

Artigo de Pesquisa

Estudo hidrológico do efeito de barramento hidráulico no rio Tarumã-Açu, Manaus - AM

Hydrological study of the backwater effect in Tarumã-Açu River, Manaus-AM

Luan Ferreira Siqueira ¹ e Naziano Pantoja Filizola Junior ²

¹ Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia / Universidade do Estado do Amazonas, Av. André Araújo, nº 2936. Manaus - AM, Brasil, CEP: 69060-001. E-mail: siqueiraluan93@hotmail.com

ORCID: orcid.org/0000-0003-3524-960X

² Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. Av. Rodrigo Otávio, nº 6200, Campus Universitário Senador Arthur Virgílio Filho, Setor Norte. Manaus - AM, Brasil. CEP: 69077-000. E-mail: nazianofilizola@ufam.edu.br

ORCID: orcid.org/0000-0001-7285-7220

Recebido: 19/08/2019; Aceito: 10/04/2020; Publicado: 10/04/2021

Resumo: O desenvolvimento da região Amazônica está intimamente ligado com os rios. Estudar estes rios permite delinear ações estratégicas e ajudar na administração dos usos conflitantes dos recursos de uma bacia hidrográfica. Entretanto, ainda é amplo a falta de dados hidrológicos sobre eles, especialmente em pequenas bacias. Um rio pode ter suas características alteradas por outro, através das propriedades físicas de sua confluência e pelo fenômeno do barramento hidráulico. Esse é o caso de um afluente do rio Negro, o rio Tarumã-Açu, maior rio da zona urbana de Manaus, Amazonas – Brasil. A finalidade deste estudo foi examinar como o efeito de barramento hidráulico e as características morfológicas da confluência se relacionam com os parâmetros físicos do rio Tarumã-Açu. Para tal, foram realizadas quatro coletas de dados entre os anos de 2018 e 2019 utilizando o Perfilador Acústico de Corrente por Efeito Doppler (ADCP) de 600 kHz, em cinco seções transversais no rio Tarumã-Açu e no rio Negro, antes e após a foz do Tarumã-Açu, realizando medidas de vazão, velocidade e direção do fluxo, profundidade, largura, temperatura superficial e retorno do eco retroespalhado pelo equipamento (backscatter). Em função da ausência de medição de cota no rio Tarumã-Açu, somou-se a profundidade média com a elevação do leito para se obter o nível da água. A altitude do leito, por sua vez, foi obtida através de levantamento batimétrico com o ADCP, georreferenciada ao nível do mar pelo método de Posicionamento por Ponto Preciso. Empregou-se o modelo hidráulico HEC-RAS o para aferir o comportamento do efeito de barramento hidráulico do rio Negro sobre o nível da água do rio Tarumã-Açu. Foi tomado o escoamento como unidimensional, permanente e subcrítico. Os resultados mostram vazões bastante dispersas, altamente influenciadas pela velocidade e profundidade da seção. Por meio da velocidade do fluxo, da temperatura superficial e do backscatter, observou-se que a entrada do rio Negro pela superfície do rio Tarumã-Açu sobre um trecho de 17 km a montante de sua foz, o que causa modificação nas características físico-químicas de suas águas. De acordo com os testes com HEC-RAS, o Tarumã-Açu assume o mesmo nível do rio Negro quando este atinge a cota de 19 metros (nível do mar), independente da vazão a montante, o que ocorre durante cinco meses do ano em média. A divergência entre os leitos dos canais, o ângulo da confluência e a razão de fluxo de momentum entre os rios, são as prováveis causas da interferência constante do rio Negro sobre o rio Tarumã-Açu.

Palavras-chave: Barramento Hidráulico; Rio Tarumã-Açu; ADCP; HEC-RAS

Abstract: Amazonian rivers play a strategic role in the development of the region. Studying them allows guidance in decision-making, regarding the management of the conflicting uses of the resources of a watershed. However, there is still a great lack of hydrological data on them, especially in small basins. A river may have its attributes changed by another through the physical characteristics of the confluence and by the backwater effect. This is the case of a tributary of the Negro

river, the Tarumã-Açu river, the largest river in the urban area of Manaus, Amazonas — Brazil. The objective of this study was to analyze how the backwater effect and the morphological characteristics of the confluence interact with the physical parameters of the Tarumã-Açu river. Four data collections were performed between 2018 and 2019 using the 600 kHz Acoustic Doppler Current Profile (ADCP), in five cross sections on the Tarumã-Açu river and the Negro river, before and after the river's mouth, collecting discharge, flow velocity and direction, depth, width, surface temperature and backscatter data. Due to the absence of knowing water level measurements on the Tarumã-Açu river, the mean depth was added to the bed elevation to obtain the water level. The bed level was obtained through a bathymetric survey with ADCP, georeferenced at sea level by the Precision Point Positioning method. The hydraulic model HEC-RAS was used to estimate the behavior of the backwater effect of the Negro river on the water level of the Tarumã-Açu river. The flow has been considered as one-dimensional, permanent and subcritical. The results shows very dispersed discharge, highly influenced by the speed and depth of the section. It was observed through the velocity of the flow, surface temperature and backscatter that the entrance of the Negro River by the surface of the Tarumã-Açu river over a reach of 17 km upstream of its mouth, which causes alteration in its physicochemical characteristics. Tests with HEC-RAS indicate that Tarumã-Açu river assumes the same level of the Negro river when it reaches the quota of 19 meters (sea level), regardless of the upstream flow, which occurs during five months of the year, on average. The disagreement beds between the channels, the confluence angle and the momentum flow ratio between the rivers are the possible causes of the constant influence of the Negro river on the Tarumã-Açu river.

Keywords: Backwater effect; Tarumã-Açu River; ADCP; HEC-RAS

1. Introdução

Quatro dos dez maiores rios do mundo em vazão estão na bacia Amazônica (LATRUBESSE, 2008), com uma vasta e densa rede de drenagem transportando água e sedimento para o oceano. Esses canais possuem suas próprias bacias hidrográficas com comportamentos individuais, que são influenciadas por fenômenos externos à bacia, como o barramento hidráulico.

O barramento hidráulico ocorre quando um rio de maior volume hídrico, represa a água de seu afluente de menor volume (MEADE et al., 1991). A água represada diminui a velocidade do fluxo e afeta o nível dos rios. Este efeito é largamente observado nos rios da Amazônia, a exemplo do rio Negro próximo a Manaus que possui seu nível não só controlado pela sua própria vazão, mas também pelo nível da água do rio Solimões (FILIZOLA et al., 2009; MEADE et al., 1991). Diversos trabalhos observacionais e de modelagem (BRUNNER et al. 2018; HIDAYAT et al., 2011; KIM; KIM; KIM, 2015; NAGUMO et al., 2017; RIBÉ et al., 2017; SEGOVIA et al., 2018; SZILAGYI; LAURINYECZ, 2014) foram realizadas considerando o efeito de barramento hidráulico entre canais naturais. Contudo, ainda são escassos os trabalhos que se dedicam a estudá-lo na bacia Amazônica (ALVES et al., 2017a; ALVES et al., 2017b; FILIZOLA et al., 2009; GLÓRIA; FILIZOLA, 2012; PAIVA et al., 2013a; PAIVA; COLLISCHONN; BUARQUE, 2013b; PARIS et al., 2016; TRIGG et al., 2009) devido à dificuldade de acesso e a pouca disponibilidade de dados, sobre tudo em bacias de menor porte.

Pequenas bacias hidrográficas, especialmente aquelas situadas em zona urbanizada, compõem uma unidade de planejamento territorial importante e o conhecimento dos fenômenos que a rodeiam é indispensável no estabelecimento de políticas públicas. O rio Tarumã-Açu, maior rio da área urbana de Manaus, possui uma parte bacia em área rural, mas é atingida com o crescimento urbano, além de estar sobre influência do barramento hidráulico causado pela confluência com o rio Negro (GLÓRIA; FILIZOLA, 2012). Estudos desenvolvidos neste rio focaram nas suas propriedades químicas, especialmente à luz da poluição urbana (HORBE; OLIVEIRA, 2008; SANTANA; BARRONCAS, 2007; SANTOS et al., 2006; SILVA et al., 2009; SONTOS et al., 2015; PINTO et al., 2009), mas sua caracterização física ainda é um desafio, notadamente quando se considera as possíveis mudanças ocasionadas pela sua intercessão com o rio Negro.

As confluências entre rios são locais importantes na hidrologia, pois nelas acontecem mudanças bruscas nas características do fluxo, transporte de sedimentos e morfologia do canal, ocorrendo combinação de matéria e energia de dois rios diferentes. São ambientes fluviais muito complexos, onde a interação desses elementos produz um ambiente único, e entender seu funcionamento é fundamental para o manejo dos rios (BAHMANPOURI et al., 2017; BARANYA, et al., 2012; RIBEIRO, et al., 2012; SCHINDFESSEL; CREËLLE; DE MULDER, 2015; STEVAUX, et al., 2009). Se faz necessário, então, analisar as energias envolvidas no processo, bem como a diferença de nível do leito e o ângulo da confluência entre os rios, as dinâmicas no nível da água e na vazão (BARANYA, et al., 2012).

A medição de vazão é largamente realizada com o sonar multiparâmetro Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) (FILIZOLA et al., 2009; GUYOT; FILIZOLA; LARAQUE, 2005; SAWAKUCHI et al., 2017). Este equipamento também é capaz de realizar batimetria do leito, medir a velocidade e direção do fluxo em diversas profundidades dentro da coluna d'água e a temperatura da água em contato com o equipamento. Ademais, a intensidade do sinal acústico retroespalhado (backscatter) fornece informações indiretas do processo de transporte sedimentar (FILIZOLA; GUYOT, 2004; BARANYA; JÓZSA, 2013; TURQUETTI; IANNIRUBERTO, 2017).

Além da observação direta, o uso de modelos hidráulicos pode suprir estimativas de nível do rio diante de vários cenários, sob o efeito de barramento hidráulico, sendo capaz de orientar tomadas de decisão sobre os usos dos recursos hídricos no local de estudo. Nesta conjuntura, o modelo HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center - River Analysis System), desenvolvido pelo Corpo de Engenharia do Exército dos Estados Unidos, é uma ferramenta útil para esta proposta (KIM; KIM; KIM, 2015; TRIGG et al., 2009; BRUNNER et al., 2018).

Frente ao acima posto, o objetivo deste trabalho é analisar o comportamento hidrológico do rio Tarumã-Açu diante do efeito de barramento hídrico e da confluência com o rio Negro. A investigação das variáveis necessárias fora realizado com o sonar ADCP em quatro dias distintos do ciclo hidrológico. As informações adquiridas informam o modelo hidrológico HEC-RAS para reproduzir o efeito de barramento hidráulico em condição de fluxo permanente e unidimensional e verificar a extensão da influência do rio Negro no baixo curso do rio Tarumã-Açu.

2. Área de Estudo

A área de estudo corresponde a um pequeno trecho do rio Negro distante 31,2 km da confluência com o rio Solimões, e a um trecho de 20,6 km do baixo curso do rio Tarumã-Açu (entre 2°53'7,88"S 60° 5'56,87"W e 3° 2'59,76"S 60° 7'8,36"W - Figura 1), localizado a oeste da zona urbana de Manaus, capital do Estado do Amazonas, Brasil.

