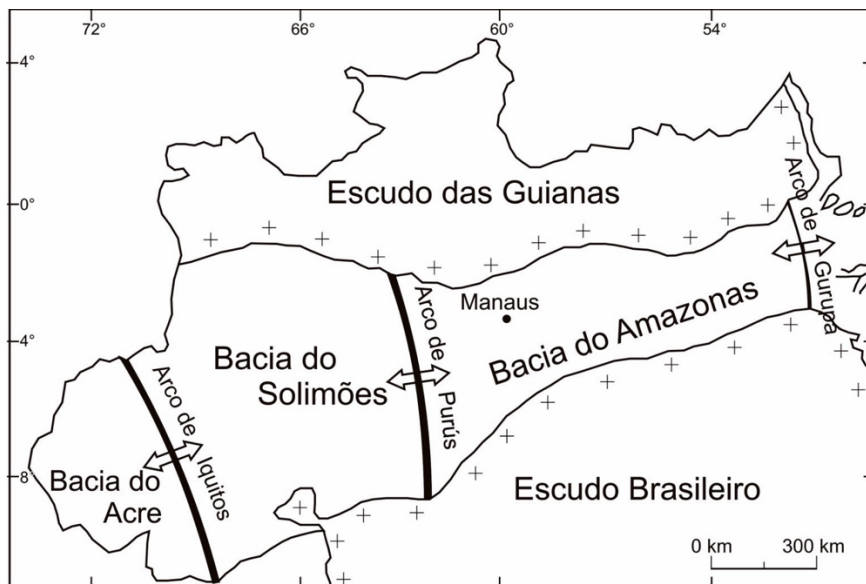


Figura 3 - Localização e limites das bacias do Estado do Amazonas. Fonte: Silva (2008).

O Cráton Amazônico, mostrado na Figura 4, é uma das províncias geotectônicas definidas por Almeida *et al.*, (1981). Essa unidade é contida predominantemente em território brasileiro, com uma área de aproximadamente 4.4 milhões de km² (Hasui, 1990). Esse cráton possui rochas Arqueanas a Mesoproterozóicas e seus limites são encobertos por sedimentos e rochas sedimentares Fanerozóicas que são distribuídos pelas bacias do Amazonas, Solimões, Acre e Alto Tapajós (Reis *et al.*, 2006).

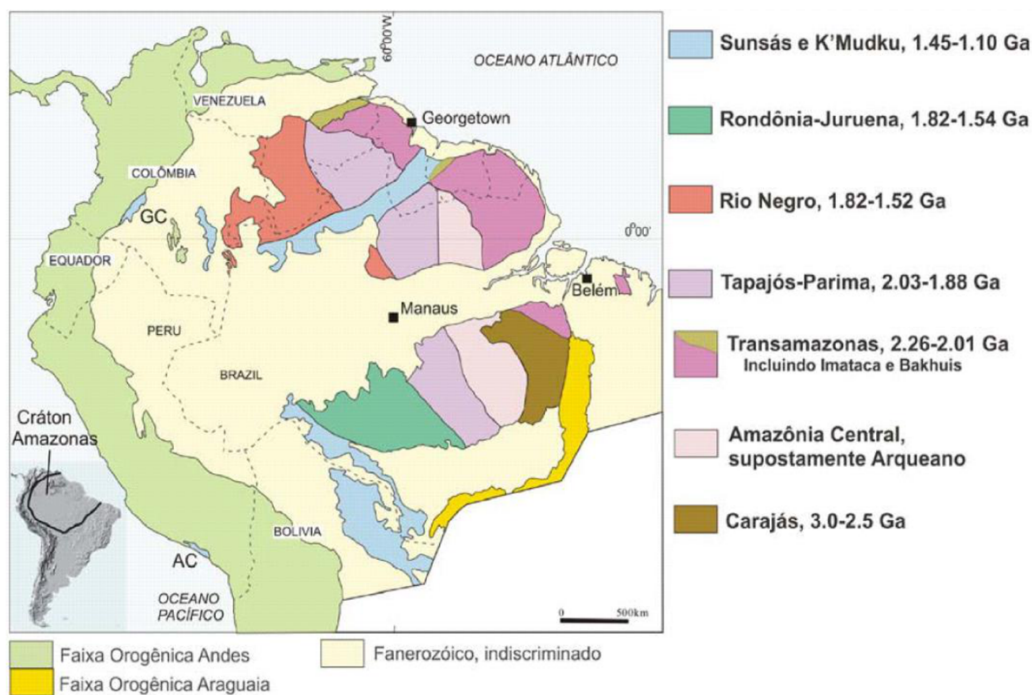


Figura 4 - Compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Santos (2006). Fonte: Santos (2006).

Na abertura de espaço para a deposição da Bacia do Amazonas tem correlação com a dispersão de esforços nos momentos finais do Sistema Orogênico Tocantins, representante dos Orógenos Brasileiros (850 – 550 Ma, Brito Neves *et al.*, 2014) no Brasil. A Bacia do Amazonas é envolvida pelos orógenos Paraguai e Araguaia.

A bacia sedimentar do Amazonas ocupa uma área de aproximadamente 615.600 km², com as superfícies de afloramentos das Formações Alter do Chão e Içá correspondendo a 410.000 km² e 205.000 km², respectivamente. (Cunha *et al.*, 2007). A bacia possui, em média, 1.300 km de comprimento e 380 km de largura. Separa-se da Bacia do Marajó pelo Arco de Gurupá ao leste e da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus ao oeste. A bacia é considerada de idade Paleozóica (Ferreira *et al.*, 2015) do tipo intracratônica dividindo a área do Cráton Amazônico em duas porções, o Escudo das Guianas (ao norte) e o Escudo Brasil-Central (ao sul) (Barata e Caputo, 2007) (Figura 3).

O mecanismo inicial de subsidência térmica da bacia é ligado a fortes anomalias gravimétricas positivas, decorrentes de estiramento, sugerindo a existência de corpos ultramáficos rasos (Milani e Thomaz Filho, 2000).

A estruturação na região da bacia amazônica é dominada por dois regimes (Costa *et al.*, 1996). O primeiro é marcado por um regime extensional, com estruturas geradas pelo Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus e Campos, 1984), ou reativação Waldeniana, do Mesozóico/Paleógeno. O segundo é marcado por um regime transcorrente (Hasui, 1990), correspondente a estruturas geradas pela Neotectônica do Mioceno/Recente. Segundo Sternberg (1950) e Latrubesse e Franzinelli (2002), os lineamentos neotectônicos observados por essas estruturações são responsáveis por controlar parte da rede hidrográfica, como o posicionamento do canal, morfologia e o tamanho da planície aluvial.

A evolução da bacia Amazônica começou pela deposição da Sequência Ordovício-Devoniana, composta pelos clásticos marinhos das formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu, reunidas no Grupo Trombetas e é encerrada pelo hiato que separa a Sequência Ordovício-Devoniana da Sequência Devono-Tournaisiana, a Orogenia Caledoniana-Pré Cordilheirana (400 Ma). A Sequência Devono-Tournaisiana por outro lado, é composta pelas formações Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri e Oriximiná, que representam a sedimentação fluvial e glacial dos grupos Urupadi e Curuá. O grupo Curuá foi acompanhado por um período de sedimentação glacial, seguido por um hiato deposicional correspondente a Orogenia Acadiana-Chanica (350 Ma).

A sedimentação na Bacia do Amazonas continuou com a deposição da sequência Pensilvaniano-Permiana, gerando o grupo Tapajós composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá depositadas por sistemas fluvio-lacustres. E por fim, a bacia se encerra com a deposição continental das formações Alter do Chão de Sequência Cretácea e Solimões/Marajó de sequência cenozoica, depositadas por sistemas fluvio-lacustres pertencentes ao grupo Javari

As formações Alter do Chão e Solimões/Marajó ocorrem na parte superior do pacote sedimentar da bacia Amazônica, recobrando os sedimentos de idade Paleozoica que são responsáveis por formar o assoalho da planície holocênica do rio Amazonas na parte central da bacia, emergindo em numerosos pontos configurando as margens ou o próprio leito do rio Solimões-Amazonas (Franzinelli e Igreja, 2012).

A litologia da Formação Alter do Chão é composta por arenitos intercalados com siltitos, argilitos e conglomerados. Os arenitos são finos a grossos, mal selecionados e friáveis, enquanto os argilitos possuem quantidades variáveis de silte e argila e lentes de grânulos irregularmente distribuídos. A origem da formação é dada pela deposição em leques aluviais, planícies de inundação com grandes rios, lagos e deltas fluviais. A deposição nesses tipos de ambiente de sedimentação é evidenciada por fatores como a natureza dos sedimentos e a ocorrência de estruturas sedimentares como as estratificações cruzadas e as gretas de contração, bem como a presença de paleossolos, fósseis e trações de fósseis continentais (Franzinelli e Igreja, 2012).

3 ESTUDOS ANTERIORES

Ao propor um estudo da morfodinâmica de uma porção do rio Solimões-Amazonas é interessante conhecer na literatura as pesquisas relacionadas com grandes rios e mais especificamente os trabalhos com seus estudos morfológicos.

3.1 Canais fluviais

Os rios são agentes de transporte de sedimentos gerados por intemperismo de áreas continentais (Suguio, 1990). Os principais fatores que condicionam os processos sedimentares nos rios são: velocidade de corrente, declividade do leito, características físicas dos sedimentos e as variações da vazão no rio (Suguio, 1990). Quando esses processos são combinados com fatores como o relevo e descarga sedimentar, irão refletir no tipo de sedimento que será transportado e, conseqüentemente, na morfologia do canal (Leopold e Wolman, 1957; Leeder, 1999).

Os canais fluviais de um rio são depressões responsáveis por confinar o fluxo de água. A morfologia do canal é resultado do movimento e armazenamento dos sedimentos. Portanto, um canal fluvial é capaz de refletir a geologia, clima e hidrologia de uma bacia de drenagem que pode ser estender por centenas de quilômetros.

De acordo com Kondolf (2003), desde o final do século XIX vários tipos de classificações de canais fluviais foram propostos com objetivos de entender o funcionamento dos grandes rios.

Contudo, é a partir de meados do século XX que a tipologia de canais fluviais foi sistematizada por Leopold e Wolman (1957). Esses pesquisadores adotaram a terminologia retilíneo (*straight*), meandrante (*meandering*) e entrelaçado (*braided*) para agruparem os diferentes tipos de canais fluviais existentes conforme a Figura 5.

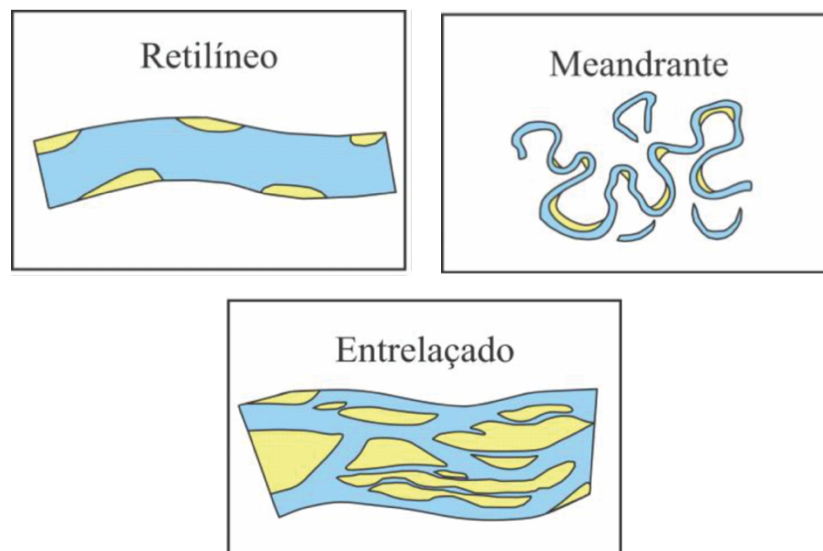


Figura 5 – Tipologia clássica dos canais fluviais. Fonte: Modificado de Miall (1977).

Essa terminologia manteve-se até meados da década de setenta quando foi acrescido um novo termo anastomosado¹. O termo anastomosado já havia sido aplicado a rios, entretanto, Leopold e Wolman (1957) consideraram esta denominação como sinônimo de entrelaçado.

No Brasil essas denominações foram traduzidas para rios meandrantés (*meandering*), retilíneos (*straight*) e entrelaçados (*braided*) como visto em Medeiros *et al.*, (1971), Suguio e Bigarella (1979) e Mendes (1984). A Figura 6 apresenta um esboço de um canal anastomosado.

Os canais retilíneos são raros quando comparados aos outros tipos de canais fluviais, ocorrendo em segmentos curtos em rios (Leopold e Wolman, 1957). Esse tipo de canal possui uma sinuosidade próxima de 1.0 e está restrito a ambientes com baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga em suspensão, baixo declive e potência de fluxo incapaz de erodir as margens. Segundo Knighton (1984), o aumento de fluxo gera um aumento na assimetria do canal, gerando um desvio que o impede de se manter retilíneo formando canais sinuosos (meandros).

Os rios de canais meandrantés possuem, em geral, um único canal. Esse sistema atravessa relevos planos, onde a baixa declividade e a baixa velocidade de escoamento tornam os desvios mais acentuados. Segundo Christofolletti

¹ Rede de canais que se bifurcam e recombinaem em vários pontos

(1981), nesse tipo de canal, os rios descrevem curvas sinuosas e largas que ocorrem devido à escavação na margem côncava por um processo continuado de erosão (local de maior velocidade) e de deposição na margem convexa (local de menor velocidade).

Os canais entrelaçados possuem um grau de subdivisão do canal por barras ou ilhas acrecionais (Leeder, 1999), seus fatores condicionantes são principalmente a carga de fundo abundante, margens erosivas, vazões com alta variação e alta declividade do relevo. Esses canais são separados por ilhas ou barras, sendo as barras mais instáveis devido à ausência de vegetação, ficando totalmente submersas durante as cheias, enquanto as ilhas são mais estáveis por apresentarem vegetação. Sua feição característica é a divisão e união de canais de forma repetida, associada à convergência e divergência do fluxo, contribuindo para uma alta razão de atividade fluvial (Leopold e Wolman, 1957).

Canais anastomosados (Figura 6) são subdivididos em canais estacionários menores que são separados por planícies de inundação (Leeder, 1999). Os cursos d'água se dividem e se entrelaçam, constituindo um rio sem canal principal. Knighton e Nanson (1993) caracterizaram esse tipo de canal com um baixo poder de fluxo e de erodibilidade dos bancos. A formação dos bancos ocorre devido ao alto suprimento sedimentar que não corresponde à capacidade de transporte do ambiente. Por se tratarem de rios com múltiplos canais, esses rios foram inseridos na ampla categoria dos rios entrelaçados na classificação clássica de Leopold e Woman (1957).

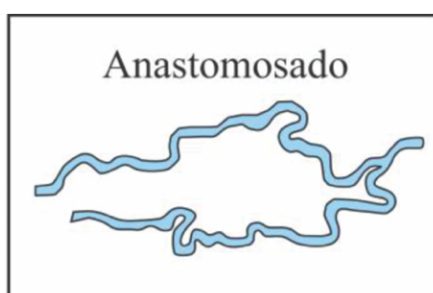


Figura 6 – Ilustração de um canal anastomosado. Fonte: Modificado de Miall (1977).

Nanson e Knighton (1996) discutem como o conceito de rios *anabranching*, que, combinados a outros padrões já conhecidos, pode melhorar os sistemas de classificação de canais fluviais. Esses rios são definidos como um sistema multicanal caracterizados por ilhas fluviais vegetadas e estáveis

formada pela acreção lateral ou excisão da planície de inundação (Nanson e Knighton, 1996). Conseqüentemente os padrões de fluxo nos segmentos de canais adjacentes são essencialmente independentes uns dos outros em oposição aos rios entrelaçados.

3.2 Grandes rios

Um dos primeiros estudos de grandes rios foi conduzido por Potter (1978) que classificou cerca de 50 grandes rios espalhados no planeta e estimou que eles são responsáveis por drenar aproximadamente 50% da superfície continental. O autor também distinguiu e classificou os grandes rios de acordo com as dimensões de suas bacias de drenagem, alta descarga líquida, grandes comprimentos e um grande volume de sedimentos carregados anualmente.

De acordo com Gupta (2007), a escassez de informações sobre esses sistemas é motivada pela sua dimensão, assim como problemas de logística que dificultam o entendimento geomorfológico e sedimentológico, visto que são ambientes difíceis de realizar investigações diretas de carga sedimentar e descarga líquida.

Segundo Meade (1985), parâmetros como a carga total de sedimentos e carga de fundo são difíceis de aferir, interferindo na classificação. Portanto, é difícil realizar uma definição rigorosa para classificação de grandes rios, visto que certos parâmetros não estão disponíveis. Leopold *et al.*, (1964) observou que existe uma relação entre o comprimento do rio e sua respectiva bacia de drenagem. Contudo, essa relação não ocorre com as outras variáveis, tornando a classificação de grandes rios subjetiva.

Os grandes rios ocorrem em condições hidrológicas e morfodinâmicas diferentes dos rios menores (Latrubesse, 2008). Latrubesse (2008) definiu grandes rios como aqueles que possuem uma descarga média anual superior a 1.000 m³/s, e também criou uma nova classe denominada por “*mega rivers*” para aqueles rios que possuem descarga média anual superior a 17.000 m³/s. Latrubesse, também observou que os nove maiores rios do mundo desenvolvem padrões *anabranching* no seu curso.

Devido ao grande comprimento, esses rios atravessem diversos ambientes, gerando variações morfológicas e de comportamento a cada transição em seu canal e leito. Segundo Gupta (2007), esses sistemas podem estar associados a cinturões orogênicos e podem ocorrer em vales de riftes e configurações cratônicas.

3.3 Classificação atual dos canais fluviais

Como apresentado anteriormente, o estudo das classificações dos canais fluviais, impulsionado por Leopold e Wolman (1957), apresentou três diferentes classes de rios (retilíneos, meandrantos e entrelaçados) que foram diferenciados por meio de análises bivariantes de declive de canal e descarga *bankfull*. Contudo, a classificação proposta não compreendia a complexidade dos processos que ocorrem nos canais dos rios, sendo necessária a inclusão de características morfológicas. Carling *et al.*, (2014) afirmaram que as classificações de referência de Leopold e Wolman (1957), são muito abrangentes em termos dos rios entrelaçados, por isso não contemplam os rios anastomosados.

Segundo Nanson e Knighton (1996), os mecanismos responsáveis por formar um sistema multicanal são: processos erosivos e a acreção lateral. A erosão ocorre escavando novos canais na planície de inundação e reocupando canais antigos. A acreção ocorre dentro dos canais para formar ilhas que dividem o canal principal. Esses sistemas são classificados como *anastomosing* ou *anabranching*.

Segundo North *et al.*, (2007), há uma incerteza na definição dos padrões *anabranching* e *anastomosing*. Ambos os termos são usados para descrever sistemas multicanais que possuem uma planície similar (Heritage *et al.*, 2001).

Os rios *anabranching* podem ocorrer em diferentes ambientes, são rios dominados por material em suspensão, favorecendo a formação contínua de novas ilhas no canal. Essas ilhas possuem a característica de serem estáveis e vegetadas, permanecendo em seus canais por décadas ou séculos (Jensen e Nanson, 2004; Latrubesse, 2008).

Nanson e Knighton (1996) e Nanson e Gibling (2004) classificaram os sistemas *anabranching* em seis tipos e estabeleceram que o padrão *anastomosing* pertence a um deles. De acordo com os autores, essa classificação varia conforme a energia do canal, granulometria e características morfológicas. A tabela 1 apresenta a classificação dos sistemas *anabranching* de Nanson e Knighton (1996).

Tabela 1 - Classificação dos sistemas *anabranching*. Fonte: Nanson e Knighton (1996).

Tipo	Descrição
1	Padrão <i>anastomosing</i>. Esse tipo apresenta sedimentos coesos, baixo gradiente e descargas que variam entre 13 e 1400 m ³ /s, onde as mesmas variam de acordo com o seu regime de fluxo.
2	Esse tipo apresenta dominância de sedimentos arenosos e a contínua formação de ilhas fluviais. Apresenta vales rasos em planos de baixo gradiente com descargas máximas variando entre 3000 e 4000 m ³ /s.
3	Esse tipo apresenta carga mista e canal ativo lateralmente. Sua descarga é de cerca de 90 m ³ /s para canais antigos e 280 m ³ /s para canais recentes.
4	Esse tipo apresenta dominância de sedimentos arenosos e a formação de <i>ridges</i> , com descargas de aproximadamente 1600 m ³ /s.
5	Esse tipo apresenta dominância de cascalho e é um canal ativo lateralmente com descargas variando entre 350 e 1300 m ³ /s.
6	Esse canal apresenta dominância de cascalho e é considerado estável com descargas entre 10 e 30 m ³ /s.

3.4 Investigações morfodinâmicas em grandes rios

A morfodinâmica é o estudo das mudanças morfológicas do rio e de sua planície de inundação, para entender os processos erosivos e deposicionais atuantes nos rios. O equilíbrio entre a erosão e a deposição é determinado por fatores como: descarga de água e de sedimentos, granulometria dos sedimentos do leito, declive, vegetação e coesão de bancos (Leopold e Wolman, 1957).

A classificação dos grandes rios a partir de seus padrões morfológicos constitui-se numa ferramenta importante para o reconhecimento, a descrição e o monitoramento da evolução do rio.

A seguir apresenta-se alguns estudos recentes sobre a morfodinâmica de grandes rios.

Baki *et al.*, (2012) usando uma série temporal de 30 anos (1973 a 2003) de imagens *Landsat* MSS e TM, investigou as causas da migração do canal do rio Brahmaputra-Jamuna² em Bangladesh, pois, essa região sofre com uma erosão significativa das margens, o que afeta diretamente a população que vive nela. Os autores, desenvolveram uma análise de migração a curto e a longo prazo do canal e de suas ilhas fluviais. Concluíram que a migração das margens, decorre dos processos de erosão e acreção que levam à constante mudança no canal.

Sarker *et al.*, (2014) fez uma análise da evolução morfológica do rio Jamuna (Índia). Este rio foi formado pelos processos de avulsão há cerca 200 anos. Seu principal objetivo foi estabelecer tendências temporais e padrões espaciais do rio a fim de desenvolver um modelo empírico para prever ajustes morfológicos que possam ocorrer no rio conforme às mudanças climáticas e captação de sedimentos. Esse modelo foi alimentado com dados de descarga, imagens *Landsat* MSS e TM, IRS LISS II, e digitalização de mapas históricos da região.

Na América do Sul, Frias *et al.*, (2015) e Li *et al.*, (2015) investigaram a porção peruana do rio Amazonas e o rio Capilla na Bolívia, respectivamente.

Frias *et al.*, (2015) estudaram a relação entre a sinuosidade do canal principal e sua relação na dinâmica de seus canais secundários. Duas regiões com sinuosidades distintas foram escolhidas, a primeira possuía um canal principal com sinuosidade média a alta, enquanto a outra era um canal principal com baixa sinuosidade. Para observar a evolução do canal, uma série temporal de 30 anos foi realizada com imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), onde parâmetros como largura do canal, sinuosidade, taxas de migração dos canais principal e secundário foram calculadas. Os autores observaram que, para sinuosidades médias a altas, o canal secundário apresentou um mecanismo de retrabalhamento da planície de inundação. Para baixas sinuosidades, por apresentarem baixos ângulos de bifurcação, os autores observaram que o canal principal foi dominante na dinâmica de todo o canal.

O rio Capilla, tipo *anabranching*, foi analisado por Li *et al.*, (2015) com o objetivo de observar os processos erosivos nas margens e de acreção no canal

² Considerado como o maior rio entrelaçado do mundo.

principal e sua relação com a forma do rio. Com imagens de satélite de alta resolução (*Quickbird-02* e *Worldview-02*), investigação local da área de estudo pela coleta de pontos GPS de alta precisão e, análise da vegetação local, os autores encontraram duas zonas que apresentaram comportamentos distintos. A primeira zona, apresentou alguns *anabanches*, sendo estável e composta por margens vegetadas. A segunda zona não possuía margem vegetada. As imagens de satélite revelaram que os processos erosivos e de acreção lateral foram dominantes e responsáveis pelas mudanças na forma do rio, ou seja, na morfologia dos meandros, que são resultados da migração lateral do canal e frequente inundação das margens.

A bacia Amazônica é considerada como o maior sistema fluvial do mundo a desenvolver canais *anabranching* em seu curso (Park e Latrubesse, 2014).

A formação de ilhas de meio de canal, é um dos mecanismos responsáveis pela formação de estruturas *anabranching* em um rio. Latrubesse e Franzinelli (2002), contribuíram com um modelo que descreve a formação e a evolução de ilhas fluviais por meio de barras de meio de canal. Segundo os autores, a barra evolui gradualmente pelos processos de acreção lateral e vertical e se estabiliza conforme é ocupada pela vegetação. Os autores também observaram que na bacia Amazônica, o rio Amazonas possui seu curso controlado estruturalmente pelos lineamentos neotectônicos responsáveis por seu posicionamento, morfologia e dimensão da planície aluvial.

Rozo *et al.*, (2012) caracterizou com imagens de satélite *Landsat* e investigação local da área de estudo, a porção entre as confluências dos rios Negro e Solimões-Amazonas e Amazonas com rio Madeira. Nesta região, o sistema possui certa estabilidade, onde seu canal principal é relativamente retilíneo e um baixo gradiente (2.1 cm/km). Os autores também observaram um nível de sinuosidade nos canais secundários com o desenvolvimento de meandros.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse capítulo, serão apresentados os métodos utilizados para estudar a morfodinâmica do trecho da ilha da Marchantaria no rio Solimões-Amazonas.

A campanha ocorreu entre os dias 15 a 28 de julho de 2016, durante o período de cheia do rio Solimões-Amazonas, visando estudar a morfodinâmica do trecho da ilha da Marchantaria. Durante a campanha foram adquiridos dados batimétricos, hidrológicos e a coleta de amostras de leito na área de estudo.

Para obter informações complementares, da área de estudo, incluiu-se a análise das imagens de satélite por meio de ferramentas GIS³ foi feita para observar a evolução espaço-temporal, e posteriormente, dados hidrológicos de 2014, no período de estiagem, foram incluídos para comparar o comportamento hidráulico do rio em diferentes condições.

4.1 Batimetria

O ecobatímetro é um sensor geofísico de alta resolução que permite imagear ambientes aquáticos a partir da emissão vertical de pulsos acústicos em direção ao fundo. A reflexão desses pulsos é registrada e de acordo com seu tempo de retorno ao equipamento, é determinada a profundidade da coluna d'água naquele ponto. Essas medições de profundidade obtidas são plotadas em um sistema de coordenadas geográficas ou projetadas, gerando malhas de profundidade que irão representar a morfologia do fundo.

Os ecobatímetros podem ser divididos entre dois sistemas: monofeixe e multifeixe, como mostrado na Figura 7.

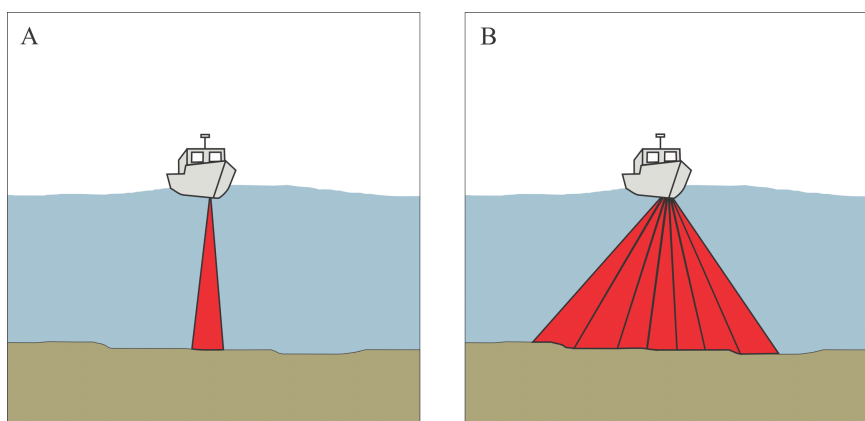


Figura 7 - Sistemas de batimetria (A) monofeixe e (B) multifeixe.

Os ecobatímetros monofeixe (*single beam echosounder*) (Figura 7A) emitem um pulso acústico por vez, ou seja, é determinada uma única cota de

³ *Geographic Information System* ou Sistema de Informação Geográfica

profundidade por ciclo é determinada. Sua representação de profundidade, é feita por meio de perfis de profundidade ou de forma espacialmente contínua recorrendo a interpoladores para estimar a profundidade em locais não amostrados.

O ecobatímetro multifeixe (*multibeam echosounder*) (Figura 7B) investiga o fundo de forma mais detalhada por meio da emissão simultânea de uma grande quantidade de feixes, produzindo faixas de varredura que cobrem maior área. O ângulo de varredura pode ser entre 90 a 210 graus. Para a obtenção de profundidades precisas, o sistema requer uma calibração cautelosa dos movimentos translacionais (*surge, sway e heave*) e rotacionais (*pitch, roll e yaw*) da embarcação, pois seus feixes mais externos são mais propensos a erros.

Para a investigação em grande escala, como o caso do rio Solimões-Amazonas, o ecobatímetro multifeixe é o equipamento ideal pois possibilita a varredura de uma grande área com alta resolução em tempo reduzido.

4.1.1 Aquisição

Nessa campanha, o ecobatímetro usado foi o *Multibeam Echosounder* Teledyne Reson 7101P, com uma frequência de operação de 240 kHz, ângulo máximo de abertura de 210° com 511 feixes de varredura atingindo resolução de 12,5 mm. A visualização dos dados, em tempo real, foi feita por meio do *software PDS2000 Control Center* versão 3.9.1. O posicionamento do sonar foi controlado pelo sistema de posicionamento *GNSS Hemisphere Vector VS3300 Atlas Link*.