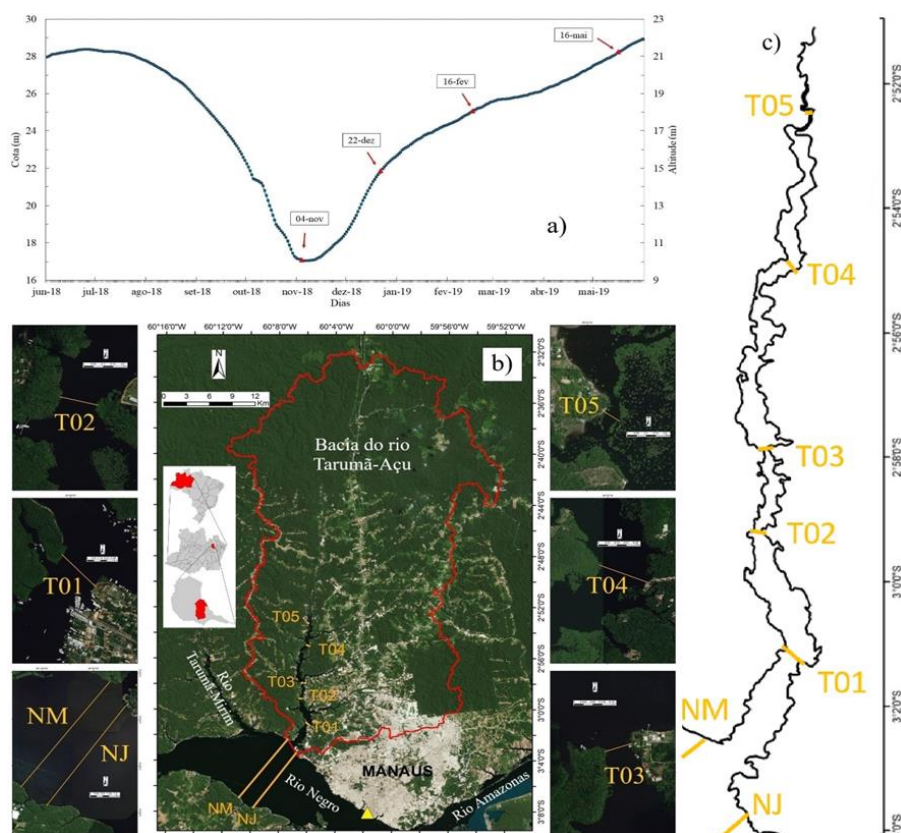


Figura 1. (a) Hidrograma do rio Negro (estação de Manaus) com indicação dos dias de coleta de dados; (b) Local de estudo - limites da bacia do Tarumã-Açu, área urbana de Manaus e seções transversais estudadas. Triângulo amarelo marca a localização da estação fluviométrica de Manaus; (c) Detalhe do canal principal do Tarumã-Açu e localização das seções transversais.

A bacia do rio Negro fica situada próximo da linha do equador e drena a parte norte da planície Amazônica e o escudo das guianas (FILIZOLA et al., 2002). Possui uma área de bacia de 686.810 km² e vazão média anual de 26.700 m³.s⁻¹ (LARAQUE; GUYOT; FILIZOLA, 2009), responsável por 11% da área e 14% da descarga líquida do rio Amazonas. Devido ao barramento hidráulico, o rio Negro próximo a Manaus apresenta um hidrograma sem relação direta com as estações a montante. Porém, este regime é bastante similar ao rio Solimões - em Manacapuru (AM), 60 km a montante da confluência com o rio Negro, com pico de cheia máximo de maio a agosto, e um pequeno pico de cheia precoce observado em janeiro-fevereiro (FILIZOLA et al., 2002).

O rio Tarumã-Açu é um dos tributários do rio Negro pela margem esquerda. Tem grande importância socioambiental por estar inserido na área urbana de Manaus, além de possuir uma Área de Proteção Ambiental. Conforme SIMAS (2008), a área da bacia do Tarumã-Açu é de 1.337,56 km², sobre a zona rural e urbana de Manaus. A área da bacia é cerca de 11,73% da área territorial do município de Manaus (VASCONCELOS; COSTA; OLIVEIRA, 2015), é ocupada por condomínios residenciais, marinas, clubes de lazer, flutuantes, cemitérios, indústrias, hotéis, ocupações desordenadas e Áreas de Proteção Ambiental - APA Margem Esquerda do Rio Negro e APA Tarumã-Mirim (MELO, 2018).

As águas superficiais da Bacia do Tarumã-Açu fluem na direção norte-sul, são pretas, ácidas e pobres em minerais (HORBE; OLIVEIRA, 2008). Apresentando perímetro de 229,12 km, comprimento do canal principal de 42 km, a bacia do Tarumã-Açu é de 5ª ordem, pouco sinuosa e possui baixa declividade (COSTA; SILVA; SILVA, 2013). Geologicamente, situa-se sobre a formação Alter do Chão, as unidades de depósitos aluvionares são do período Quaternário/Terciário, constituídas por associações de sedimentos de areias e siltes (canal fluvial) e argila e caulim (planície de inundação) (COSTA; SILVA; SILVA, 2013).

A temperatura média anual observada na região de Manaus é de 26,7 °C, com variações médias entre 23,3 e 31,4 °C. A umidade relativa do ar média é de cerca de 80% (FRANZINELLI; IGREJA, 2002). Antonio (2017) caracterizou o clima local com seis meses de período úmido (dezembro a maio) e um período de 3 meses de seca suave a moderada (julho, agosto e setembro), e descreveu junho como o mês de transição para o período seco e outubro o mês de transição para o período chuvoso e finalmente, classificou o clima local como Superúmido.

3. Materiais e Métodos

Para este estudo foram realizadas quatro medições em cinco seções transversais localizadas no rio Tarumã-Açu (T01, T02, T03, T04 e T05) e duas no rio Negro, uma a montante e uma a jusante da foz do rio Tarumã-Açu, chamados aqui de NM e NJ, respectivamente (Figura 1B). As seções no rio Tarumã-Açu foram escolhidas de modo a melhor caracterizar as mudanças espaciais no local estudado, evitando trechos muito largos e que permitissem aproximar a embarcação das margens. Informações detalhadas sobre as seções transversais são apresentadas na Tabela 1.

As medições consistiram na coleta de dados de vazão, velocidade, largura, profundidade, temperatura superficial e backscatter - retorno do eco do equipamento, cujo maiores valores indicam mais sedimento em suspensão (BARANYA; JÓZSA, 2013; WOOD; GARTNER, 2010). Para isso, foi utilizado um ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) modelo WorkHorse Rio Grande 600 khz (Teledyne RD Instruments), acoplado a lateral de uma embarcação. Os dados obtidos pelo aparelho foram georreferenciadas com um GPS Trimble modelo R4. Ambos os equipamentos estiveram conectados a um laptop que gerenciou o sistema através de um software específico (WinRiver II, versão 2.08), onde foram realizadas a calibração da bússola interna do ADCP e a gravação dos dados. O programa WinRiver II calcula automaticamente as variáveis medidas e retorna o valor médio das quatro seções realizadas. Analisaram-se os tipos de referencial de velocidade da embarcação utilizado para o cálculo de vazão (Bottom Tracking, GGA e VTG), através da consistência dos dados no próprio software. Desta forma, optou-se por aqueles com menos ruídos, menor desvio padrão e menor número de células em branco.

As medições foram realizadas nos dias 04 de novembro de 2018 (04-nov), 22 de dezembro de 2018 (22-dez), 16 de fevereiro de 2019 (16-fev) e 16 de maio de 2019 (16-mai). Não foi possível a realização de medições nas seções T04 e T05 do dia 04-nov, devido ao baixo nível da água do rio Tarumã-Açu, que impedia a navegação. A seção T02 neste mesmo dia foi descartada devido a falha na aquisição de dados.

Tabela 1. Informações sobre as seções transversais coletadas. DP/M = razão entre o Desvio Padrão e a média da vazão; Ref.= Referencial; na = não avaliado; BT= Botton Tracking; *distancia sinuosa aproximada da foz do rio Tarumã-Açu.

Seções	04-nov			22-dez			16-fev			16-mai			Distância da foz* (km)
	Seção medida (%)	DP/M	Ref,	Seção medida (%)	DP/M	Ref,	Seção medida (%)	DP/M	Ref,	Seção medida (%)	DP/M	Ref,	
T01	71,63	0,653	GGA	82,43	4,21	VTG	90,32	1,19	BT	77,60	0,25	VTG	4,1
T02	na	na	na	63,17	0,485	VTG	83,71	0,68	BT	47,91	0,49	GGA	8,0
T03	49,37	0,127	GGA	55,61	0,18	VTG	68,20	0,19	BT	82,69	2,02	BT	10,3
T04	na	na	na	41,64	2,26	VTG	59,36	0,33	BT	72,55	1,66	VTG	17,0
T05	na	na	na	29,25	0,97	VTG	50,28	0,40	BT	70,62	0,16	VTG	20,6
NM	82,72	-	GGA	na	na	na	84,74	-	BT	85,28	-	VTG	-
NJ	77,18	-	GGA	83,73	-	VTG	84,95	-	BT	na	na	na	-

As informações coletadas foram enviadas para o software Velocity Mapping Toolbox –VMT (versão 4.09, PARSONS et al., 2013), no qual foi possível gerar o perfil transversal médio de Backscatter (BS), velocidade primária (Vp) e velocidades transversais (Vt). A Vp possui como referência o fluxo para jusante. A Vt foi adquirida a partir da velocidade transversalmente ao fluxo da seção transversal média, com o objetivo de observar movimentos de convergência/divergência e ascendência/subsistência no fluxo da seção (PARSONS et al., 2013).

3.1. Dados Batimétricos

Dados batimétricos são importantes no estudo da geomorfologia dos rios e na modelagem hidráulica, constituindo um parâmetro de entrada do modelo HEC-RAS. A coleta deste tipo de informação foi feita, simultaneamente, com duas embarcações, com o ADCP WorkHorse Rio Grande 600 khz (Teledyne RD Instruments) em cada uma, ambos georreferenciados com GPS Trimble R4 RTK.

O levantamento batimétrico foi realizado no dia 08 de março de 2019 (altitude ortométrica do rio Negro na régua de Manaus: 18,72 m) em um padrão amostral que permitiu cobrir a área de estudo de forma mais rápida. Foram percorridos 48,21 km no rio Tarumã-Açu e 52,13 km no rio Negro, que totalizou 100,34 km e 148.846 pontos batimétricos coletados. Os pontos foram exportados para o software VMT e convertidos em elevação do leito com o nível da água como referência. O nível da água foi obtido com um terceiro GPS Trimble R4 acoplado ao teto da embarcação, previamente programado para adquirir um ponto a cada 20 segundos (682 pontos coletados) e pós-processados através do método do Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) (IBGE, 2019). A altitude elipsoidal obtida com o PPP foi convertida em altitude ortométrica somando ao modelo de ondulação geoidal médio de 11,731 m (modelo de geoide EGM08, disponível em: <<http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008>>). Dos 682 pontos batimétricos coletados, 10% foram selecionados aleatoriamente para estimar a raiz quadrada do erro médio (RMSE) da superfície batimétrica interpolada.