Utilizou-se a sonda de perfil de velocidade modelo miniSVP Valeport com frequência de operação entre 1 e 16 kHz, diariamente, para calibrar a velocidade do som na água de forma a aumentar a acurácia dos dados coletados.

4.1.2 Processamento

O processamento dos dados multifeixe foi feito no *software PDS2000 Control Center* versão 3.9.1. Essa etapa consistiu na remoção de dados ruidosos e incoerentes que podem ocorrer devido a uma calibração com os parâmetros mal ajustados, ou devido a outros parâmetros como o ângulo de abertura do feixe, comprimento de onda do pulso acústico, ângulo de varredura, mau funcionamento dos equipamentos, etc.

A primeira etapa para remover os ruídos é a filtragem dos dados, três filtros foram aplicados: *beam quality*, *statistic* e *flying object*. A segunda etapa e última etapa consistiu na remoção manual dos ruídos.

Para interpolar e gerar o mapa batimétrico final, o *software* Surfer 14 da *Golden Software* foi usado. Para a interpolação, o tamanho da célula escolhido foi de 1 m² e para gerar o modelo final usou-se o método da Krigagem com uma elipse de busca com um raio de 5 metros, conforme mostrado na Figura 12.

4.2 ADCP

O correntômetro acústico de efeito *Doppler*⁴ é um equipamento capaz de medir perfis de velocidades de correntes, velocidade, vazão do fluxo e indicação da profundidade por meio do efeito *Doppler* (Figura 8A).

O efeito *Doppler* é observado quando o ADCP emite pulsos acústicos através dos seus feixes e os pulsos refletidos sofrem uma mudança de frequência do sinal transmitido pelo sensor (Figura 8B). Essa mudança é causada pelo movimento relativo entre o equipamento e as partículas sólidas em suspensão na coluna d'água. Como as partículas sólidas se deslocam na mesma velocidade do fluxo, a magnitude do efeito *Doppler* é diretamente proporcional a essa velocidade. Medindo a frequência dos ecos que retornam do material em suspensão e comparando-a com a frequência do som emitido, o ADCP determina a velocidade da partícula e conseqüentemente sua vazão (Figura 8C).

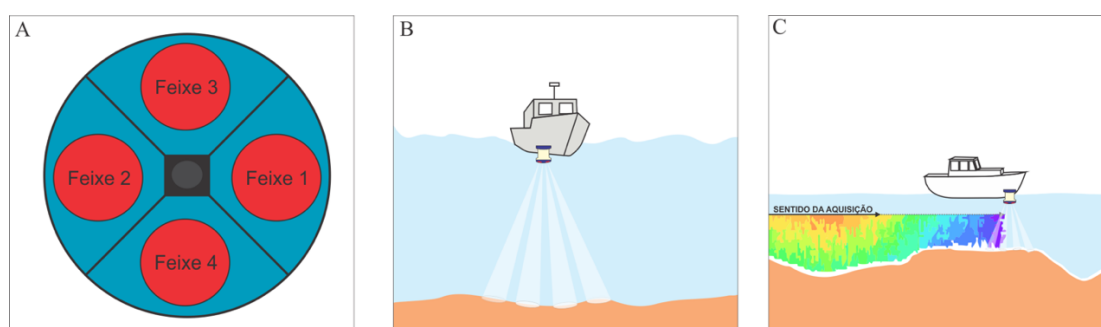


Figura 8 - (A) Visualização em planta do sistema ADCP com seu transdutor e respectivos feixes, (B) visualização do equipamento acoplado a embarcação durante aquisição, (C) esquema de aquisição dos dados ADCP.

⁴ *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP)

4.2.1 Aquisição

Nessa campanha, o ADCP usado foi o modelo Rio Grande da *RD Instruments*, com frequência de operação de 600 kHz, atingindo resolução de 1 mm. Esse equipamento é composto por 4 transdutores com ângulos de inclinação com a vertical de aproximadamente 20°. Esse sistema também foi acoplado ao sistema de posicionamento GNSS *Hemisphere Vector VS330 Atlas Link*. A visualização em tempo real dos dados era feita por meio do *software WinRiver II*, fornecido pelo fabricante.

4.2.2 Processamento

O processamento e a visualização dos perfis coletados foram feitos com o software disponibilizado pela fabricante do equipamento, o *WinRiver II*.

A primeira etapa do processamento consistiu em converter os dados para um sistema de coordenadas geográficas. Após esta conversão, a próxima etapa consistiu em filtrar os dados e corrigir parâmetros como orientação dos feixes do equipamento durante a aquisição e a correção da declinação do campo magnético local.

Para extrair os valores da velocidade de fluxo em porções específicas dos perfis ADCP, os dados foram convertidos para o formato ASCII e de acordo com a *ensemble* na qual, a feição de interesse se localizava, os valores das velocidades de fluxo eram extraídos e posteriormente usados para realizar a integração com dados batimétricos e granulométricos.

4.3 Coleta de sedimentos do leito

A coleta de amostras de leito foi realizada para caracterizar a distribuição granulométrica dos sedimentos de fundo.

4.3.1 Aquisição

Os pontos para coletar as amostras de leito foram planejados de acordo com o mapa batimétrico gerado durante a campanha. A coleta das amostras foi

realizada com um amostrador pontual do tipo Van Veen de 10 kg (Figura 9B) e o uso do sistema GNSS acoplado na embarcação para marcar a localização dos pontos amostrados. No total, foram coletadas 8 amostras em diferentes domínios morfológicos na área de estudo.

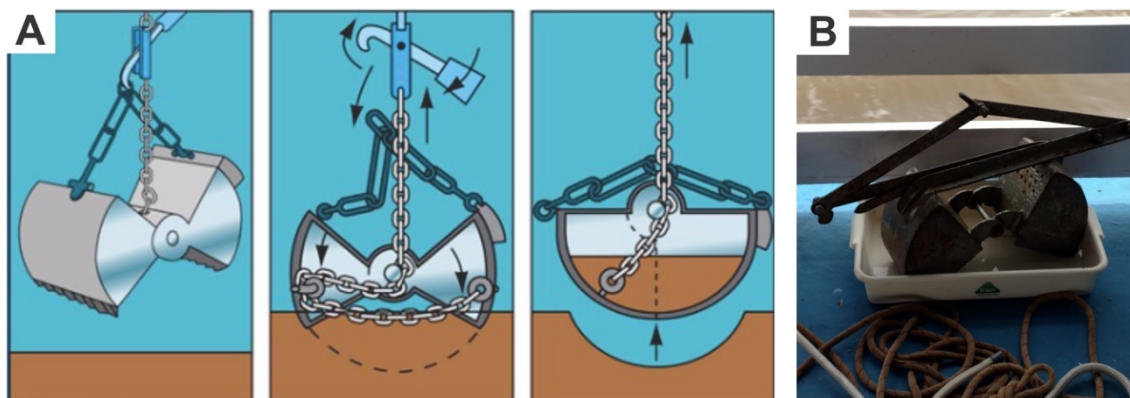


Figura 9 - (A) Ilustração esquemática do funcionamento do amostrador pontual Van Veen. Fonte: Frazão (2005). (B) Amostrador pontual usado durante a campanha de 2016.

4.3.2 Processamento

A análise granulométrica das amostras foi realizada em laboratório com o granulômetro a laser modelo *Malvern Mastersizer 2000* para frações menores que 1 mm.

De acordo com os resultados obtidos pelo granulômetro, foram determinadas as porcentagens de diâmetros característicos para 16, 50, 84 e 90% (d_{16} , d_{50} , d_{84} e d_{90}). Essas informações foram obtidas para cada amostra de forma a corroborar, posteriormente, na interpretação de cada domínio morfológico estudado.

4.4 Sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto é um conjunto de técnicas para obter informações da superfície terrestre por meio da interação da radiação eletromagnética com a superfície. Segundo Meneses (2012), essa técnica funciona por meio de três elementos fundamentais: objeto de estudo, radiação eletromagnética e sensor.

- ✚ Objeto de estudo: o seu comportamento espectral está relacionado a interação entre os objetos e feições terrestres onde a radiação eletromagnética incide. Ou seja, a radiação incide na superfície terrestre e interage com cada tipo de alvo dependendo da sua estrutura atômica e molecular. Desta forma, cada alvo adquire sua própria assinatura espectral que pode ser influenciada pela textura, densidade e posição relativa ao ângulo de incidência do sol.
- ✚ Radiação eletromagnética (REM): A REM pode assumir comportamento de onda (ondulatório) ou energia (corpúscular). O modelo ondulatório remete a interação entre comprimento de onda e o tamanho do objeto, denominada como interação macroscópica. O modelo corpúscular, dependente da constituição química do material, possui uma interação microscópica, pois ocorre nos níveis dos átomos e moléculas.
- ✚ Sensor: Os sensores captam a REM da superfície terrestre e a transformam em pulsos eletrônicos que são proporcionais a intensidade de sua energia. Os sensores podem ser ativos ou passivos. Os sensores ativos recebem informações da REM artificial produzida por radares instalados nos satélites, portanto, podem ser operados sob qualquer condição atmosférica. Os sensores passivos utilizam a REM natural refletida, onde o sol é a principal fonte, esse tipo de sensor é capaz de obter informações físicas e químicas das feições terrestres.

Nessa pesquisa, optou-se por usar os satélites com sensores passivos, Landsat-5 e Landsat-8.

O LANDSAT-5 foi o quinto satélite do programa Landsat administrado pela NASA e a *United States Geological Survey* (USGS). Esse satélite operou durante os períodos de março de 1984 a dezembro de 2013 e possuía a bordo, os sensores *Thematic Mapper* (TM) e o *Multispectral Scanner* (MSS) que foi desativado em 1995. Esse sistema possuía sete bandas e sua periodicidade em observar novamente uma área previamente imageada era de 16 dias. A resolução geométrica das imagens é de 30 metros, para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e uma resolução geométrica de 120 metros para a banda 6.

O LANDSAT-8, lançado em 2013, foi o último satélite da série do programa Landsat. Esse satélite possui a bordo, os sensores OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal InfraRed Sensor*), que produzem imagens compostas de 11 bandas espectrais, onde o sensor OLI responsável por 9 delas, e o TIRS por 2 bandas termais. Comparado com o LANDSAT-5, esse satélite além de possuir maior número de banda espectrais, permite o imageamento com escala de até 1:25.000.

4.4.1 Aquisição

As imagens de satélite usadas para analisar a área de estudo são provenientes dos satélites LANDSAT-5/TM e LANDSAT-8/OLI.

As imagens foram adquiridas gratuitamente pela plataforma Earth Explorer no portal da *United States Geological Survey* (USGS)⁵. A seleção das imagens foi feita por meio daquelas que apresentavam boa visualização, com menor interferência de nuvens e por meio do número da cota correspondente a data de aquisição da imagem. O número de cota foi obtido por meio da Estação Fluviométrica de Manacapuru pela plataforma *HidroWeb*⁶ para manter a coerência dos resultados obtidos (**Erro! Autoreferência de indicador não válida.**).

O intervalo de imagens escolhido corresponde a um período de 24 anos, de 1991 a 2015, como mostrado na Tabela 2. As imagens escolhidas datam dos meses de novembro, período que corresponde a estiagem do rio Solimões-Amazonas.

Tabela 2 - Imagens Landsat escolhidas para a análise temporal do canal.

Data	Sensor	Bandas	Cota (m)
11/12/1991	Landsat 5/TM	3, 2, 1	7,2
11/30/2015	Landsat 8/OLI	4, 3, 2	8

⁵ Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

⁶ Disponível em: http://www.snirh.gov.br/hidroweb/publico/medicoes_historicas_abas.jsf.

4.4.2 Processamento

O processamento das imagens de satélite foi realizado no *software ArcMap* versão 10.3 da ESRI.

As imagens foram processadas na composição colorida RBG, nas bandas 543 para Landsat-5/TM e 432 para Landsat-8/OLI. Essa composição RBG foi escolhida pois mostrou-se mais adequada para diferenciar o solo, vegetação e água, de forma a identificar com facilidade os aspectos geomorfológicos.

Após a composição das imagens, o próximo passo foi realizar a vetorização manual, em uma escala fixa de 1:24.000, do canal e das ilhas no trecho escolhido para comparar as mudanças temporais do canal e observar sua evolução durante o intervalo de 24 anos (1991 a 2015).

Posteriormente foi realizado o cálculo da taxa de migração do canal, por meio da diferença entre os valores de área vetorizada obtidos na imagem mais antiga e na mais nova, divididos pelo período de 24 anos.

5 OBSERVATION OF THE MORPHOLOGY AND DYNAMIC OF LARGE ANABRANCHING RIVERS: THE LOWER REACH OF SOLIMÕES-AMAZON RIVER

Gabriela Nunes Turqueti¹, Marco Ianniruberto¹, Renato Paes Almeida², Cristiano Galeazi², Larissa Tamura², Carlo Gualtieri³, Jim Best⁴

¹ Institute of Geosciences, University of Brasilia, Brasilia, Brazil

² Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo, Brazil

³ Department of Civil, Architectural and Environmental Engineering (DICEA), University of Napoli "Federico II", Napoli

⁴ Department of Geology, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, United States of America

ABSTRACT

Anabranching rivers are multiple channel systems separated at bankfull by vegetated and stable fluvial islands, that are formed by excision of existing floodplain or by downstream and lateral accretion. Anabranching channels are the dominant pattern of large rivers in the world and are able to carry high amounts of water and sediments over exceptionally low gradients. The Amazon basin holds three among the largest rivers of the world, in terms of length and discharge, namely Amazon, Madeira and Negro rivers. Despite their great size and importance, there is still a scarcity of information about their morphodynamic processes, due to the large extension, water depth and difficult access. In this study, an investigation was carried out in the lower reach of Solimões-Amazon river around the Marchantaria Island to document the early stage of channel migration by using field measurement and remote sensing data. The field surveys were conducted during the wet season in July 2016, but some data collected in October 2014 within the CLIM-Amazon Project were also considered. Field measurement data were collected using Multibeam echosounder Teledyne 7101P, an Acoustic Doppler Current Profiler Rio Grande 600 and riverbed samples. Landsat-5/TM and Landsat-8/OLI and Geographical Information System method were used to monitor planform changes associated with channel morphodynamic. The multitemporal analysis of the channel allowed observation of the spatial distribution of erosion and deposition that occurred in the channel over 24 years. The analysis of hydrodynamic data

showed that the left channel around the Marchantaria Island is conveying almost $\frac{2}{3}$ of the total discharge, while the right one is responsible for $\frac{1}{3}$. The correspondingly lower flow velocity observed in the right channel led to deposition of the fine sediment fraction and, in turn, to bed discordance at the confluence downstream the island. Thus, it is expected that this channel will be totally silted in the future. A relationship between granulometry and water depth was a further element used to complement the understanding about sedimentary, morphological and dynamic processes that occur in such anabranching river. Bedforms, such as ripples, 2D and 3D dunes as well as composed dunes were observed as morphodynamic elements of the riverbed which correspond to areas of high and low flow velocity in the channel. Scour holes and stagnation zone were also found in the surveyed area due to the flow convergence downstream of Marchantaria Island.