Para delimitar as margens do canal e a planície de inundação, foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) de imagens do satélite ALOS (sensor PALSAR) adquiridas em 23 de janeiro de 2011, disponível no endereço eletrônico <<http://vertex.daac.asf.alaska.edu>>. O MDE foi recortado, referenciado ao nível do mar e tratado para remoção de pixels inconsistentes e anomalias de altitude (OLIVEIRA, 2017). Os rios Negro e Tarumã-Açu foram extraídos e o MDE foi transformado para pontos, que por sua vez, foram unidos com o conjunto de pontos batimétricos. O conjunto de pontos do MDE e batimetria foram, então, interpolados pelo método Topo-to-Raster.

A interpolação Topo-to-Raster é um método desenhado para a criação de MDE hidrológicamente corrigidos (HUTCHINSON, 1989). É baseado no programa ANUDEM que utiliza pontos de elevação em uma técnica de interpolação por finita diferença iterativa (PANHALKAR; JARAG, 2015). ANUDEM tem um bom desempenho para interpolação em áreas de curso d'água (ARUN, 2013), podendo produzir um MDE mais realístico e consistente quando comparado a outros métodos de interpolação, como natural neighbour e inverse distance weighted (SALEKIN et al., 2018).

3.2. Modelagem hidráulica com o HEC-RAS

Com base nas informações de vazão, nível da água e batimetria se tornou possível analisar o efeito de barramento hidráulico através da modelagem hidráulica do canal principal. Para isso, foi escolhido o software HEC-RAS (versão 5.0.5) pela sua larga aplicação em todo mundo (PATEL; GUNDALIYA, 2016) gratuidade e interface intuitiva de fácil manuseio (KANE et al., 2017). O HEC-RAS consiste de uma representação matemática de processos físicos que ocorre durante o fluxo de um rio sobre um canal. Estes processos físicos podem ser descritos pelas equações de conservação de momentum e conservação de energia (BRUNNER, 2016).

A construção do modelo consiste no desenho geométrico das feições do canal e planície de inundação, aplicando seções transversais de maneira perpendicular ao canal. As características geométricas das seções transversais foram obtidas da batimetria interpolada. Adicionalmente 83 seções transversais foram projetadas no rio Tarumã-Açu e 11 no Rio Negro, de modo a obter uma seção transversal no mesmo local das seções observadas T01, T02, T03 e T04. A seção T05 não foi incluída devido as dificuldades de acesso do período.

O cálculo do nível da água foi realizado em cada seção transversal através da equação da energia (equação 1). Admite-se que o ângulo da confluência entre os rios estudados altera o nível da água (SONG et al., 2017), assim a equação do momentum (BRUNNER, 2016) foi utilizada para o cálculo do nível da água na região de encontro entre os rios Tarumã-Açu e Negro. Devido a aquisição dos dados de entrada do modelo (vazão e nível da água) se dar em uma escala temporal de meses, assumiu-se o escoamento no canal como permanente e unidimensional.

$$Z_2 + Y_2 + \frac{\alpha_2 V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \frac{\alpha_1 V_1^2}{2g} + h_e \quad (1)$$

Em que 1 e 2 representam dois pontos com uma certa distância um do outro num dado seguimento do rio, V_1 e V_2 são as velocidades médias ($m.s^{-1}$) da seção transversal, α_1 e α_2 são os coeficientes de ponderação da velocidade, g é a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$), Z_1 e Z_2 são as elevações do canal principal (m), Y_1 e Y_2 são as profundidades das seções transversais (m) e h_e é a perda de energia (maiores detalhes em BRUNNER, 2016).

As perdas de Energia são avaliadas pela fricção, utilizando o coeficiente n na equação de Manning (equação 2). Esse coeficiente depende de elementos como rugosidade superficial, vegetação, irregularidades e alinhamento do canal, suspensão e deposição de sedimento, obstruções, forma e tamanho do canal, sedimento em suspensão e no leito (BRUNNER, 2016). Por isso, coeficiente de rugosidade n de Manning para o canal é um parâmetro que precisa ser calibrado e validado.

$$Q = \frac{1}{n} A R^{2/3} S^{1/2} \quad (2)$$

Em que Q é a vazão ($m.s^{-1}$), n é o coeficiente de Manning, A é a área da seção (m^2), R é o raio hidráulico (razão entre a área molhada e o perímetro molhado da seção transversal, em metros) e S é a declividade da linha d'água.

O processo de calibração do coeficiente n foi realizado em condição de contorno de vazões e níveis d'água nas seções T01 a T04 no rio Tarumã-Açu, obtidos nos dias 22-dez e 16-fev. O nível da água empregado aqui foi obtido através de uma aproximação: somou-se a profundidade média obtida com o ADCP com a altitude média do leito de cada seção. Essa simplificação foi necessária devido ausência de dados de cota no rio Tarumã-Açu. A calibração então foi feita variando o coeficiente n no canal de 0,005 até 0,155 com 0,005 de acréscimo, totalizando 31 simulações.

Selecionou-se o valor que apresentou o menor RMSE e maior coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE). O mesmo processo foi feito para o trecho do rio Negro, utilizando o nível da régua de Manaus (triângulo amarelo na Figura 1c) - estação fluviométrica 14990000 da Agência Nacional de Águas, coordenadas $3^\circ 8' 17,88''S$ $60^\circ 1' 37,92''W$ (ver Tabela 2). A cota da régua foi subtraída de 7 m para ser referenciada ao nível do mar (MOREIRA, 2016). A diferença entre a cota obtida na régua e da área de estudo pode ser considerada desprezível, devido à baixa declividade da linha da água nesta região (FILIZOLA et al., 2009).

Tabela 2. Vazão (Q), velocidade média da seção (V), área da seção (A), temperatura média (T) e nível do rio Negro na régua de Manaus (14990000), referenciado ao nível do mar. NM e NJ são as seções do rio Negro a montante e a jusante da foz do rio Tarumã-Açu, respectivamente.

	04-nov		22-dez		16-fev		16-mai	
	NM	NJ	NM	NJ	NM	NJ	NM	NJ
Q (m³ s⁻¹)	13387	13753	na	16912	18900	18500	34600	na
V (m s⁻¹)	0,173	0,227	na	0,146	0,129	0,13	0,196	na
A (m²)	77250,7	60705,1	na	115503	146677	142540	176410,3	na
T (°C)	31,6	31,9	na	30,1	30,8	31,4	29,5	na
Nível(m)	10,08		14,88		18,07		21,23	

O processo de validação consistiu na comparação dos valores modelados com o de nível da água do rio Tarumã-Açu observados nos dias 22-dez, 16-fev e 16-mai. Empregou-se dos dados de vazão como condição de contorno na seção mais a montante do rio Tarumã-Açu e nas seções mais a montante e a jusante do rio Negro.

Para avaliar o modelo foi utilizado o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) e o desvio percentual (PBIAS) (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1999). O NSE mais próximo de 1 (ou 100%) indica melhores resultados. O PBIAS pondera a tendência que a média dos valores simulados tem em relação aos observados (PBIAS > 0 indica uma subestimação do modelo e PBIAS < 0 uma superestimação; PBIAS = 0 é considerado o ideal). A raiz quadrada do erro médio (RMSE) também foi utilizado para quantificar o erro.

Para investigar os efeitos do barramento hidráulico sobre o nível da água do rio Tarumã-Açu, alterou-se a vazão a montante do rio Tarumã-Açu em 5, 20, 50, 80, 100, 150 e 200 m³ s⁻¹, sob a condição de contorno de declividade do leito. Simultaneamente, o nível do Rio Negro era alterado de 7 até 23 m, a cada 1 m, mantendo as condições de vazão média de 26.700 m³.s⁻¹ (LARAQUE; GUYOT; FILIZOLA, 2009), totalizando 112 simulações.

4. Resultados e Discussões

4.1. Análise das seções transversais

Como forma de reconhecer a influência do rio Negro (RNE) sobre o rio Tarumã-Açu (RTA), a Figura 2 mostra a velocidade média primária e transversal e o backscatter (BS) da seção T01, aquela mais jusante no RTA, cerca de 4 km distante de sua foz. Os vetores VT apontam uma divergência de fluxo entre essas regiões. A seção medida no dia 04-nov apresentou VP negativa de até 0,10 m.s⁻¹ próximo a margem esquerda e próximo ao leito, coincidindo com baixos valores de BS neste local.

As demais medições também mostraram fluxo no sentido montante, seguido de baixos valores de BS, típicos do RNE (TURQUETTI; IANNIRUBERTO, 2017), que mudam gradualmente para a margem direita (Figura 2B), predominando nas regiões mais superficiais do canal. Ao contrário do dia 04-nov (menor nível da água, Tabela 2), a medição do dia 16-mai (maior nível da água) apresentou uma concentração de VP negativo na margem direita, com um contraste de BS bem definido neste local. Enquanto isso, as VP's positivas se concentram nas partes inferiores das seções e se apresentam maiores próximos ao fundo. Este comportamento não é comum em canais naturais, pois o atrito com o leito provoca velocidade do fluxo reduzida próximo ao fundo, acelerando aos poucos em direção a superfície (LEOPOLD, 1953).