Keywords: Large rivers, anabranching channels, Amazon basin, Solimões-Amazon river, morphodynamics.

5.1 Introduction

Anabranching rivers are multiple channel systems separated at bankfull by vegetated and stable fluvial islands, they are formed by excision of existing floodplain or by lateral accretion (Li *et al.*, 2015). These systems have been considered as a fourth class (Li *et al.*, 2015) in channel pattern according to the classification (meandering, braided and straight) proposed by Leopold and Wolman (1957). Anabranching channels are the dominant pattern of large rivers in the world (Guo, 2017), which are unique due to their capability to transport high amounts of water and sediments over exceptionally low gradients. To transport high discharge and sediment loads over great distances, the river system limits its channel width and maximize its flow depth (Latrubesse, 2008). Such river system is characterized by very low slopes and gradients and has a bed load with predominantly grain sizes of fine-grained sandy (median to fine sand). The river system also is constantly forming new fluvial islands to maximize its efficiency (Huang and Nanson, 2007).

Three among the largest rivers of the world, in terms of length and discharge, are established in the Amazon basin (Amazon, Madeira and Negro

rivers). Despite their great size and importance, there is still a scarcity of information about their morphodynamic processes, due to the large extension, water depth and difficult access. As a consequence, just a few works investigated in detail the bedforms, hydrodynamics, sedimentary processes, stratigraphy and bed morphology of different areas in the Amazon system (e.g. Strasser (2008), Almeida *et al.*, (2016), Gualtieri *et al.*, (2018), Ianniruberto *et al.*, (2018), Yopez *et al.*, (2018) etc), while many studies used remote sensing (e.g. Meade *et al.*, (1985), Latrubesse and Franzinelli (2002), Soares *et al.*, (2007) Rozo *et al.*, (2014), Martinez *et al.*, (2015), Passos and Soares., (2017) and many others).

Landsat images are the most widespread tool to investigate the area due to easy access and availability of long time-series, and they have been used to study channel stability, migration of fluvial islands, formation of bars, temporal analysis of channel evolution, estimative of erosion, deposition and migration rates. Nowadays, considerable improvements in the quality and resolution of remote sensing data have enabled new opportunities to investigate fluvial environments (Ishiguro *et al.*, 2016), and Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) facilitated the ability to quantify short time processes and the understanding of morphodynamics changes reported by Strick *et al.*, (2019), who applied this technique to South Saskatchewan River, in a region with depths less than 5 meters and low suspension sediment rates.

The investigation and interpretation of geological processes in anabranching systems is challenging, because this system is the least understood (Polanco, 2016) among the channel patterns and the interpretation of rock records is challenging due to the difficulty to show the coexistence of active multiple channels (North *et al.*, 2007). Also, the interpretation depends on the quality of the outcrop exposures (Bridge and Tye, 2000), facies models, channel geometry data and high-quality seismic images (Miall, 1985; Fielding *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2009).

Anabranching rivers occur in a wide range of settings, in fact they are reported in temperate humid (Smith, 1986; Smith and Smith, 1980; Rust, 1981; Makaske, 1998; Schumm *et al.*, 1996), tropical humid (Smith, 1986; Baker, 1978, Mertes *et al.*, 1995; Knighton and Nanson, 1993; Nanson and Knighton, 1996), arid to semi-arid (Schumann, 1989; Riley and Taylor, 1978; Taylor, 1999) and

also in subarctic (King and Martini, 1984) climatic settings. It is relevant to seek the understanding of planform patterns to predict the conditions in which these fluvial deposits were formed as the improved comprehension of the mechanisms and processes that generate planform and riverbed patterns is required to improve the understanding of fluvial sequences in the geologic record (Polanco, 2016).

This paper aims to provide insight into the morphodynamic features of a large anabranching river by direct observation of river features, sediment characteristics and channel evolution. The studied area is the lower reach of Solimões-Amazon river (Figure 10), where it was possible to document the early stage of channel migration by using field measurement, geophysical survey and remote sensing data. The study will also provide elements to: a) understand the form and processes of anabranching channels in large river systems, b) understand the historic channel changes, channel-floodplain interactions, sediment transport regime and hydro-morphological features of anabranching structures, c) describe bedform morphology and hydrodynamic environment associated with it, d) analyse bedform morphology, discerning area of occurrence and distribution according to water depth.

5.1.1 Location of studied area

The Amazon River basin is the largest fluvial system of the world, discharging up to 18% of the planet's fresh water to the Atlantic Ocean (Latrubesse *et al.*, 2017). The mainstream of the Amazon River and its numerous tributaries creates large areas of floodplains and many of them develop anabranching channels (Latrubesse and Franzinelli, 2005). The Solimões-Amazon is one of the largest tributaries of the Amazon River basin in terms of water discharge and sediment load, Espinoza-Villar *et al.*, (2018) estimates its contribution in order of 50% of the total load of suspended sediments in Óbidos. Most part of the Solimões-Amazon river presents anabranching pattern, Carling *et al.*, (2014) estimates that 89% of its total length have this pattern.

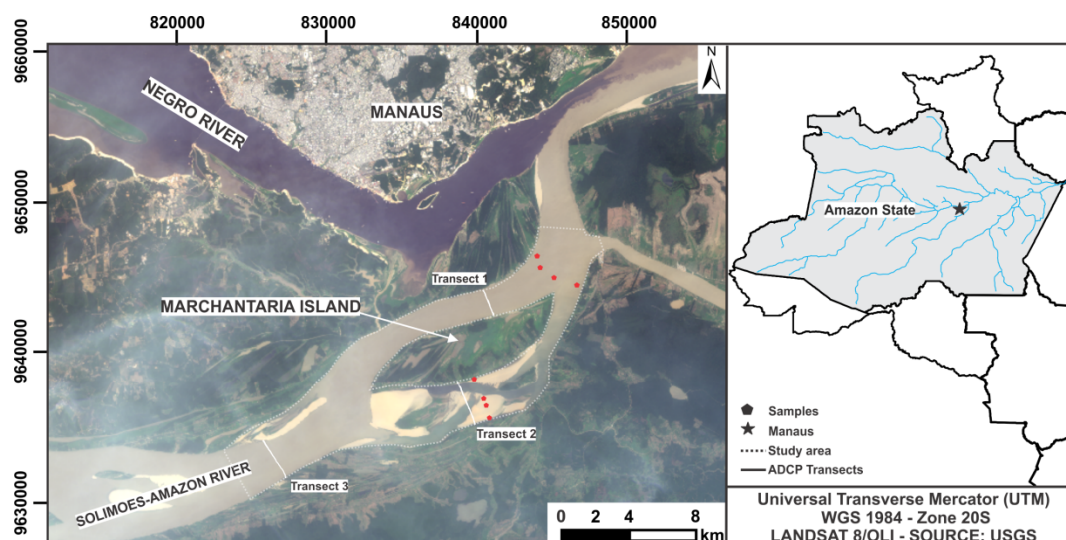


Figura 10 - Landsat 5/TM image of a portion of the Solimões-Amazon river system next to Manaus city in the Amazon State. ADCP transects are highlighted in white lines and location of sediment samples are highlighted in red circles.

5.2 Methods

Geophysical surveys, bed sample analysis, remote sensing and, GIS were used to reach a deeper understanding of morphodynamic settings in the studied area. The fieldwork campaign occurred during the wet season in July 2016, however some hydrological data of a 2014 campaign during dry season were also used for the sake of comparison. Field measurement data were collected using Multibeam echosounder survey, Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) and riverbed samples.

Riverbed mapping was conducted using high-resolution bathymetry with a Multibeam Echosounder Teledyne Reson Seabat 7101 system, with operating frequency of 240 kHz and 511 beams, achieving a resolution of 12,5 mm. Together with bathymetry measurements, ADCP was employed to acquire channel flow parameters, such as flow velocity profile and backscatter. The data were acquired using a Teledyne Rio Grande ADCP from Teledyne with operating frequency of 600 kHz and resolution of 1 mm. Three repeated cross-sections were measured at each transects in single-threaded channels and within anabranching structures. Bed samples were collected to examine spatial pattern of bedload across the channels. Eight bed samples were collected in the studied

area with a 10 kg Van Veen grab sampler. Grain size analyses were performed with a Malvern Mastersizer 2000 laser particle size analyser, for fractions smaller than 1 mm.

Remote sensing and GIS were used to monitor planform changes associated with channel morphodynamics. The multitemporal analysis of the channel examined the spatial pattern, distribution of erosion and deposition that occurred in the channel over a given period. Five images from Landsat-5/TM and Landsat-8/OLI were chosen, combining low cloud coverage and corresponding water stage in to maintain the coherence of the results (table 3). The images were processed in the colour composition 543 (RGB) for Landsat-5/TM and 432 (RGB) for Landsat-8/OLI, which shows greater differentiation between soil, vegetation and water, allowing better identification of geomorphological aspects (Rosa, 2009). The vector data were used to compare time changes of the channel and observe the evolution during a 24-year period (1991-2015), at a 1:24.000 scale, the vectorization was based on photointerpretation and manual digitalization of margins and islands/bars. The migration rate of the channel was performed by the difference between the oldest and youngest images collected, divided by the 24-year period.

Tabela 3 - Selected Landsat images to develop the temporal analysis for the channel. The sensors, bands and water stage corresponding to the acquisition date are indicated in their respective columns.

Data	Sensor	Bands	Water stage (m)
11/12/1991	Landsat 5/TM	3, 2, 1	7,2
11/30/2015	Landsat 8/OLI	4, 3, 2	8

5.3 Results

5.3.1 Sedimentology

Eight samples bed sediments were collected in single threaded and anabranching channels during the field campaign (Figure 11) at different depths across the same transects where ADCP profiles were logged. The sediment samples demonstrate diversity of grain sizes, d_{50} ranges between 3 μm to 285

μm , the majority of them are medium to fine grained sand, but few are silt. Their sorting given by standard deviation, according to the scale proposed by Folk and Ward (1957) is given by a sorting stage between very well sorted and well sorted. Table 4 lists the location and characteristics of each sample.

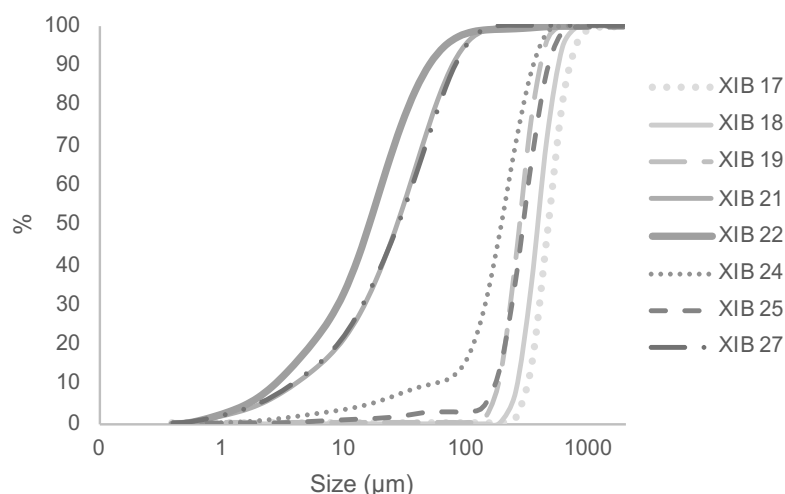


Figura 11 - Cumulative grain size distributions from the bed sediment samples.

Tabela 4 - Bed sediment samples collected during the field with their position given in latitude and longitude followed by its sorting index and sorting stage.

Sample	Latitude	Longitude	D_{50} (μm)	Sorting index	Sorting stage
XIB 17	3°11'30.45"S	59°54'11.39"W	466.3	1.46	Poorly sorted
XIB 18	3°11'50.60"S	59°54'06.18"W	387.3	1.18	Poorly sorted
XIB 19	3°12'08.26"S	59°53'42.93"W	276	0.87	Moderate sorted
XIB 21	3°12'20.51"S	59°53'03.12"W	27	0.26	Very well sorted
XIB 22	3°15'48.13"S	59°56'48.76"W	16	0.17	Very well sorted
XIB 24	3°16'24.18"S	59°56'31.62"W	195.2	1.11	Poorly sorted
XIB 25	3°16'36.04"S	59°56'26.08"W	294.5	1.34	Poorly sorted
XIB 27	3°17'00.91"S	59°56'20.66"W	28.02	0.30	Very well sorted

5.3.2 Morphology

The morphology of the channel is detailed in the bathymetric map in Figure 12. The map shows sandy bedforms with some rocky outcrops in the central part of the channel and on the eroded banks of the Careiro Island. Bedforms are dynamic sediment storage bodies that occur in the channel and are scaled to flow

depth (Ashley, 1990; Dolu, 2018), when observed in the rock record, they are commonly used to infer the channel depth (Almeida *et al.*, 2016; Galeazzi *et al.*, 2018).

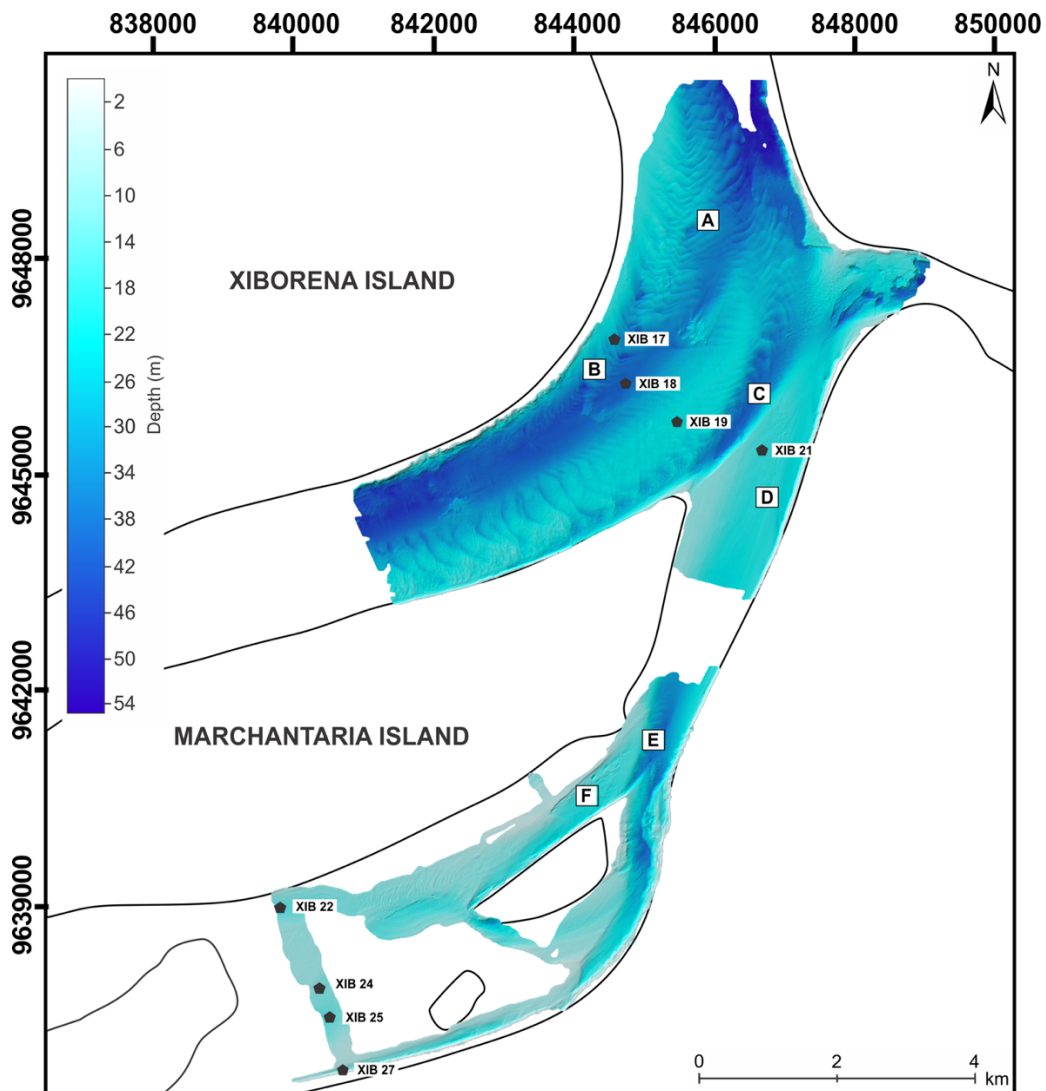
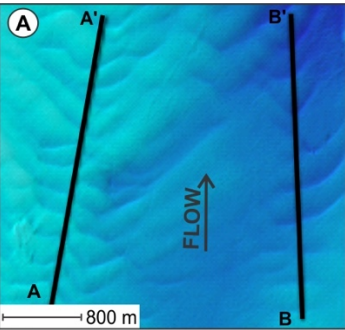
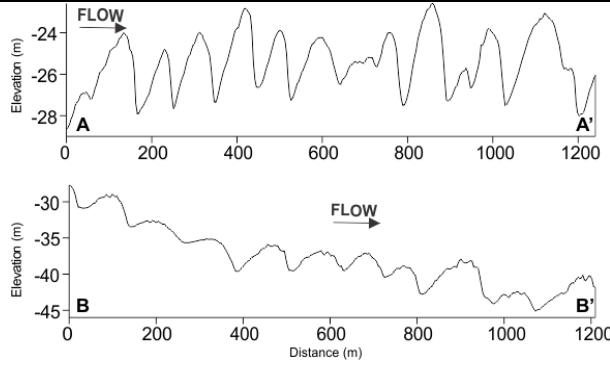
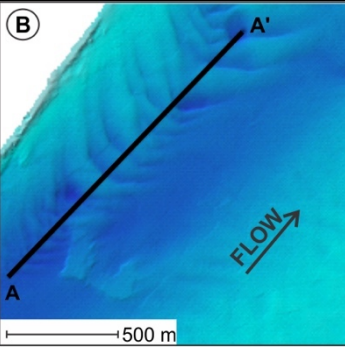
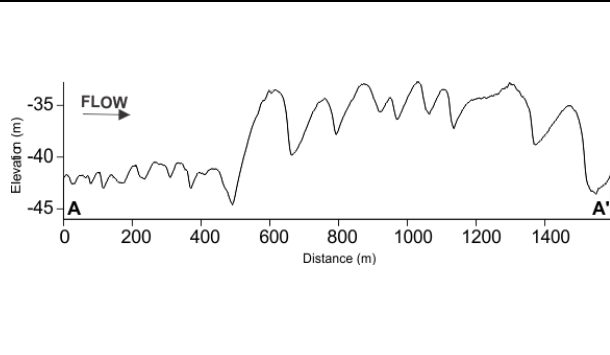
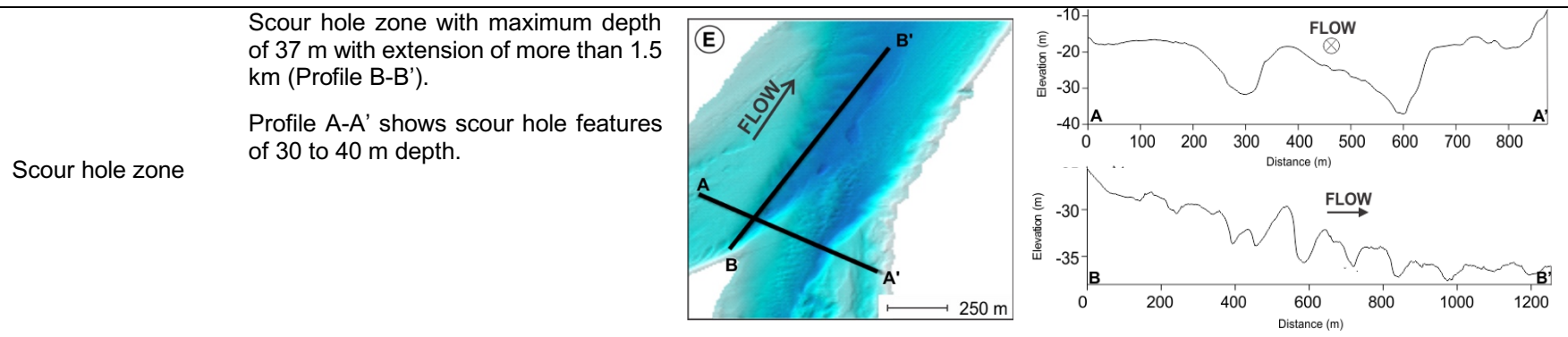
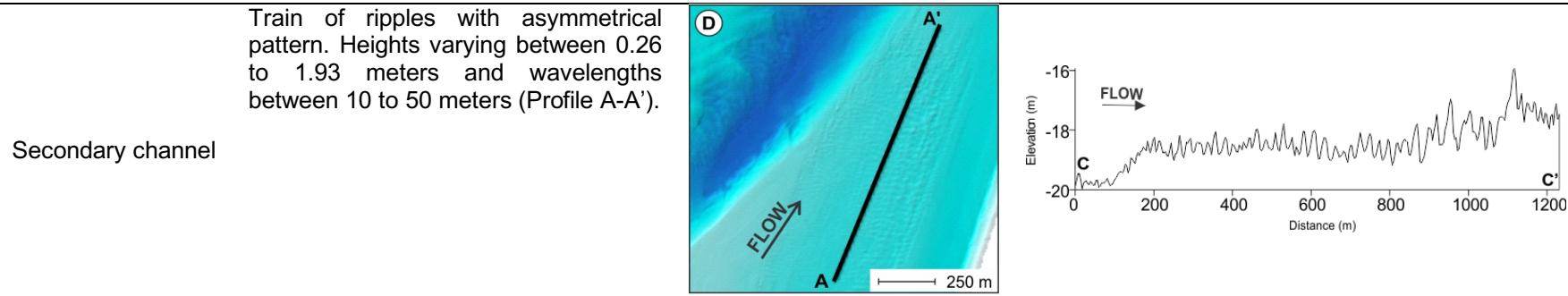
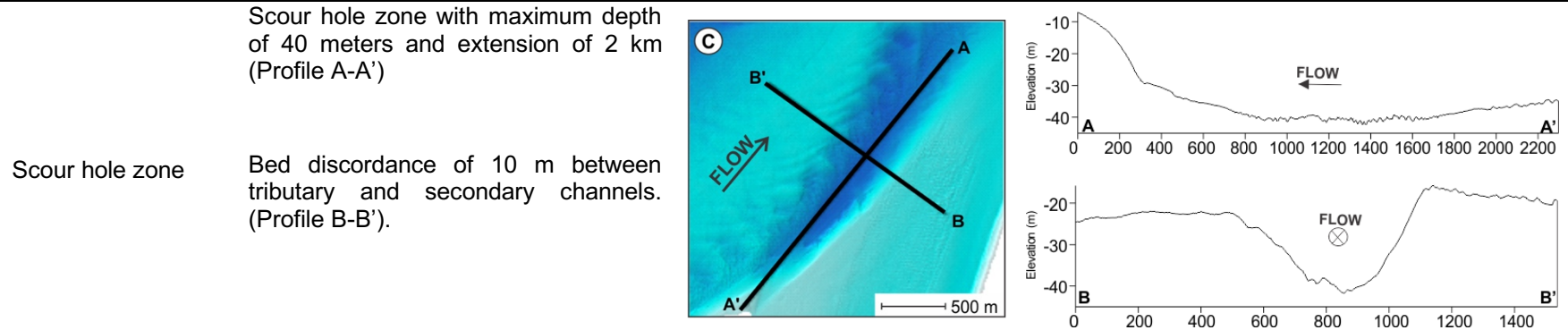


Figura 12 - Bathymetry map of the studied area with resolution of 1 m² and depths ranging between 2 and 54 meters.

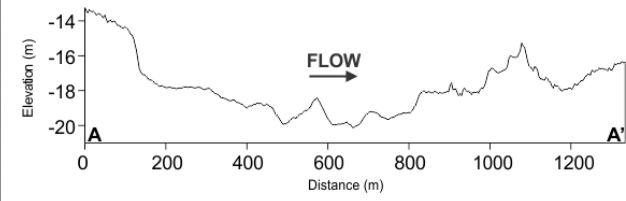
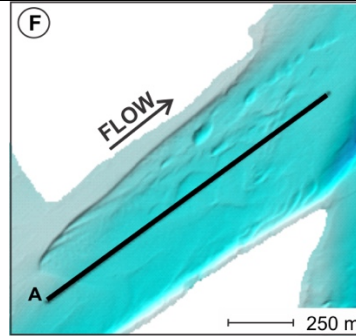
Tabela 5 - Features detailed from the bathymetry map.

Feature	Description	Feature	Profile
<p>Convergent dune trains</p>	<p>Profile A-A' shows a train of 2D dunes with asymmetrical pattern. Heights varying between 0.6 to 5 meters and wavelengths of 40 to 160 meters.</p> <p>Profile B-B' shows a train of 2D dunes with an asymmetrical pattern, your heights vary between 2 to 7 meters and wavelengths of 80 to 160 meters.</p>		
<p>Barchanoid dunes</p>	<p>Train of barchanoid dunes with asymmetrical pattern and straight crest lines. Heights varying between 1 and 2.5 meters and wavelengths between 50 and 200 meters (Profile A-A').</p>		



Secondary channel

The secondary channel is shallow with depths varying between 14 to 20 m.



5.3.3 Hydrodynamics

The investigation of Solimões-Amazon river hydrodynamics was conducted analysing ADCP data in three different locations during high-flow conditions. Additional data from 2014 during low-flow conditions were added as an attempt to compare the behaviour during different water flow conditions. To identify and understand the hydrodynamic features, the transects were acquired at different portions across the island as illustrated in Figure 13.

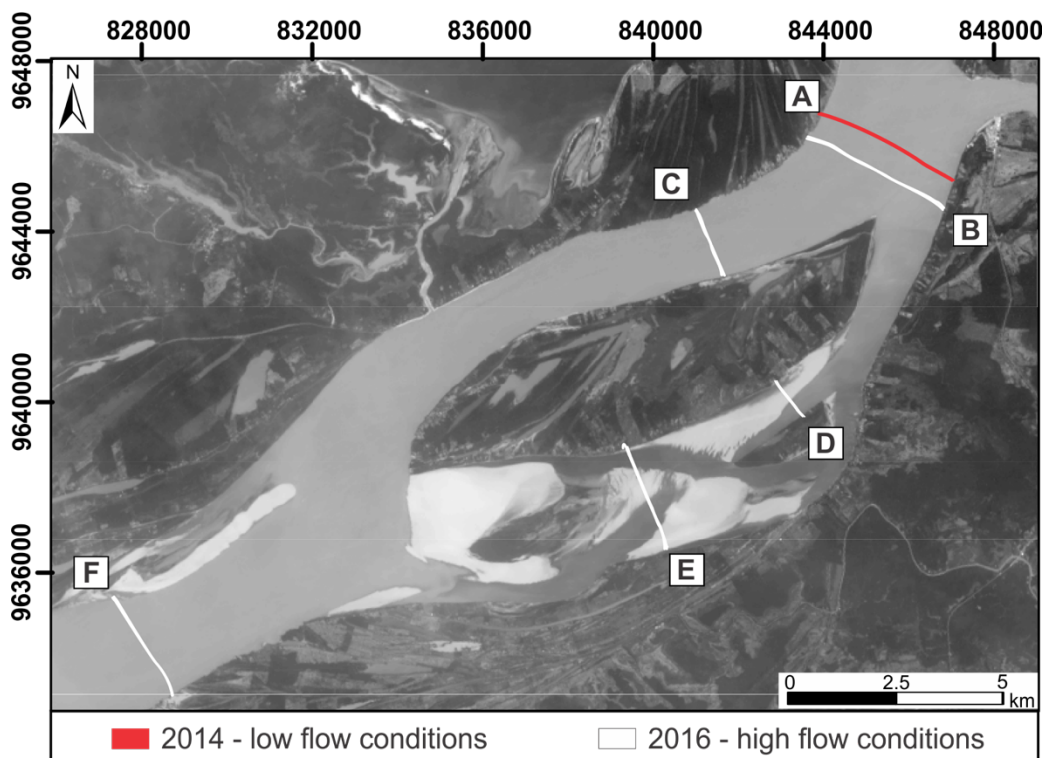


Figure 13 - Location of ADCP transects in the study area. Red lines correspond to the transects acquired low flow conditions in 2014, while white lines correspond to high flow conditions in 2016.

During high flow conditions, bed sediment samples were collected across Transects B and D. The transects from 2014 and 2016 studies were assembled in different days, to avoid inconsistencies between discharges caused by any significant flood, the daily discharges from Manacapuru Fluviometric Station (available in <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>) were examined as shows in Table 6.

Tabela 6 - Transects analyzed about Marchantaria Island during the 2014/2016 studies.

Name	Date	Q (m ³ /s)	Q _{Man} (m ³ /s)	W (m)	Flow conditions
A	24/10/2014	71246	78190	3462	Low
B	22/07/2016	112780	126019	3552	High
C	25/07/2016	90207	127387	1672	High
D	23/07/2016	8737	125672	894	High
E	23/07/2016	18668	126757	2571	High
F	26/07/2016	103146	126419	2863	High

Legend: Q = discharge; Q_{Man} = daily discharge at Manacapuru station; W = transect width

Tabela 7 - Main flow properties of the median of transects measured at downstream Marchantaria island during the 2014/2016 studies.