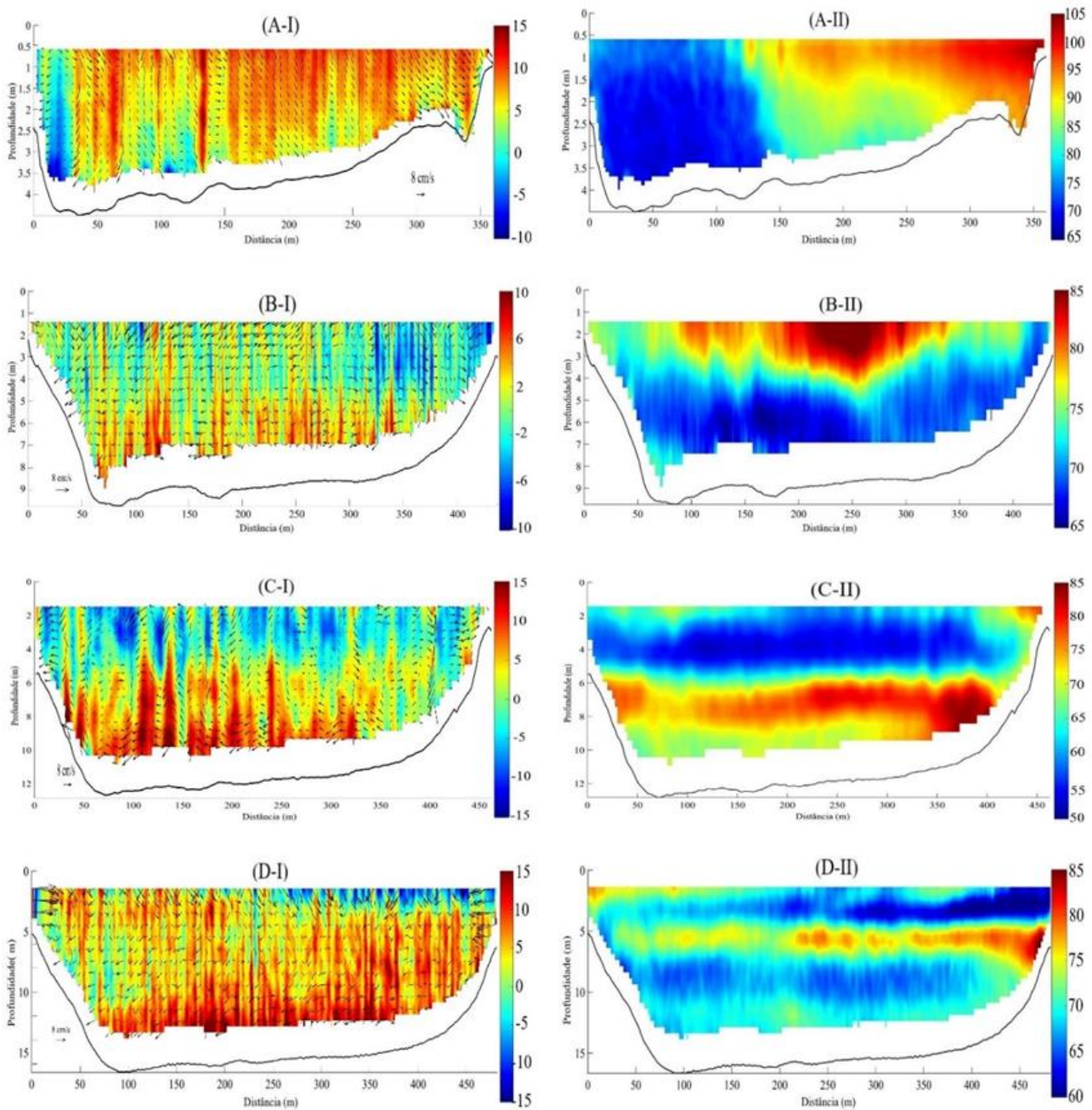


Figura 2. Seção transversal T01. A= 04-nov; B=22-dez; C=16-fev; D=16-mai. I= Velocidade primária média (10^{-2} m.s⁻¹) e velocidade transversal; II= Backscatter (dB). A distância referida nas abscissas é em relação a margem esquerda.

Conforme a cota do RNE aumenta, a VP negativa próximo a superfície avança para as demais seções (Figura 3) do RTA. Acompanhado de valores de BS em torno de 60 a 75 dB, esse fluxo se torna menos veloz e gradativamente mais superficial. Os maiores índices de BS se concentram na metade mais profunda das seções, contudo foi se tornando gradativamente mais uniforme nas seções mais a montante. Os valores de VP's positivos atingiram máximos de $\sim 0,15$ m.s⁻¹ e foram acompanhados de BS variando de 75 a 85 dB. Esses resultados evidenciam que os maiores valores de BS podem ser identificados como uma assinatura da água do RTA, enquanto menores são relacionados a presença de água do RNE. As VT's são lentas (da ordem de 0,08 m.s⁻¹) e descendente mais perto das primeiras seções, indicando uma mistura gradativa entre os rios. As seções transversais que não se observam fluxos negativos (não mostradas aqui) oferecem comportamento esperado de um canal natural, ou seja, maiores velocidades no centro da seção e BS mais homogêneo.

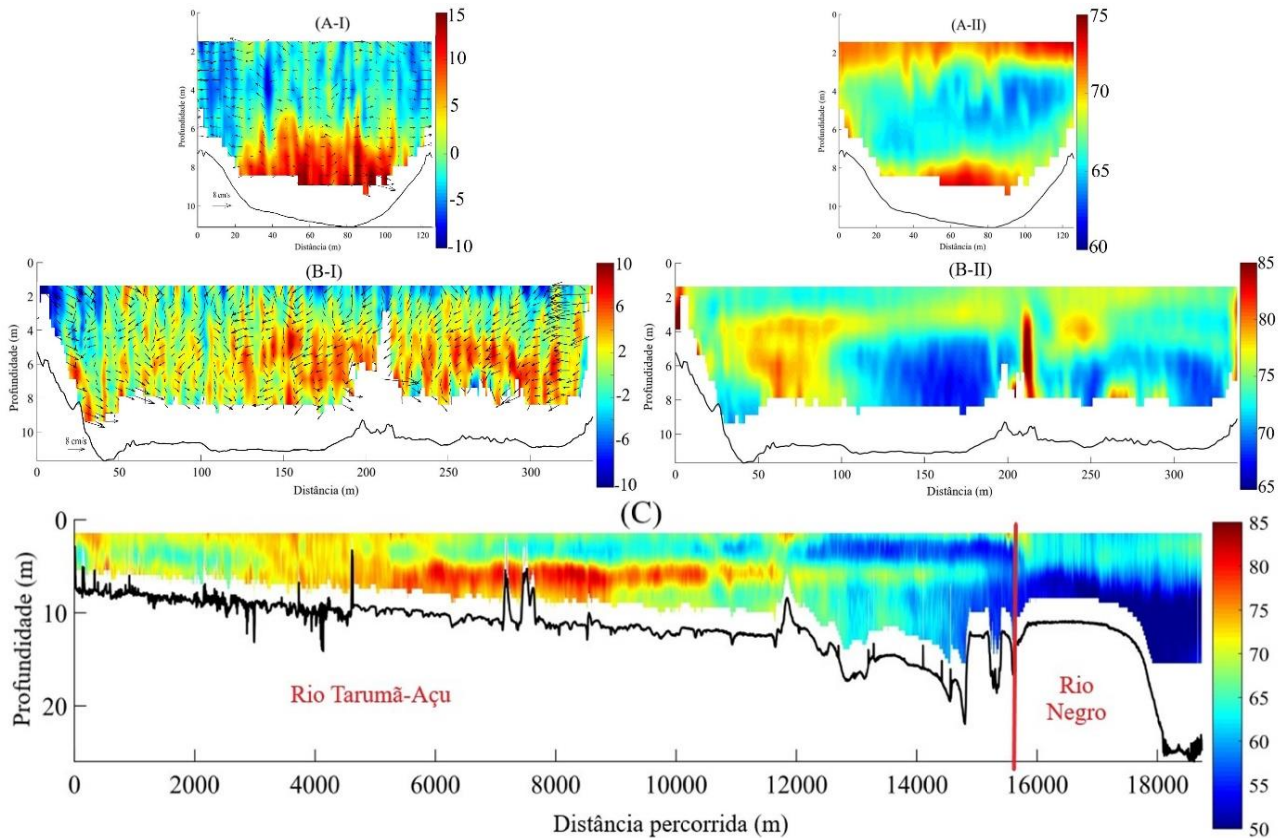


Figura 3. Seções mais a montante onde nota-se velocidade negativa: A= Seção T02, 16-fev e B= Seção T04, 16-mai; A distância referida nas abscissas é em relação a margem esquerda. C = Perfil longitudinal de backscatter (dB) do rio Tarumã-Açu até o rio Negro, 08 de março de 2019. I= Velocidade primária média (10^{-2} m.s⁻¹) e velocidade transversal; II= Backscatter (dB).

No dia 16-maio, a VP negativa superficial demonstrava que a entrada de água do RNE alcança a seção T04 (Figura 3B), a 17 km a montante da foz. Ao ser realizado a batimetria no dia 08-fev, extraiu-se um perfil longitudinal de 15 km do RTA e de 3 km na margem esquerda do RNE (Figura 3C). Em conformidade com este perfil, o RNE, que apresentava nível de 18,72 m de altitude (na régua de Manaus), adentra, aproximadamente, 9 km a montante da foz e mistura-se nos primeiros 3 km com o rio Tarumã-Açu. Como pode ser visualizado na Figura 4, as demais seções nas quais não se registrara o fluxo negativo ainda podem ser afetadas pelo efeito de barramento hidráulico.

Verifica-se na Figura 4 a relação entre as velocidades médias, área e vazão nas seções transversais, constituindo indicativo do avanço do barramento hidráulico. As velocidades médias do rio Tarumã-açu são extremamente baixas, não ultrapassam 0,18 m.s⁻¹ no dia 04-nov e, em geral, tendem a diminuir fortemente no sentido montante - jusante. Ao passo que o nível da água do RNE subia, a velocidade das seções diminuía, exceto na seção T05 que se manteve aproximadamente constante durante o período de medições. A seção T03 apresentou maior velocidade média entre as seções, com exceção do dia 16-mai (seção T01).

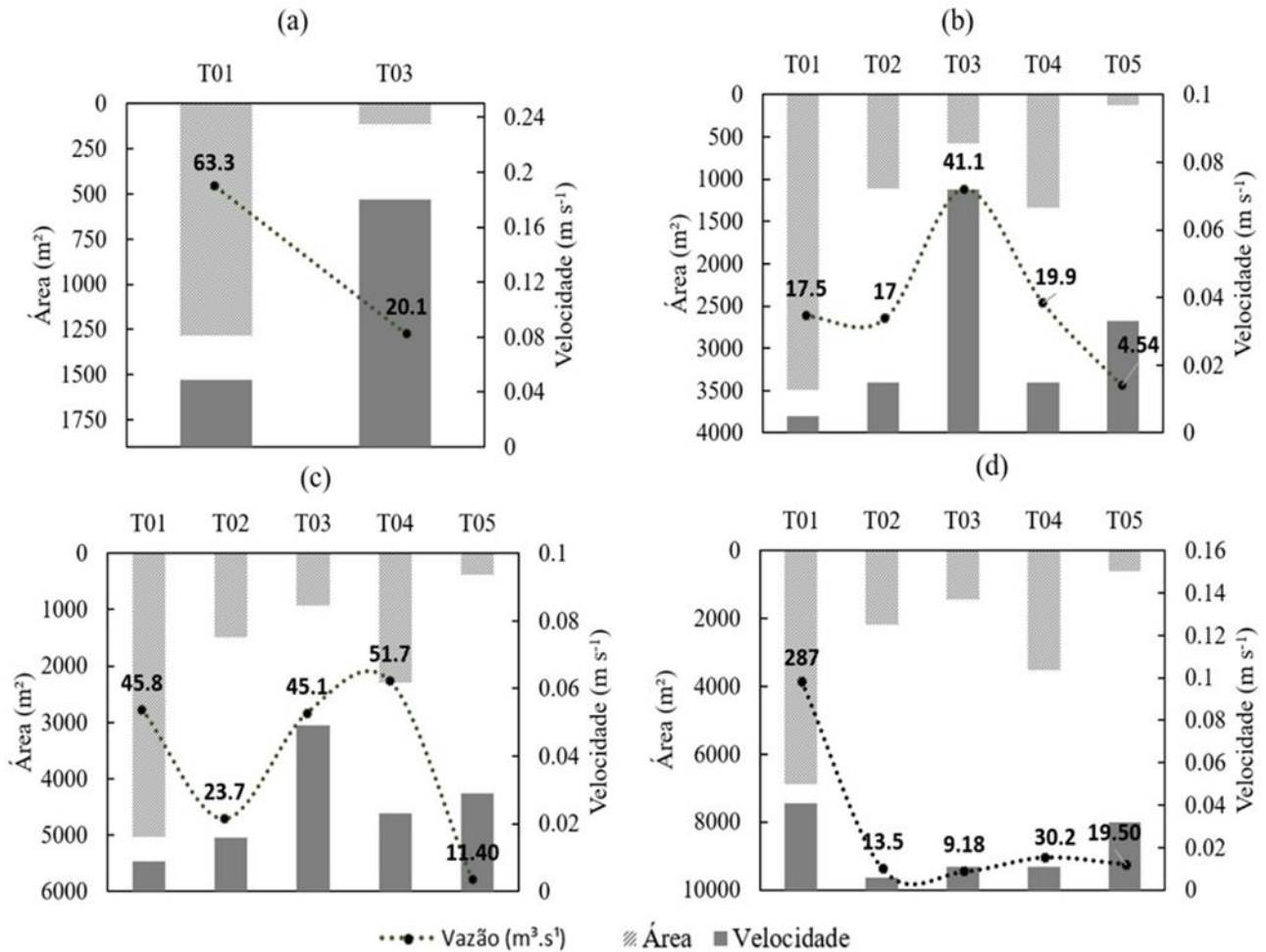


Figura 4. Valores de Vazão (linha pontilhada, m³.s⁻¹), área (cinza claro) e velocidade (cinza escuro) das seções transversais do rio Tarumã-Açu nos dias (a) 04-nov, (b) 22-dez, (c) 16-fev e (d) 16-mai.

O aumento na área da seção resultou no acréscimo da vazão entre as seções T02 e T01 no dia 16-mai (Figura 4d), aliado ao aumento da velocidade. Isso ocorre, provavelmente, ao acréscimo de vazão pelo tributário situado entre essas seções (Igarapé da Bolívia). Essa interação entre velocidade e área leva para um quadro em que a vazão não aumenta necessariamente no sentido jusante. Assim, a vazão não aumenta diretamente com o avanço do período de cheia. A correlação linear da vazão com a velocidade, profundidade largura e temperatura pode ser observada na Tabela 3.

Tabela 3. Correlação linear (r) entre a vazão e a velocidade, profundidade, largura e temperatura nas seções do rio Tarumã-Açu e no rio Negro. Esta é uma tabela. As tabelas devem ser colocadas no texto principal próximo à primeira vez em que são citadas.

	R. Negro	T01	T02	T03	T04	T05
Velocidade	0,111	0,558	0,819	-0,032	0,792	-0,194
Profundidade	0,793	0,718	-0,997	-0,199	0,250	0,999
Largura	0,588	0,354	-0,913	0,082	0,510	0,790
Temperatura	-0,810	0,328	-0,680	-0,238	0,558	0,966

A seção T01 possui a vazão bem correlacionada com a velocidade, além da profundidade (Tabela 3), apesar de ser a seção mais a jusante do RTA. A vazão da seção T02 também se correlacionou muito bem com a velocidade, todavia de forma negativa com a profundidade e largura, indicando que a vazão diminui mesmo com o aumento da área da seção.

A seção T03 exibiu um comportamento peculiar, não demonstrou uma boa correlação da vazão com nenhuma variável. Esta é a seção que teve o maior acréscimo na largura (64,3 m) e maior mudança na velocidade média (0,17 m.s⁻¹) (Figura 5). O que resultou em um aumento de vazão nos dias 04-nov, 22-dez e 16-fev e uma grande redução no dia 16-mai. Estes comportamentos podem ser explanados pela localização da seção, que está aproximadamente do meio da área de estudo, onde, nos primeiros dias, não era atingida pelo efeito do barramento hidráulico (Figura 6). Semelhante aconteceu com a seção T04, entretanto de maneira mais tardia. Dessa forma, ainda pode ser observado uma boa correlação positiva com a velocidade e com a largura nesta seção.

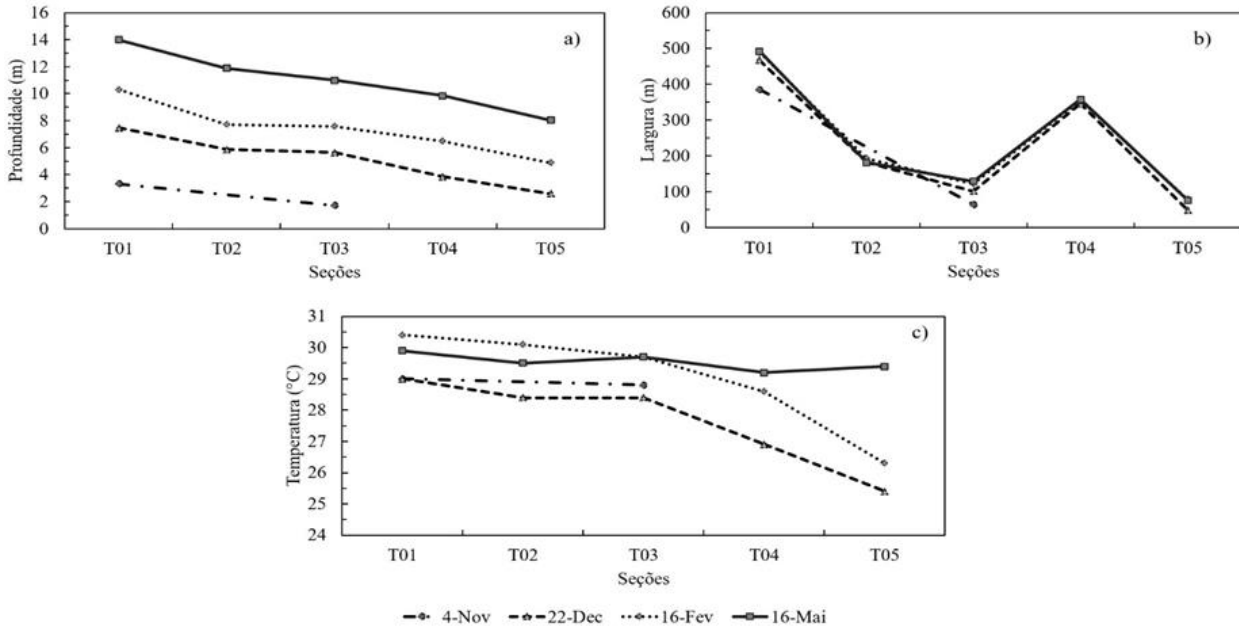


Figura 5. Profundidade (a), largura (b) e temperatura (c) média das seções transversais do rio Tarumã-Açu.

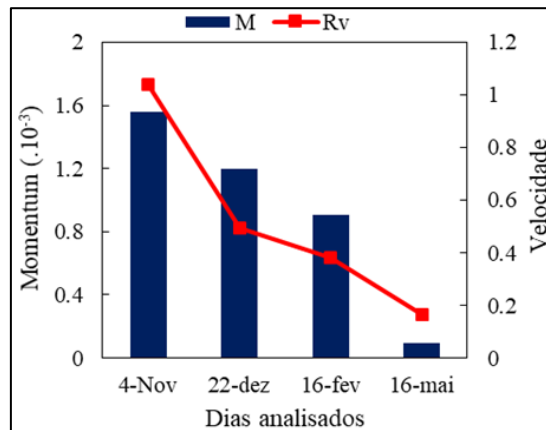


Figura 6. Razão do fluxo de momentum (M) e razão das velocidades médias (Rv) entre o rio Negro e o rio Tarumã-Açu.

A seção T05 foi a única em que se notou acréscimo constante da vazão, que pode ser relacionado a área da seção (profundidade e largura), visto que a velocidade permaneceu praticamente constante. Outro elemento que aumentou com a vazão foi temperatura da superfície da água, ao contrário do rio Negro, onde a temperatura diminuía levemente conforme a vazão aumentava, indicando que o motivo da mudança de temperatura de ambos os rios é diferente.

Comparando os dados da Figura 4 e Figura 5, tem-se que o acréscimo da área (Figura 4) ocorreu devido ao aumento da profundidade, visto que a largura pouco se altera. De acordo com Latrubesse e Franzinelli (2002), isso caracteriza o RTA como um rio que apresenta margens estáveis ou confinado no vale fluvial. Latrubesse (2008) observa ainda que isto é um comportamento comum nos rios da Amazônia. Importante ressaltar que o

comportamento da vazão também é alterada por outras variáveis não contempladas neste estudo, como a resistência ao fluxo e a declividade do leito.

Na Figura 5c constata-se as mudanças espaciais na temperatura da superfície da água dos rios Negro e Tarumã-Açu. Maiores temperaturas da água do RTA foram observadas no sentido a jusante, com uma variação de 3,6°C no dia 22-dez, 4,1°C no dia 16-fev e 0,5 °C no dia 16-mai, entre as seções T05 e T01. Esta mudança da temperatura também foi observada por Souza (2007). É praticável dizer que isto acontece devido a troca térmica com o RNE, mais aquecido (Tabela 2), uma vez que ele entra pela superfície do RTA. Em casos de rios vagarosos, pode-se afirmar que a diferença de densidade é um fator que afeta a taxa de mistura entre ambos (RAMÓN et al., 2013) e águas mais aquecidas e menos densas tendem a permanecer próxima da superfície (como visto nas Figuras 2 e 3). As temperaturas das seções mais a montante se elevam à medida que o RNE avança, de forma que no dia 16-mai todo o local de estudo possui temperatura muito similar. Este aumento da temperatura pode causar mudanças nas características físico-químicas da água, como alteração na taxa evaporação, aumento de atividade microbiana e decréscimo da solubilidade de gases como O₂ e CO₂ (BOYD, 2015).

Frisa-se também que é possível a temperatura da água aumentar devido a atividade antrópica na parte da bacia urbanizada. Santos et al. (2015) mostrou que qualidade da água dos tributários do RTA localizados em zona urbana sofrem com o despejo inadequado de efluentes domésticos. Contudo, de acordo com Santos et al. (2006), essa poluição decai no canal principal do rio no sentido jusante. Essa constatação está de acordo com Pinto et al. (2009), onde o RNE possui boa capacidade de diluição de poluentes vindas de seus tributários. À vista disso, é mais provável que o aquecimento visto no RTA seja motivado pelo avanço do RNE.

As evidências desse avanço podem ser vistas no estudo de Souza (2007). A autora aplicou o índice de integridade biótica (índice que avalia a qualidade dos recursos aquáticos utilizando diversos parâmetros da ictiofauna) no RTA e constatou um decaimento para a jusante. Ainda conforme a autora, algumas espécies de peixe, como o do gênero *Bryconops*, típicos de igarapés e abundantes no RTA, são intolerantes a altas temperaturas e estão mais presentes no período de vazante do que na cheia.

A extensão da entrada do RNE sobre o RTA é intimamente ligada a razão de fluxo de momentum M (razão entre o produto da velocidade e vazão do tributário e rio principal), o ângulo da confluência (100° em relação a montante), a geomorfologia dos canais e o sedimento em suspensão e de leito (RAMÓN et al., 2013; SONG et al., 2017; TREVETHAN et al., 2015). Na Figura 6, distingue-se os valores de M entre a seção NM (ou NJ na sua ausência), e as seções do RTA em que não foram observados fluxo negativo (seção T05 para o dia 16-maio e T03 para os demais dias analisados).