Name	Date	A (m ²)	h _{med} (m)	W/h _{rect} (-)	V _{avg} (m/s)	V _{depth-avg} (m/s)	Dir (°)	V _{max} (m/s)
A	24/10/2014	73751	21.9	162	0.97	0.92	47	1.66
B	22/07/2016	95647	26.8	132	1.18	1.27	122	1.87
C	25/07/2016	52924	35.1	52	1.70	1.61	257	2.02
D	23/07/2016	8659	7.75	93	1.01	0.90	203	1.55
E	23/07/2016	24288	9.1	272	0.77	0.79	110	1.36
F	26/07/2016	79208	23.7	104	1.31	1.38	222	1.80

Legend: A = cross-sectional area; h_{med} = median depth; W/h_{rect} = aspect ratio; V_{avg} = cross-section velocity (Q/A); V_{depth-avg} = median of the depth-averaged velocity; Dir = median of flow direction degrees from North among the depth-averaged velocities; V_{max} = maximum depth-averaged velocity

The ADCP profiles provided information to understand flow partitioning around the islands and estimation of bed shear stress to characterize the interactions between hydrodynamics and sediment transport. The bed shear stress provides an index of fluid force per unit area on the river bed. They have been related to sediment mobilization and transport in many theoretical and empirical studies of sediment transport, including the inception of sediment

motion and the occurrence of bed/sediment load motion through the classical threshold Shields/Rouse numbers (Chanson, 2004).

In this study, we used the approach from Sime *et al.*, (2007) to calculate the local bed shear stress (Figures 14 to 17). Sime *et al.*, (2007) compared different methods to estimate the local bed shear stress from moving boat ADCP profiling, the most precise method was a quadratic-stress approach using the vertically averaged mean velocity and a zero-velocity height based on bed grain size information. They proposed that the bed shear stress is directly proportional to the local depth-averaged velocity magnitude as:

$$\tau_b = \rho C_d V_{depth-average}^2 \quad (1)$$

where C_d is the drag coefficient:

$$C_d = \frac{k^2}{\ln^2\left(\frac{h}{ez_0}\right)} \quad (2)$$

where k is the von Kármán constant, e is the Euler number and z_0 is the height above the bed at which the velocity vanishes. Following Wilcock (1996), it is assumed in applying Equation 2:

$$z_0 = 0.1d_{84}\rho \quad (3)$$

where d_{84} is bed grain diameter such that 84% are finer.

The data obtained using Equations 1, 2 and 3 are intended as skin (or grain) friction shear stress due to individual grains protruding into the flow (Chanson, 2004). Based on Equations 1 and 2, the bed shear stress depends on the water depth. The local bed shear stress was calculated for each ensemble gaining the distribution of the local bed shear stress along each transect.

According to Trevethan e Aoki (2009), the bed shear stress can also be applied to estimate the maximum particle size in suspension (Equation 4). Table 8 shows the results for each transect.

$$d_{ss} = \sqrt{\frac{18\rho\nu 0.8\sqrt{\tau_b/\rho}}{g(\rho_s - \rho)}} \quad (4)$$

Where ρ_s is the particle density and ν is the water kinematic viscosity.

Tabela 8 - Maximum particle size density for each ADCP transect.

Name	Date	d_{ss} (mm)	Range
A	24/10/2014	-	Fine sand
B	22/07/2016	-	Fine sand
C	25/07/2016	0.205	Fine sand
D	23/07/2016	0.164	Fine sand
E	23/07/2016	0.147	Fine sand
F	26/07/2016	0.189	Fine sand

Legend: d_{ss} : median of maximum particle size in suspension.

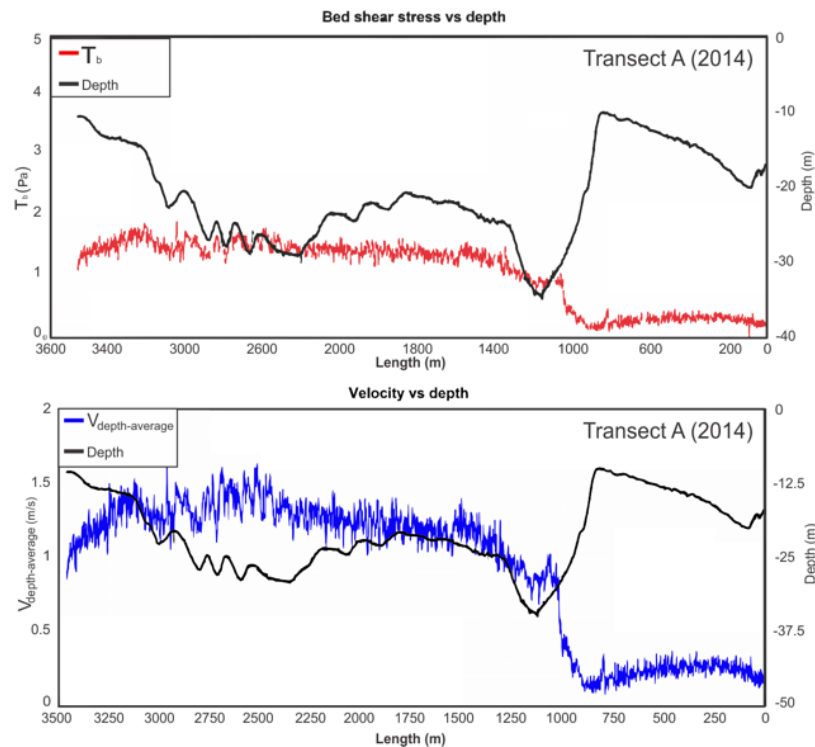


Figure 14 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect A (2014).

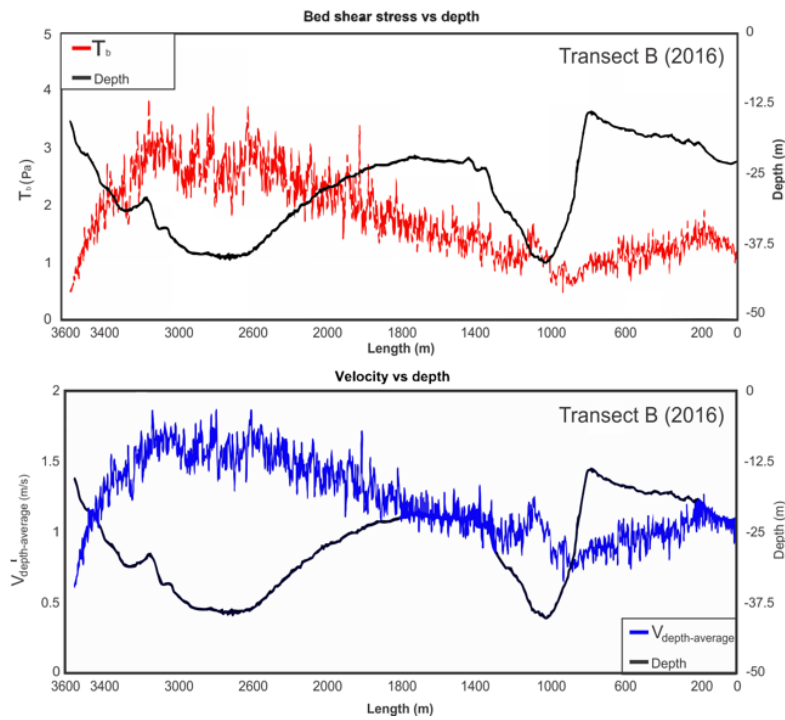


Figure 15 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect B (2016).

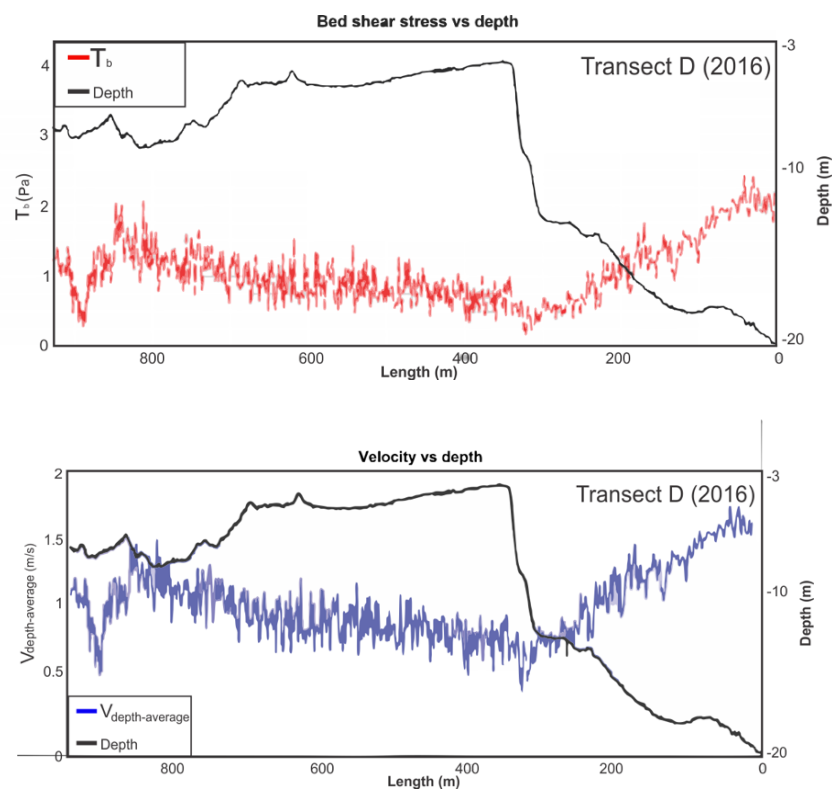


Figure 16 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect D (2016)

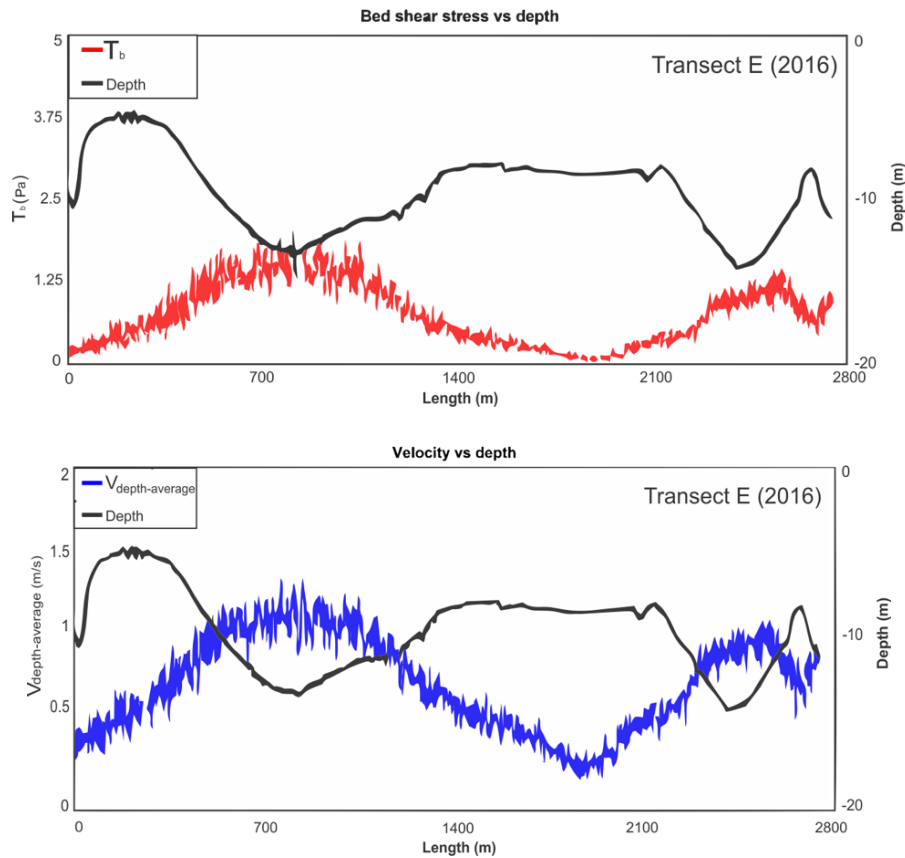


Figure 17 - Graphs with the relationship between bed shear stress, velocity and depth for Transect E (2016).

5.3.4 Channel evolution

Channel evolution involves the investigation of changes in the channel form through the years. According to the temporal scale of November 12, 1991 to November 30, 2015, the channel suffered an enlargement, additionally, the sequence of islands had increased over the past 24 years (Table 9). Depositional processes are predominant in the islands (Table 9 e Figure 18), accounting for an increase of 40% of accreted area over the 24 years, respectively, while erosion processes in the channel account for 12% of plan view changes.

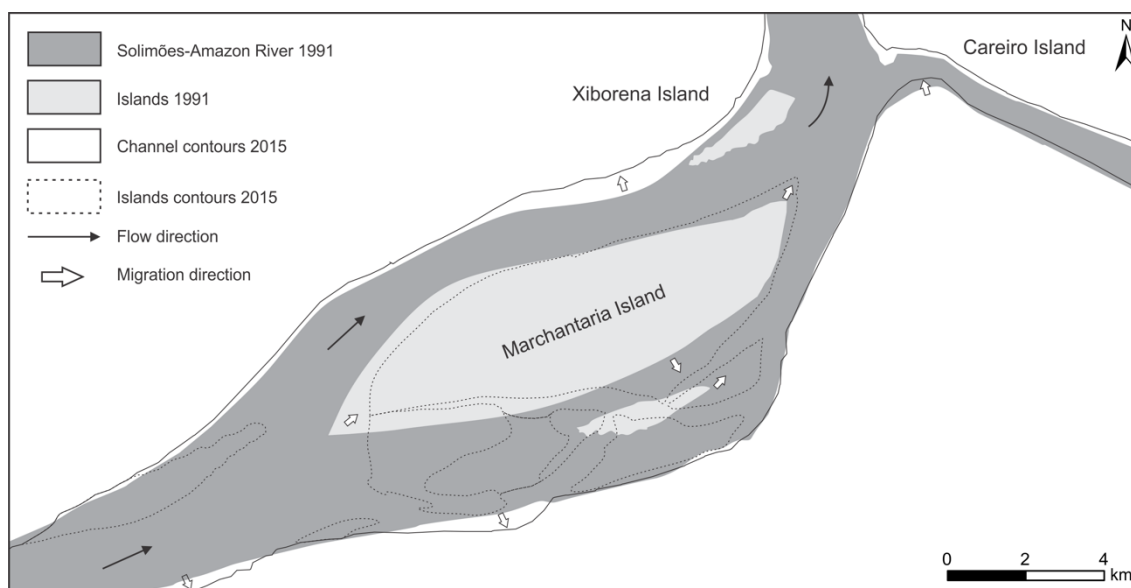


Figura 18 – Temporal analysis of the lower reach of Solimões-Amazon river from 1991 and 2015.

Tabela 9 – Percentage change in plan view areas in km² for the channel and islands of Solimões-Amazon river for the period of 12-nov-91 to 30-nov-15.