A razão de fluxo momentum é muita baixa devido à grande diferença entre as vazões dos rios. A linha vermelha representa a razão das velocidades médias (R_v) das seções supracitadas, refletido a relação entre as forças inerciais dos rios (RAMÓN et al., 2013). Em ambos as grandezas, a diferença aumenta conforme o período de cheia do RNE avança. No dia 04-nov o R_v obtido foi de 1,04, indicando que, ao menos no período seco, a partir da seção T03 (10,3 km da foz), o RTA pode resistir ao avanço do RNE.

4.2. Análise dos dados batimétricos

Os pontos batimétricos foram interpolados com 5 m de resolução e pode ser vista na Figura 7. Erros na batimetria são difíceis de quantificar, mas tendem a ser aceitáveis na modelagem hidráulica (TRIGG et al., 2009). A comparação dos resultados obtidos com os interpolados retornou um RMSE de 0,33 m. A estrutura dos canais mostra uma declividade do leito de 0,00033 m.m⁻¹ no RTA e de RNE 0,00034 m.m⁻¹. Concentrados próximos a margem esquerda, buracos profundos (“pools”) podem ser encontrados na jusante do RTA, indicando uma zona de desgaste no leito (RHOADS; RILEY; MAYER, 2009).

A elevação do leito do RNE varia de 14,84 a -14,12 m com média de 0,27 m, o que indica que parte do canal está abaixo do nível do mar. Já no RTA esta variação é de 11 até -3 m, com de média 8,31. Curiosamente, a região à esquerda do canal do RNE possui um nível maior do que os últimos 4 km do canal do RTA. Segundo Ribeiro et al. (2012), a discordância entre os leitos de dois rios pode dar origem a uma estrutura de fluxo de duas camadas na zona de confluência (Figura 2). Mais detalhes sobre a geomorfologia do rio Negro podem ser consultados nos estudos de Franzinelli e Igreja (2002), Irion, Junk e Mello (1997) e Latrubesse e Franzinelli (2002).

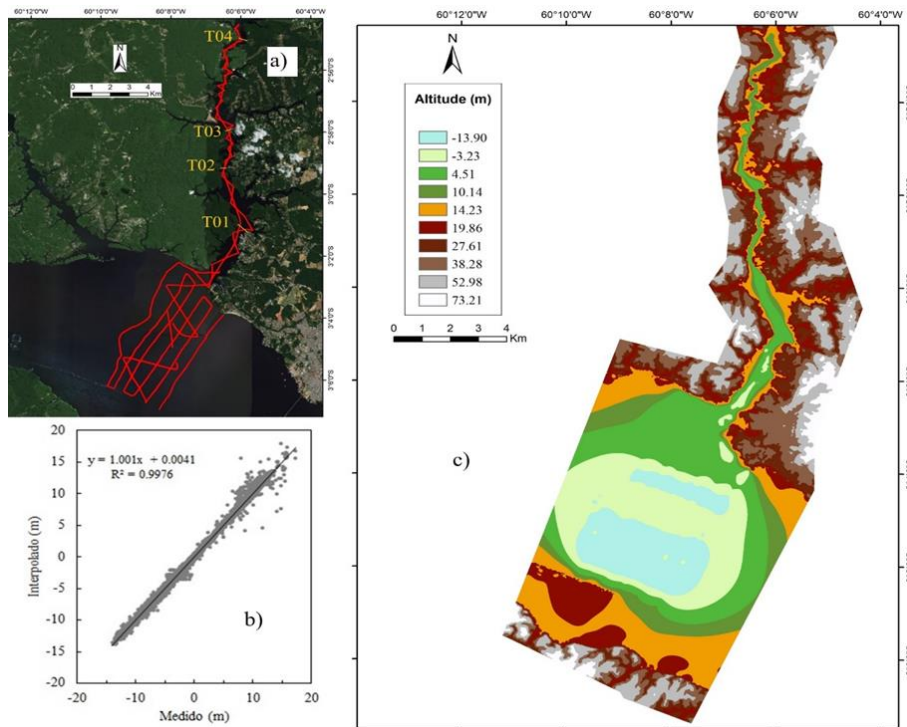


Figura 7. (a) Rota da coleta de dados batimétricos; (b) Gráfico de dispersão dos pontos observados (10% do total) pelos interpolados; (c) Modelo Digital de Terreno interpolado com a batimetria e a altimetria ALOS/PALSAR.

4.3. Calibração e validação do modelo

Realizou-se o processo de calibração do coeficiente de rugosidade *n* de Manning com os dados dos dias 22-dez e 16-fev utilizando os dados de batimetria. Para o RTA, o resultado que retornou o menor RMSE (0,56 m) e maior NSE (78,72%) foi 0,155, valor típico de rios com leito irregular e densamente vegetados (CHOW, 1959). O RNE se mostrou menos sensível a mudança deste coeficiente, coincidindo as medidas observadas e modeladas com *n* entre 0,01 e 0,035. Uma estimativa próxima foi obtida por Leon et al. (2006) que utilizou curvas-chave adquiridos de dados altimétricos e obteve um *n* de 0,039. Latrubesse (2008) também sugere *n*=0,030 para a maior parte dos grandes rios da Amazônia. Com base nas características do canal do RNE, Getirana et al. (2010) utilizou *n*=0,030 para realizar modelagem hidrológica na bacia com o modelo MGB-IPH. Desta forma, 0,030 foi escolhido como coeficiente de rugosidade *n* no trecho do rio Negro estudado.

Tabela 4. RMSE e PBIAS para as seções transversais e dias utilizados para a validação.

Seções	RMSE (m)	PBIAS (%)
T01	0,25	0,68
T02	0,53	-0,12
T03	0,72	2,89
T04	0,39	1,87
Dia		
22-Nov	0,70	3,74
16-Fev	0,39	3,19
16-Mai	0,34	1,28

O nível da água em cada seção foi estimado realizando a somatória do nível do leito com a profundidade média e, ao compará-los com o nível da água modelado, resultaram em um RMSE geral de 0,50 m. A maior diferença entre o valor observado e modelado foi de 1,21 m, na seção T03 do dia 22-dez (Figura 8). Da mesma forma, na seção T03, foi obtido o RMSE mais elevado entre as seções, 0,72 m (Tabela 4). O RMSE diminui conforme a cheia avançava, com o maior valor no dia 22-nov (0,70 m), o que indica que o modelo representa bem o efeito de barramento hidráulico. Estes valores de erro podem ser considerados baixos ao compará-los com a profundidade média observada, que variou de 1,73 a 11 m (amplitude de 9,27 m).

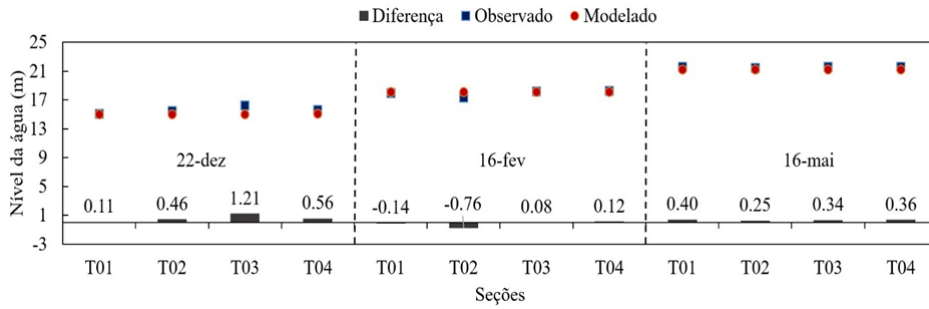


Figura 8. Nível da água observado (quadrados azuis) comparado com o nível da água modelado (círculos vermelhos) e a diferença entre eles (colunas cinzas), em cada seção, para os dias 22-dez, 16-fev e 16-mai.

De acordo com o PBIAS geral (1,34%) há uma tendência de subestimação do nível da água pelo modelo. Individualmente, por seção e por dia, o PBIAS foi baixo (menor que 10%), além disso, o NSE foi de 96,02%, o que avalia o desempenho do modelo como muito bom (MORIASI et al., 2007). As principais fontes de incertezas podem ser atribuídas a: modelo não levar em consideração a declividade da linha d’água do RNE ao utilizar as cotas da régua de Manaus (FILIZOLA et al.; 2009); estimativa de vazão das regiões das seções transversais não medidas pelo ADCP (DESPAX et al., 2018); estimativa do nível da água observada pela somatória do nível do leito mais a profundidade média; incertezas devido ao coeficiente de n de Manning ser constante para todas as seções, em todos os dias (PAPPENBERGER et al., 2005; TIMBADIYA; PATEL; POREY, 2011); incertezas do método PPP e de processamento dos dados GPS (NASCIMENTO et al. 2017); a coleta e interpolação da batimetria.

4.4. O efeito do barramento hidráulico sobre o nível da água do rio Tarumã-Açu

A seção T01 é menos sensível as mudanças na vazão, por estar mais perto da foz. Na ocasião em que o nível do RNE já ultrapassa 10 m, o controle da vazão na cota desta seção é baixo. Destaca-se que a avaliação aqui feita não levou em consideração contribuição de vazão dos tributários ao longo do trecho, por consequência, o nível desta seção pode aumentar, como já visto na Figura 4. A Figura abaixo (Figura 9) expressa a influência do nível do RNE diante das mudanças de vazão a montante do RTA, no nível da água nas seções estudadas.

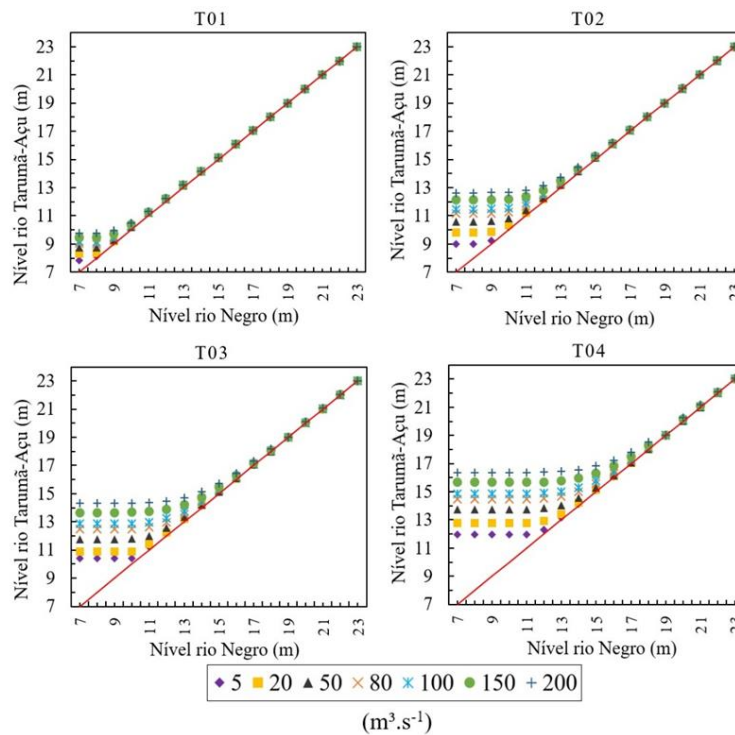


Figura 9. Simulações de sensibilidade. Os marcadores assinalam o nível da água na seção sob determinada vazão do rio Tarumã-Açu, conforme o nível da água do rio Negro se altera. A linha vermelha indica o momento em que ambos os rios possuem o mesmo nível da água.