		12-nov-91	30-nov-15	12-nov-91 to 30-nov-15		
	Feature	Plan view area (km ²)		Changes (%)		Sedimentary process
Solimões-Amazon river	Channel	73,90	64,98	-12,19	0,5 year ⁻¹	Erosion
	Islands	37,55	52,78	40,55	1,68 year ⁻¹	Deposition

According to Figure 18, the secondary channel of the Marchantaria Island is dominated by settled islands with some erosion areas marking the active channel migration, while the main channel widens upstream, through erosion along the Marchantaria Island margin, and narrows downstream, due to the formation of a point bar along the northern margin.

5.4 Discussion

A relationship between granulometry, bathymetric and flow velocity data, combined with the use of satellite images can interpret the sedimentary, morphological and dynamic processes that occur in anabranching systems such as the Solimões-Amazon river.

Across the investigated area, the changes in flow velocity, grain size and depth justify the variety of bed features found: (1) ripples, (2) bi-dimensional

dunes, (3) tri-dimensional dunes and (4) composed dunes (Table 5). When the flow strength is low and the grain sizes are less than $0.7 \mu\text{m}$, ripples are the dominant bedform (Cheel, 2005). According to Table 5D, the ripples are found in the secondary channel from Marchantaria island which is characterized by low flow velocities and shallower depths, the ripples also shows an increase of heights and wavelengths in the flow direction indicating an increase of flow velocity.

When the flow velocity increases, ripples are replaced by dunes (Cheel, 2005). Bidimensional, three-dimensional and composed dunes are observed (Table 5A and 5B). We observed a dimension increase in the direction of the flux in the barchanoid dunes (Table 5B, Profile AA'), indicating a flow velocity and depth increase. 3D dunes seem to be ubiquitous features in the Solimões-Amazon channel, in fact similar occurrences are reported by Almeida *et al.*, (2016) in a region called Jatuarana, about 22 km downstream of this study area, where the authors described "large barchanoid dunes", with mean wavelength of 150 meters and mean heights of 5 meters, and "small barchanoid dunes", with mean wavelength of 61 meters and mean heights of 2.2 meters. The barchanoid dunes from Table 5B are coherent with Almeida *et al.*, (2016) results, and they can be classified as "small barchanoid dunes".

The increase of flow velocity in the main channel and the erosion of the banks during channel migration expose rocky features which may be related to sandstones of the Alter do Chão Formation, that constitutes the basement of the area (Ianniruberto *et al.*, 2018).

The dynamic processes, geometric characteristics and the evolution in confluences of large anabranching rivers exhibit patterns similar to those observed in confluences arising from two tributaries. The confluences in anabranching rivers show unique characteristics as a result from the influence of the anabranching pattern and also, individual characteristics from each channel.

When main and tributary channels merge and adjust to the new planform geometry, substantial changes in the flow hydrodynamics and bed morphology occur within and downstream of the convergence (Mosley, 1976) and common morphological features typically observed in large-scale confluences are found.

In this paper, we call “confluence-like features” as the features that have similarities to the ones described by Best (1987), such as (1) stagnation zone, (2) maximum velocity zone and (3) scour hole zone.

After the flow convergence, the first feature we observed is the stagnation zone. This feature occurs downstream from the junction corner of each island, caused by the sediment deposition of fine sediments carried by each branch. This sediment deposition is followed by a high-velocity core, the maximum velocity zone, that increases bed-shear stresses and turbulence (Gualtieri *et al.*, 2018) provoking the erosion of the riverbed and consequently, the formation of a scour. The scour hole zones (Tables 5C and 5E) are oriented along the region of high-velocity core with depths ranging from 35 to 38 meters.

Bed discordance is a feature that Best (1987) and Mosley (1976) acknowledged its influence in the hydrodynamics and morphodynamics in the convergence of fluxes. According to Gaudet and Roy (1995), this feature occurs by the difference between channel discharges and riverbed geology. When analysing the scour hole zones, a bed discordance is acknowledged only at the Marchantaria Island (Table 5C, Profile BB'), with a difference of 10 meters between each channel, while Scour hole at Table 5E has a concordant bed. Based on Table 5, we suggest that this difference between both Scour Holes is caused by the discharges from main and secondary channels.

Based on the ADCP data we collected in 2016 and additional data from 2014 studies, bed shear stress and velocity profiles were plotted (Figures 14 to 17) to provide a significant insight about the hydrodynamic processes between two channels. We analysed the channels discharges during high flow, which significant differences in the riverbed occur, we observed that the channels have distinct behaviours: the south channel has lower discharges, which ease sediment deposition across the channel, while the main channel shows flow discharges two times higher than the south channel. During low flow, bed shear stress and velocity decreases in both channels, the south channel has a decrease of 75% when compared to high flow conditions, this decrease is detected by the satellite images taken during the peak of low flow conditions of the Solimões-Amazon river in 2015 where the channel is dominated by islands

and bars. This distinction between channels can be one of the causes of the bed discordance as acknowledged by Gaudet and Roy (1995).

Tabela 10 - Grain sizes of the bed sediment samples collected with their respective depths calculated from the bathymetry map and mean average velocity assembled by the ADCP transects based on the location of the closest sample.

Sample	D ₅₀ (μm)	Depth (m)	Mean average velocity (m/s)
XIB 17	466,3	29,23	1,77
XIB 18	387,3	39,49	1,50
XIB 19	276	22,08	1,00
XIB 21	27	18,79	1,00
XIB 22	16	14,7	0,89
XIB 24	195,2	10,7	0,79
XIB 25	294,5	13,6	1,20
XIB 27	28,02	10,7	0,34

A regression analysis was carried out between median grain sizes (d_{50}) for each bed sediment sample, depth extracted from the bathymetric map and vertically-averaged flow velocity from ADCP profiles at the position where samples were collected (Table 10). The scatter-plot and regressions in Figure 19 show a weaker relationship between grain size and depth is observed as compared to the results of Almeida *et al.*, (2016). The lower correlation could be explained because: (1) there are three anomalous points, being respectively the samples XIB 21, XIB 22 and XIB 27, that are characterized by coalesced silt grains and (2) the study area from Almeida *et al.*, (2016) is characterized by greater depth range and a single threaded type channel.

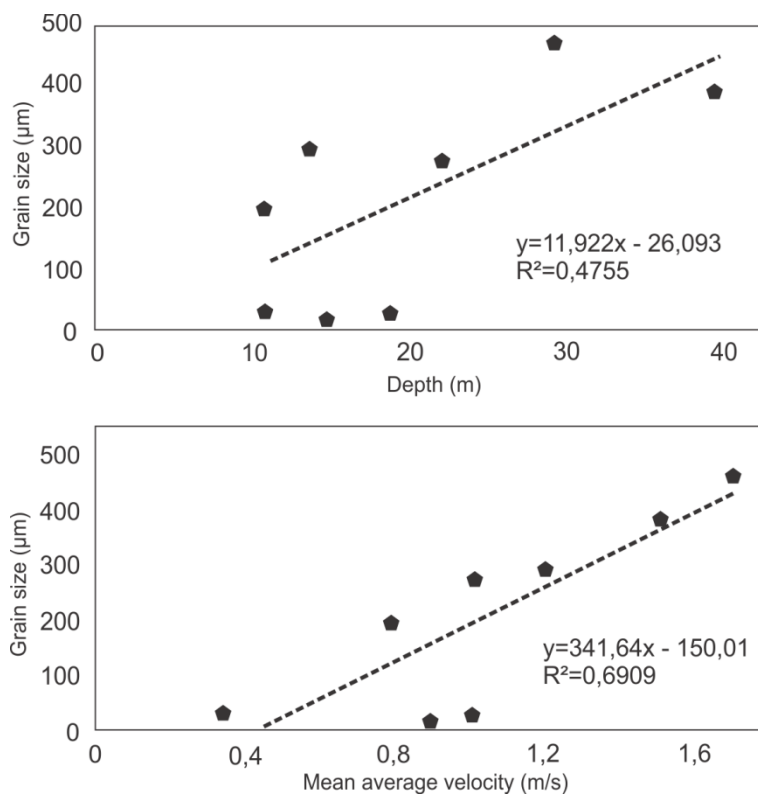


Figura 19 - Correlation between average grain size vs. water depth and grain size vs. mean velocity from the studied area.

In order to understand this unusual behaviour, the grain size and velocity data were plotted in a Hjulstrom curve (Figure 20), which indicates deposition, erosion or transportation sites according to flow velocity and median grain size. According to the correlation, the studied channel is dominated by erosion, possibly because the survey was carried out during the wet season, where the flow velocities are higher. During dry season, the behaviour is expected to be mainly depositional, as indicated by Passos and Soares (2017). Furthermore, the silt samples XIB 21, XIB 22 and XIB 27 occur in relatively high flow velocity zones and fall close to the boundary of “erosion of consolidated mud” zone, which is not very consistent. However, when considering transport and deposition phenomena, it should be taken in account that smaller grain sizes, typically less than 0.6 mm, undergo cohesion due to electrostatic forces (Dingman, 2009).

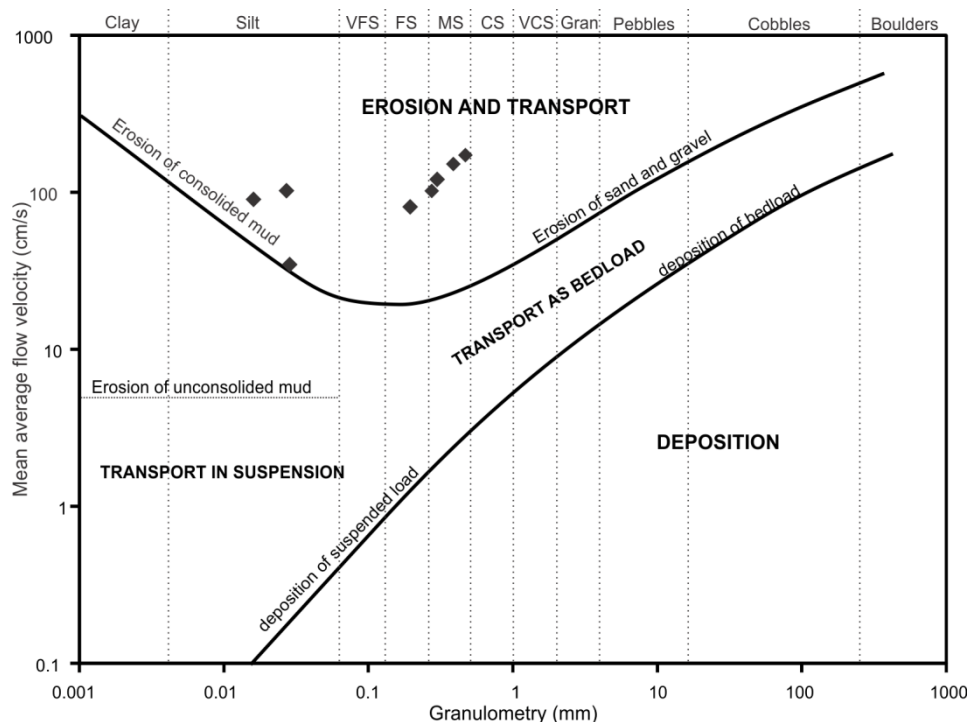


Figura 20 - Hjulstrom curve diagram with eight samples plotted. (Source: Hjulstrom, 1935).

In fluvial environments, silting in secondary channels is very common as the lower flow velocity favours the fine sediment deposition in the riverbed. If the hydro-sedimentological dynamics remains the same, the tributary will be totally silted and such process is also observed by hydro-dynamic data showing that the left channel is responsible for almost 2/3 of water discharge in this portion, the right one is responsible for 1/3. Correspondingly, the right channel shows lower vertically-averaged flow velocities and smaller size bedforms. The analysis of planform dynamics completes the coherent scenario, in fact using satellite images collected in the period 1991 - 2015, it is possible to observe: a) the progressive formation of the small island and its evolution into the most recent stage, as well as the formation of unit bars in the right channel; b) the downstream migration of the Marchantaria island via erosion on the island heads and accretion downstream; upstream migration of point bar deposits on the left bank of the main channel.

5.5 Conclusions

This paper presents new data from a reach in the Solimões-Amazon channel based on geophysical, bed sample analysis and remote sensing data. The morphodynamics and mechanisms of formation and processes in

anabranching channels were investigated to observe flow conditions and riverbed features in the channel. The key findings of this paper are summarised below:

- ✚ The relationships between granulometry, water column and flux velocity, combined with satellite imagery can interpret the sedimentary, morphological and dynamic process in anabranching systems.
- ✚ This changes in flow velocity, granulometry and depth yields the variety of features found across the study area. Bedforms, such as ripples, bi-dimensional dunes, three-dimensional dunes and composed dunes were indicators to characterize high and low flow velocity channels according to its size. Scour holes and stagnation zone were features also found as indicators, these features occur due to a combination of flow convergence between the two channels, confluence discordance, confluence angle, and flow and sediment discharge ratio.
- ✚ During wet season, the studied reach has a predominant erosion pattern. This predominance was observed based on the Hjulstrom curve, where a few silt samples (XIB 21, XIB 22 and XIB 27) had unusual behaviour that fall close to the boundary of “erosion of consolidated mud” zone, this inconsistency can be explained by the cohesion due to electrostatic forces that occur between grains.
- ✚ The regression analysis between granulometry vs. depth and granulometry vs. flow velocity resulted in a correlation inferior than the results found in Almeida *et al.*, (2016), this difference is explained by the deeper water column and Jatuarana region has typically a straight-head channel.
- ✚ Observing the hydrodynamic data between channels, the left channel is responsible for almost 2/3 of water discharge in this portion, the right one is responsible for 1/3. The right channel has lower flow velocity that favors the fine sediment deposition in the riverbed, if its hydrodynamics remains the same, this channel will be totally silted in the future. This analysis can be validated by the spatial-temporal analysis made over the period of 1991-2015 which shows a progressive formation of islands and unit bars within the right channel.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- ✚ As relações observadas entre granulometria, profundidade e velocidade de fluxo, combinada com as imagens de satélite pode interpretar os processos sedimentares, morfológicos e dinâmicos dos sistemas *anabranching*.
- ✚ Mudanças de velocidade de fluxo, granulometria e profundidade foram observadas na área de estudo, o que corrobora na criação de diferentes feições. As formas de leito mapeadas (marcas onduladas, dunas bidimensionais e tridimensionais e dunas compostas) foram indicadores de variação de fluxo nos canais. Enquanto que, *Scour holes*, zonas de estagnação e zonas de velocidade máxima, também são indicadores de variação de fluxo, visto que elas ocorrem devido a convergência de fluxos entre dois canais.
- ✚ Durante o período de cheia, o trecho estudado apresentou uma predominância erosiva. Essa predominância foi observada através da curva de Hjülstrom, onde foi possível observar três pontos anômalos correspondentes a amostras de silte (XIB 21, XIB 22 e XIB 27) que caem próximas do limite de “erosão de lama consolidada”, apesar da inconsistência, essas amostras sofrem os efeitos da coesão gerada através da força eletrostática que ocorre entre os grãos.
- ✚ A análise de regressão linear entre granulometria vs. profundidade e granulometria vs. velocidade de fluxo resultou em R^2 inferiores aos encontrados em região próxima por Almeida *et al.*, (2016), o que está coerente visto que a região de Jatuarana possui maiores profundidades e um canal tipicamente retilíneo.
- ✚ Através dos dados hidrológicos, nesse trecho é possível observar que o canal esquerdo é responsável por cerca de 2/3 de toda a descarga de água, enquanto seu canal direito é responsável por 1/3. O canal direito é predominantemente deposicional, justificado pela velocidade de fluxo inferior, o que favorece a deposição no leito. Através da análise espaço-temporal do período de 1991 a 2015 realizado nesse trecho, é possível observar a progressiva formação de ilhas dentro do canal

direito, o que futuramente pode significar um total assoreamento desse canal no futuro.

7 REFERÊNCIAS

Almeida, R.P., Galeazzi, C.P., Freitas, B.T., Janikian, L., Ianniruberto, M., Marconato, A. 2016. Large barchanoid dunes in the Amazon River and the rock record: Implications for interpreting large river systems. *Earth Planetary Science Letters* 454, 92–102.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS. 2015. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras – Edição Especial, 163.

Ashley, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.* 60, 160-172.

Baker, V.R. 1978. The Spokane Flood controversy and the Martian outflow channels. *Science*, 202, 1249-1256.

Baki, A.B.M., Gan, T. Y. 2012. Riverbank migration and island dynamics of the braided Jamura River of the Ganges-Brahmaputra basin using multi-temporal Landsat images. *Quaternary International*, 263, 148-161.

Barata, C.F.; Caputo, M.V. 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões. “O Estado da Arte”, 4º PDPETRO, Campinas, SP.

Best, J.L. 1987. Flow dynamics at river channel confluences: Implications for sediment transport and bed morphology. In: Etheridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, D. Recent developments in fluvial sedimentology. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 27-35.

Bridge, J.S., Tye, R.S. 2000. Interpreting the Dimensions of Ancient Fluvial Channel Bars, Channels and Channel Belts from Wireline-Logs and Cores. *AAPG Bulletin* 84, 1205-1228.

Bristow, C.S. 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. In: Etheridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.D. (Eds), Recent Development in Fluvial Sedimentology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, 63-74.

- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (3), 493-518.
- Carling, P., Jansen, J., Meshkova, L. 2014. Multichannel rivers: their definition and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 26-37.
- Chanson, H. 2004. *The Hydraulics of Open Channel Flow: An introduction*. Butterworth-Heinemann, 2nd edition, Oxford, UK, 630p.
- Cheel, R.J. 2005. Bedforms and stratification under unidirectional flows. In: *Introduction to Clastic Sedimentology*.
- Christofolleti, A. 1981. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo, Edgard Blucher, 313.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S.B. Costa, M.L., Fernandes, J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, 4, 23-44.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1), 47-55.
- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2), 227-251.
- Dingman, L.S. 2009. Sediment Entrainment and Transport. In: Dingman, L.S. *Fluvial hydraulics*. 570p.
- Dulu, F., Panin, N., Ion, G., Dulu, L.T. 2018. Multibeam bathymetric investigations of the morphology and associated bedforms, Sulina channel, Danube Delta. *Comptes Rendus Geoscience*. 8, 7, 1-17.
- Espinoza-Villar, R., Martinez, J.M., Armijos, E., Espinoza, J.C., Filizola, N., Santos, A., Willems, B., Fraizy, B., Santini, P., Vauchel, P. 2018. Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000-2014). *Comptes Rendus Geoscience*. 350, 1-2, 4-12.
- Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J., Gibling, M.R. 2009. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. *Geology* 37, 623-626.
- Filizola, N., Seyler, F., Mourão, M.H., Arruda, W., Spínola, N., Guyot, J. L. 2009. Study of the variability in suspended sediment discharge at Manacapuru,

Amazon river, Brazil. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis*, 16 (2), 93-99.

Folk, R.L., Ward, W.C. 1957. A study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

Franzinelli, E., Igreja, H. 2012. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM. A formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, 263-282.

Frias, C.E., Abad, J.D., Mendoza, A., Paredes, J., Ortals, C., Montoro, H. 2015. Planform evolution of two anabranching structures in the Upper Peruvian Amazon River. *Water Resources Research*, 51, 2742-2759.

Galeazzi, C.P., Almeida, R.P., Mazoca, C.E., Best, J.L., Freitas, B.T., Ianniruberto, M., Cisneros, J., Tamura, L.N., 2018. The significance of superimposed dunes in the Amazon River: Implications for how large rivers are identified in the rock record. *Sedimentology* 1–16.

Gaudet J.M., Roy, A.G. 1995. Effect of bed morphology on flow mixing length at river confluences. *Nature*, 373, 138-139.

Gualtieri, C., Filizola, N., Oliveira, M., Santos, A.L.M.R., Ianniruberto, M. 2018. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 1: Hydrodynamics and sediment transport. *Comptes Rendus Geosciences*. 350, 1-2, 31-42.

Guo, X. 2017. Morphodynamics of large anabranching rivers: the case of the Madeira River, Brazil. Master thesis. University of Texas at Austin. 115.

Gupta, A., 2007. Large Rivers: Geomorphology and Management, Large Rivers: Geomorphology and Management. John Wiley & Sons, Chichester.

Guyot, J.L., Callède, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Guimarães, V., Kosuth, P., Molinier, M., Oliveira, E., Seyler, F., Seyler, P. 1991. Características hidrologicas do bassin amazonien, Manaus '99 – Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, Manaus, Brasil.

- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro, Anais, 1-31.
- Heritage, G.L., Charlton, M.E., O'regan, S. 2001. Morphological classification of fluvial environments: an investigation of the continuum of channel types. *Journal of Geology*, 109, 21-33.
- Hjulstrom, F. 1935. Study of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris Bulletin, Geological Institute of Upsala, Upsala, Sweden, 25.
- Huang, H.Q., Nanson, G.C. 2007. Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern. *Water Resources Research* 43, W07441.
- Ianniruberto, M., Trevenhan, M., Pinheiro, A., Andrade, J.F., Dantas, E.L., Filizola, N., Santos, A.L.M.R., Gualtieri, C. 2018. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 2: Bed morphology and stratigraphy. *Comptes Rendus Geosciences*. 350, 1-2, 43-54.
- Ishiguro, S., Yamano, H., Oguma, H. 2016. Evaluation of DSMs generated from multi-temporal aerial photographs using emerging structure from motion-multi-view stereo technology. *Geomorphology*, 268, 64-71.
- Jensen, J. D., Nanson, G.C. 2004. Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia. *Water Resources Research*, 40, 13.
- King, W.A., Martini, I.P. 1984. Morphology and recent sediments of the lower anastomosing reaches of the Attawapiskat River, James Bay, Ontario, Canada. *Sediment. Geol.* 37, 295-320.
- Knighton, A.D. 1984. *Fluvial forms and processes*. E. Arnold, 218.
- Knighton, A.D., Nanson, G.C. 1993. Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 18, 613-625.
- Kondolf, M.G. 2003. *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Latrubesse, E.M, Franzinelli, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44, 241-257.

Latrubesse, E.M. 2008. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustments of mega-rivers. *Geomorphology*, 101, 1-2, 130-145.

Latrubesse, E.M. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146, 1-30.

Latrubesse, E.M., Arima, E.Y., Dunne, T., Park, E., Backer, V.R., D’Horta, F.M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Backer, P.A., Ribas, C.C., Norgaard, R.B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B., Stevaux, J.C. 2017. Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*, 546, 363-369.

Latrubesse, E.M., Franzinelli, E. 2005. The late quaternary evolution of the Negro river, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*. 70, 3-4, 372-397.

Leeder, M. R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: from turbulence to tectonics*. Oxford: Blackwell Science Ltd, 592.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. *US Geological Survey*, 282B, 39-85.

Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, W.H. Freeman.

Li, J., Bristow, C.S., Luthi, S.M., Donselaar, M.E. 2015. Dryland anabranching river morphodynamics: Río Capilla, Salar de Uyuni, Bolivia. *Geomorphology*. 250, 282-297.

Makaske, B. 1998. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53, 149-196.

Martinez, J.M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Moreira, L.S. 2015. The optical properties of river and floodplain Waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *American Geophysical Union*, 1274-1287.

Meade, R.H. 1985. *Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84*. U.S. Geological Survey.

Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., et al., 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*.

Medeiros, R.A.; Schaller, H.; Friedman, G.M. 1971. Fácies sedimentares, análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. *Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 5, 1-123.

Mendes, J.C. 1984. *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo. T.A. Queiroz – EDUSP, 566p.

Meneses, P.R. 2012. Princípios de sensoriamento remoto. In: Meneses, P.R., Almeida, T. *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*, 1ª edição, 11-31.

Mertes, L.K.A., Daniel, D.L., Melack, J.M., Nelson, B., Martinelli, L.A, Forsberg, B.R. 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology and vegetation on the floodplain of the Amazon river in Brazil from remote sensing perspective. *Geomorphology* 13, 1-4, 215-232.

Miall, A.D. 1977. Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D., Ed., *Fluvial sedimentology*, Geological Survey of Canada, Calgary, 597-604.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22, 261-308.

Milani, E.J., Thomas Filho, A. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. 2000. *Tectonic Evolution of South America*, 389-449.

Mosley, M.P. 1976. An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology*, 84, 535-562.

Nanson, G. C., Knighton, A.D. 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(3), 217-239.

Nanson, G., Gibling, M. 2004. Anabranching and anastomosing river. In *Encyclopedia of Geomorphology*, 1, 23-25.

- North, G.C., Nanson, G.C., Fagan, S.D. 2007. Recognition of the sedimentary architecture of dryland anabranching (anastomosing) rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 925-938.
- Park, E., Latrubesse, E.M. 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 147, 232-242.
- Passos, M.S., Soares, E.A.A. 2017. Análise multitemporal do sistema fluvial Solimões-Amazonas entre os tributários Purus e Negro, Amazônia Ocidental, Brasil. *Revista do Instituto de Geociências (USP)*, 17, 1, 61-74.
- Polanco, S.E.M. 2016. Understanding the origin and controls on the development of anabranching rivers. PhD Thesis. University of Adelaide, The Australian School of Petroleum.
- Potter, P.E., 1978. Significance and Origin of Big Rivers. *Journal of Geology* 86, 13–33.
- Reis, N.J., Riker, S.R.L., Pinheiro, S., Nobre, J.N., Cruz, N.M., Costi, H.T. 2006. Geologia dos rios Tapajós, Juruena (Bararati e São Tomé) e Teles Pires, porção sul do Cráton Amazônico, em área limítrofe dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. In: Horbe, A.M.C., Souza, V.S. 2006. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2, 55-68.
- Riley, S.J., Taylor, G. 1978. The geomorphology of the Upper Darling River system with special reference to the present fluvial system. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 90: 89-102.
- Rosa, R. 2009. *Introdução ao sensoriamento remoto (7. Ed.)* Uberlândia: EDUFU. 264p.
- Rozo, M.G., Nogueira, A.C.R., Castro, C.S. 2014. Remote sensing-based analysis of the planform changes in the Upper Amazon River over the period 1986-2006. *J. South America Earth Sciences*. 51, 28-44.
- Rust, B.R. 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 745-755.

Sarker, M.H., Thorne, C.R., Aktar, M.N., Ferdous, M.R. 2014. Morpho-dynamics of the Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology*, 215, 45-59.

Schobbenhaus, C., Campos, D. 1984. A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: *Geologia do Brasil*, 2ª edição, 360.

Schumann, R.R. 1989. Morphology of Red Creek, Wyoming, an arid-region anastomosing channel systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 277-288.

Schumm, S.A., Erskine, W.D., Tilleard, J.W. 1996. Morphology, hydrology and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1212-1224.

Silva, S.A.F. 2008. Palinologia do Neógeno da Bacia do Alto Solimões, Amazônia Ocidental, Brasil: Aspectos Sistemáticos, Bioestratigráficos e Paleoecológicos. Tese de Doutorado. INPA/UFAM, Manaus, 190p.

Sime, L., Ferguson, R., Church, M. 2007. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler measurements in a large gravel bed river. *Water Resources Research*, 43, W03418, 12p.

Smith, D.G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology* 46, 177-196.

Smith, D.G., SMITH, N.D. 1980. Sedimentation in anastomose driver systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 157-164.

Smith, G.H.S., Ashworth, P.J., Best, J.L., Lunt, I.A., Orfeo, O., Parsons, D.R. 2009. The sedimentology and alluvial architecture of large braid bar, Río Paraná, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 79, 629-642.

Soares, E.A.A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da bacia do Amazonas. Tese (Doutorado). São Paulo: Universidade de São Paulo.

- Souza, L.A.P. 2006. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese de Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Sternberg, H.O.R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica? *Revista Brasileira de Geografia*, 12 (4), 3-26.
- Strasser, M.A. 2002. Estudo da geometria das formas de fundo no curso médio do rio Amazonas. Dissertação de Mestrado. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.
- Strasser, M.A. 2008. Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas – dinâmica e transporte de sedimentos. Tese de doutorado. COPPE/UFRJ, 1498.
- Strick, R.J.P., Ashworth, P.J., Sambrook Smith, G.H., Nicholas, A.P., Best, J.L., Lane, S.N., Parsons, D.R., Simpson, C.J., Unsworth, C.A., Dale, J. 2019. Quantification of bedform dynamics and bedload sediment flux in Sandy braided rivers from airborne and satellite imagery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (4), 953-972.
- Suguio, K.; Bigarella, J.J. 1979. Ambiente fluvial. Curitiba: UFPR, 183p.
- Suguio, K. 2003. Ambientes de sedimentação e fácies sedimentares. In: *Geologia Sedimentar*. São Paulo. 1a ed. Editora Blucher, 500.
- Tamura, L.T., Almeida, R.P., Galeazzi, C.P., Freitas, B.T., Ianniruberto, M., Prado, A.H. 2019. Upper-bar deposits in large Amazon rivers: Occurrence, morphology and internal structure. *Sedimentary Geology*, 387, 1-17.
- Taylor, C.F.H. 1999. The role of overbank flow in governing the form of an anabranching river: the Fitzroy river, northwestern Australia. In: SMITH, N.D, ROGERS, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 28, Blackwell, Oxford, 77-91.
- Trevethan, M., Aoki, S. 2009. Initial observations on relationships between turbulence and suspended sediment properties in Hamana Lake, Japan, *Journal of Coastal Research*, SI-56, 77-91.
- Wilcock, P.R. 1996. Estimating local shear stress from velocity observations. *Water Resources Research*, 32, 3361-3366.

Wohl, E. 2007. Hydrology and Discharge. In: Gupta, A. 2007. Large Rivers: Geomorphology and Management. 1ª Edição. Wiley and Sons, 31-44.

Yepez, S., Laraque, A., Gualtieri, C., Christophoul, F., Marchan, C., Castellanos, B., Azocar, J.M., Handt, H., Lopez, J.L., Alfonso, J.A. 2018. Morphodynamic change analysis of bedforms in the Lower Orinoco River, Venezuela. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (PIAHS), 377, 41-50.