O enfraquecimento do barramento hidráulico está ligado a distância da foz, indicado nas seções T02, T03 e T04. Nota-se que as maiores vazões denotam a capacidade de resistência do RTA, mas mesmo com uma vazão improvável de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ os rios entram em fase, isto é, ocorre sincronização do nível da água (linha vermelha da Figura 9), no momento que o RNE atinge 19 m. Na seção T04, a interferência do barramento hidráulico é imperceptível até que a elevação do RNE alcance 11 m.

De acordo com os dados das cotas médias da régua de Manaus (ANA- Agência Nacional de Águas, 2019), que possui informações desde o ano de 1902, o RNE normalmente passa a marca dos 19 m em cinco meses do ano - de abril a agosto. Sincronamente, nesse intervalo, os meses de junho a agosto (além do mês de setembro) marcam a época de redução de chuva na região (ANTONIO, 2017), o que indica este momento como o de maior influência do RNE sobre o RTA. No entanto, as mínimas cotas do RNE (abaixo de 12 m) situam-se nos meses de outubro e novembro, início do período chuvoso na região, o que distingue como momento em que o RTA tem maior possibilidade de resistir aos efeitos do RNE. Todavia, como visto na Figura 9 mesmo neste período, os primeiros 4 km do RTA estão sob atuação do barramento hidráulico. A partir de 8 km da foz o RTA ainda pode ser afetado pelo barramento hidráulico, porém em menor escala, se as vazões forem menores que $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A 17 km da foz o efeito do barramento é pouco notado, mesmo em vazões baixas ($< 20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

A desaceleração do fluxo que ocorre no RTA, no período de cheia, o faz possuir características de um lago de Ria (BERTASSOLI et al., 2017; IRION et al., 2011), onde os sedimentos finos vindos de montante se depositam. Os sedimentos que entram ao canal podem causar assoreamento que, entre outros efeitos, prejudicam a navegação. Melo, 2018 e Silva, 2005 apontam para a existência de extração de areia ilegal na bacia, forte fator que agrava o fenômeno do assoreamento. Albuquerque e Gavinho (2004) indicam que o solo arenoso presente na bacia do Tarumã-Açu é muito erodível se submetidos às pressões antrópicas. Braga et al. 2012 mostram que alguns canais tributários do RTA já desenvolvem um processo de assoreamento e aponta o desmatamento e a urbanização desordenada como possíveis causas.

Como base nos resultados obtidos, pode-se delimitar o trecho do RTA em três regiões (Figura 10), como base na interação com o RNE. A região I (primeiros 4 km a montante da foz) a entrada de água do RNE está sempre presente devido a diferença de nível entre os leitos dos rios e a geometria dos canais, com um ângulo muito obtuso da confluência (100° em relação a montante do RNE). Nesta região, está a maior parte do tempo sob efeito do barramento hidráulico e só ficará livre em eventos extremos de seca ($< 9 \text{ m}$), como a que aconteceu em 2010 (ANA, 2019).

Na região II (entre 4 e 17 km a montante da foz) as condições de nível e vazão de ambos os rios determinam o quanto ela é afetada. Em período de água baixa a maior intervenção do RNE advém do barramento hidráulico, mas este efeito diminui junto com sua cota. Há intrusão de água do RNE em período de cheia e ocorre mistura de ambos, havendo troca de energia térmica e mecânica.

A Região III ($> 17 \text{ km}$ a montante da foz), a montante da seção T04, é a menos afetada pelo RNE. Sofre interferência do barramento hidráulico no período de águas altas, mas dificilmente receberá intrusão pelo RNE, pois a rugosidade das margens do canal deve desacelerar seu avanço. Infelizmente, não há dados suficientes para estimar a total extensão do barramento hidráulico, mas é provável que se estenda por vários quilômetros a montante da área de estudo, dado que a declividade do leito não é muito elevada.

5. Conclusões

Este trabalho aprestou dados e informações inéditas sobre a dinâmica hidrologia do rio Tarumã-Açu, o maior rio da zona urbana de Manaus, bem como suas interações com o Rio Negro. As vazões do rio Tarumã-Açu são baixas e tendem a diminuir de montante para jusante, acompanhando uma tendência de redução da velocidade média e aumento da área do canal. A largura pouco varia conforme o nível da água aumenta, logo a profundidade desempenha papel expressivo no aumento da área das seções. O backscatter do sinal ADCP e velocidade primária das seções indicam que ocorre influxo do rio Negro sobre o rio Tarumã-Açu, de maneira lenta, que se estende por, ao menos, 17 km da confluência. Como não foi realizada medição no período de pico no nível do rio Negro, não se pode definir a totalidade deste avanço sobre o Tarumã-Açu.

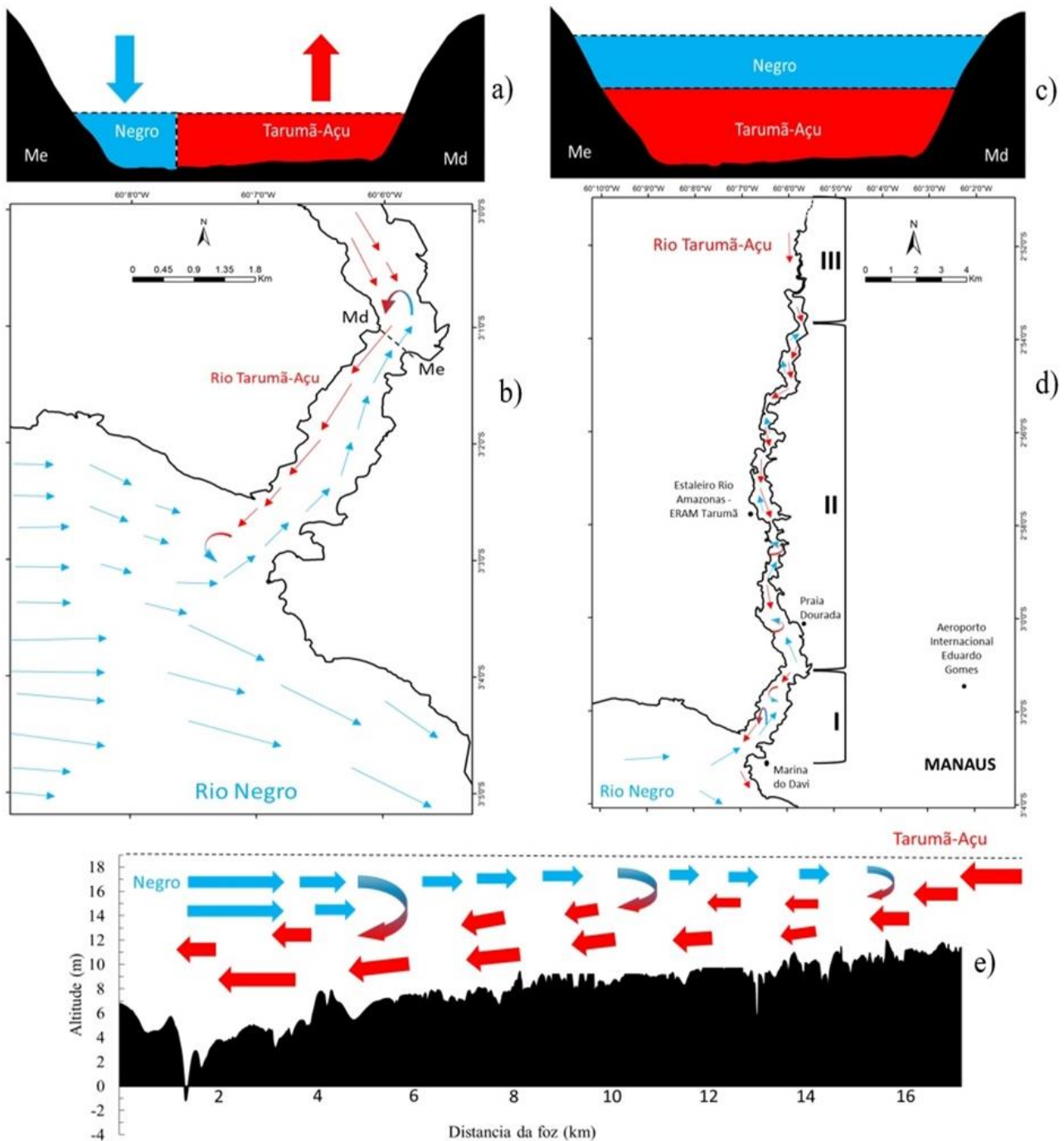


Figura 10. Resumo do efeito de intrusão e barramento hidráulico no rio Tarumã-Açu. (a) Perfil transversal em época seca. O rio Tarumã-Açu domina a maior parte da seção e sai próximo a margem direita (Md) em quanto o rio Negro adentra pela margem esquerda (Me); (b) Vista superior da época de seca; (c) Perfil transversal na época de cheia. Essa configuração de dupla camada permanece na maior parte do tempo na seção mais próximo a foz. Conforme o nível da água sobe, este efeito se propaga para a montante, podendo alcançar até, pelo menos, 17 km; (d) Regiões delimitadas com base nos resultados obtidos (ver texto para mais detalhes); (e) Perfil longitudinal do rio Tarumã-Açu da seção T04 até a foz.

Considerando o regime de escoamento dos rios como permanente e unidimensional, o modelo HEC-RAS apresentou bons resultados na estimativa do nível da água em um ambiente afetado pelo barramento hidráulico. O trecho do rio Tarumã-Açu avaliado (17 km de extensão) entra em fase com o rio Negro quando este ultrapassa a marca de 19 m o que, de acordo com as normais fluviométricas, ocorre em cinco meses do ano. Importante destacar que o rio Negro por sua vez está sob o efeito de barramento hidráulico com o rio Solimões, ou seja, o rio Solimões possui impacto indireto no comportamento visto no rio Tarumã-Açu, o que demonstra como são

complexas e interconectadas as relações hidrológicas na bacia Amazônica. Nos meses de outubro e novembro o rio Tarumã-Açu está livre desta influência, com exceção do trecho de aproximadamente 4 km a montante da foz, que só fica livre em eventos extremos de seca do rio Negro.

Os motivos para a grande interferência do rio Negro podem ser considerados de natureza hidrológica e geomorfológica, como: (1) a disparidade entre os leitos na confluência, onde o nível do leito do rio Tarumã-Açu está mais baixo que o nível do leito do rio Negro; (2) um ângulo da confluência obtuso de 100°; (3) a vazão do rio Negro é imensamente maior que a vazão do rio Tarumã-Açu (cerca de 120 vezes).

Impactos ambientais, como o assoreamento do canal principal devido as características de lago de Ria que o rio Tarumã-Açu adquire devido ao barramento, podem ser agravados pela ação antrópica. Almeja-se que as informações coletadas possam orientar ações de gerenciamento dos órgãos e das entidades competentes e auxiliar estudos hidrológicos mais detalhados. Sugere-se ampliar os estudos neste local, de forma que contemplem uma maior escala espaço-temporal, acrescentando outras variáveis, como a dinâmica de sedimentos em suspensão entre os rios. Propõem-se o monitoramento diário do nível do rio Tarumã-Açu, atualmente inexistente. De forma a analisar mais profundamente os fenômenos vistos aqui, recomenda-se também a pesquisa da composição química nas águas e no sedimento de leito, ao longo do rio e em sua confluência, durante todo o ciclo hidrológico.

Contribuições dos Autores: Concepção, L. F. S. e N. P. F. J.; metodologia, L. F. S. e N. P. F. J.; softwares, L. F. S. e N. P. F. J.; validação, L. F. S.; análise formal, L. F. S. e N. P. F. J.; pesquisa, L. F. S. e N. P. F. J.; recursos, N. P. F. J.; preparação de dados, L. F. S. e N. P. F. J.; escrita do artigo, L. F. S. e N. P. F. J.; revisão, L. F. S. e N. P. F. J.; supervisão, N. P. F. J.; aquisição de financiamento, N. P. F. J. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Projeto também contou com o apoio do Edital nº021/2018 - Programa Nacional de Cooperação Acadêmica na Amazônia - PROCAD Amazônia 2018.

Agradecimentos: Os autores agradecem o Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) no âmbito do projeto Dinâmica Fluvial, pelo apoio nas coletas realizadas nos dias 08 de março e 16 de maio de 2019. Ao Ednaldo Bras Severo, Me. André Luis M. R. dos Santos e ao Dr. Rogério R. Marinho pelo suporte de coleta e análises dos dados. A todos que ajudaram a tornar este trabalho possível.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. AGUIAR, F. E. O. **As alterações climáticas em Manaus no século XX**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1995. p. 182.
2. ALBUQUERQUE, A. R.; GAVINHO, C. A. Análise das condições de erodibilidade na bacia hidrográfica do Tarumã Açú – Manaus (AM). In: V Simpósio Nacional de Geomorfologia, 5., 2004, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UFSM. 2004. p. 1-10.
3. ALVES, L. G. S.; SILVA, D. D.; FILIZOLA, N. P.; PRUSKI, F. F. Stage-discharge relation in non-uniform flow based on Strickler-Manning Equation on Amazon basin. In: ASABE 2017 Annual International Meeting. **ASABE Paper No. 1700106**. St. Joseph, MI.: ASABE, p. 2–7, 2017a. DOI: 10.13031/aim.201700106
4. ALVES, L. G. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; FILIZOLA, N. Estimativa do coeficiente de Manning para cálculo de vazão em regime sob efeito de remanso hidráulico na bacia amazônica. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (SBRH), 20., 2017b, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ABRH. 2017. p. 1-7.
5. ANA (AGENCIA NACIONAL DE AGUAS). **Hydroweb, Régua Manaus 14990000**. Disponível em: <www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em: 21 Mar. 2019.
6. ANTONIO, I. C. Índices climáticos e caracterização climática do entorno de Manaus. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 50, n. 4, p. 1120–1133, 2017. DOI: 10.26848/rbgf.v10.4.p1120-1133
7. ARUN, P. V. A comparative analysis of different DEM interpolation methods. **Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science**, v. 16, n. 2, p. 133–139, 2013. DOI: 10.1016/j.ejrs.2013.09.001
8. BAHMANPOURI, F.; FILIZOLA, N.; IANNIRUBERTO, M.; GUALTIERI, C. A New Methodology for Presenting Hydrodynamics Data from a Large River Confluence. In: 37th IAHR World Congress, 37., 2017, Kuala Lumpur. **Proceedings...** Kuala Lumpur: IAHR. 2017. p. 1-10.

9. BARANYA, S.; JÓZSA, J. Estimation of Suspended Sediment Concentrations with Adcp in Danube River. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 61, n. 3, p. 232–240, 2013. DOI: 10.2478/johh-2013-0030
10. BARANYA, S.; JÓZSA, J.; TÖRÖK, G. T.; RÜTHER, N. A comprehensive field analysis of a river confluence. **International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2012**, San Jose - Costa Rica, v. 1, p. 565-571, 2012
11. BERTASSOLI, D. J. Jr.; SAWAKUCHI, A. O.; SAWAKUCHI, H. O.; PUPIM, F. N.; HARTMANN, G. A.; MCGLUE, M. M.; CHIESSI, C. M.; ZABEL, M.; SCHEFUß, E.; PEREIRA, T. S.; SANTOS, R. A.; FAUSTINO, S. B.; OLIVEIRA, P. E.; BICUDO, D. C. The Fate of Carbon in Sediments of the Xingu and Tapajós Clearwater Rivers, Eastern Amazon. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, n. February, 2017. DOI: 10.3389/fmars.2017.00044
12. BOYD, C. E. **Water Quality an Introduction**. 2ª Ed. Auburn: Springer, 2015. 374 p.
13. BRAGA, K. A. A. F.; SILVA, F. F.; SCHAFFRATH, V. R. Microbacia do igarapé do Gigante: unidade de planejamento para a gestão da bacia do Tarumã. **Revista em Agronegócios e Meio Ambiente**, v.5, n.1, p. 103-129, 2012.
14. BRUNNER, G. W. **HEC-RAS River Analysis System User's Manual Version 5.0**. U.S. Army Corps of Engineers - Hydrologic Engineering Center (HEC), p. 960, 2016b
15. BRUNNER, G. W.; SANCHEZ, A.; MOLLS, T.; FORD, D.; PARR, D. A. **HEC-RAS Verification and Validation Tests**. U.S. Army Corps of Engineers - Hydrologic Engineering Center (HEC), Davis, CA, United States, p. 154, 2018
16. CHOW. V. T. **Open-channel hydraulics**. 1ª Ed. New York: McGraw-Hill, Inc, 1959. 700p.
17. COSTA, E. B. S.; SILVA, C. L.; SILVA, M. L. Caracterização física de bacias hidrográficas na região de Manaus – AM. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia v. 14, n. 46, p. 93–100, 2013.
18. DESPAX, A.; COZ, L. E.; HAUET, A.; ENGEL, F. L.; OBERG, K. A.; DRAMAIS, G.; BLANQUART, B. ; BESSON, D.; BELLEVILLE, A. Quantifying the site selection effect in the uncertainty of moving-boat ADCP discharge measurements. **HAL**, v. 1, p. 1-9, 2007.
19. FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E.; FREITAS, M. A. Caracterização hidrológica da Bacia Amazônica. In: RIVAS, A.; FREITAS, C.E. C. **Amazônia uma perspectiva interdisciplinar**. 1ª Ed. Manaus: EDUA, 2002. p. 33-53.
20. FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 566–576, 2011.
21. FILIZOLA, N.; SPÍNOLA, N.; ARRUDA, W.; SEYLER, F.; CALMANT, S.; SILVA, J. The Rio Negro and Rio Solimões confluence point-hydrimetric observations during the 2006/2007 cycle. In: VIONNET, C.; GARCIA, M. H.; LATRUBESSE, E. M.; PERILLO, G. M. E. (Eds.). **River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM**. 1ª Ed. Londres: CRC Press, 2009. p. 1003–1006.
22. FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 259–271, 2002.
23. GETIRANA, A. C. V.; BONNET, M. P.; ROTUNNO FILHO, O. C.; COLLISCHONN, W.; GUYOT, J. L.; SEYLER, F.; MANSUR, W. J. Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: Evaluation based on in situ and spatial altimetry data. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 22, p. 3219–3236, 2010. DOI: 10.1002/hyp.7747
24. GLÓRIA, S. A.; FILIZOLA, N. P. Hydrological Studies as in Grants to Improve Access to School Basin Riparian Tarumã-Mirim. Manaus / AM. **XV Symposium SELPER**, 15., 2012, Cayenne. **Proceedings...** Cayenne: SELPER. 2012. p. 45-69.
25. GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Hydrologic Eng**. v. 4(2). p. 135-143, 1999.
26. GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N.; LARAQUE, A. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Obidos (Para, Brésil) de 1995 à 2003. Seventh IAHS Scientific Assembly, 7., 2005, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** Foz do Iguaçu : IAHS. 2005. p. 347-354.
27. HIDAYAT, H.; VERMEULEN, B.; SASSI, M. G. ; TORFS, P. J. J. F. ; HOITINK, A. J. F. Discharge estimation in a backwater affected meandering river. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 8, p. 2717–2728, 2011. DOI: 10.5194/hess-15-2717-2011
28. HORBE, A. M. C.; OLIVEIRA, L. G. S. Química de igarapés de água preta do nordeste do Amazonas - Brasil. **Acta Amazonica**, v. 38, n. 4, p. 753–759, 2008. DOI: 10.1590/s0044-59672008000400020
29. HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. In: Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, 3., 1989, Sydney. **Proceedings...** Sydney: IGU. 1989. p. 120-127.
30. IBGE. Serviço online para pós-processamento de dados GNSS - IBGE-PPP. Disponível em: <www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico/16334-servico-online-para-pos-processamento-de-dados-gnss-ibge-ppp.html?=&t=o-que-e>. Acesso em 10/03/2019.

31. IRION, G.; JUNK, W. J.; MELLO, J. A. S. N. The Large Central Amazonian River Floodplains near Manaus: Geological, Climatological, Hydrological and Geomorphological Aspects. In JUNK, W. J. **The Central Amazon Floodplain Ecology of a Pulsing System**. 1^a Ed. Springer, 1997. p. 23 - 46. DOI 10.1007/978-3-662-03416-3_1997
32. IRION, G.; MELLO, J. A. S. N.; MORAIS, J.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. J.; GARMING, L. Development of the Amazon Valley during the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and Climatological Observations. In JUNK, W. J.; PIEDADE, F. M. T.; WITTMANN, F.; SCHÖNGART, J.; PAROLIN, P. (Eds.). **Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management**. 1^a Ed. Springer, 2011. p. 27-42. DOI 10.1007/978-90-481-8725-6_2.
33. KANE, S. SAMBOU, S.; LEYE, I.; DIEDHIOU, R.; TAMBA, S.; CISSE, M.T.; NDIONE, D.M.; SANE, M.L. Modeling of Unsteady Flow through Junction in Rectangular Channels: Impact of Model Junction in the Downstream Channel Hydrograph. **Computational Water, Energy, and Environmental Engineering**, v. 6, p. 304–319, 2017. DOI: 10.4236/cweee.2017.63020
34. KIM, J.-S.; KIM, W.; KIM, J. P. Discharge Estimation in a Backwater Affected River Junction Using HPG. **Journal of Water Resource and Hydraulic Engineering**, v. 4, n. 2, p. 205–210, 2015. DOI: 10.5963/JWRHE0402011
35. LARAQUE, A.; GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N. Mixing processes in the Amazon River at the confluences of the Negro and Solimões Rivers, Encontro das Aguas, Manaus, Brazil. **Hydrological Processes**, n. 23, p. 3131–3140, 2009. DOI: 10.1002/hyp.7388.
36. LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, v. 101, n. 1–2, p. 130–145, 2008. DOI:10.1016/j.geomorph.2008.05.035
37. LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3–4, p. 241–257, 2002.
38. LEON, J.G.; CALMANT, S.; SEYLER, F.; BONNET, M.P.; CAUHOPE, M.; FRAPPART, F.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P. Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. **Journal of Hydrology** v. 328 (3–4), p. 481–496, 2006
39. LEOPOLD, L. B. Downstream change of velocity in rivers. **American Journal of Science**, v. 251, p. 606–624, 1953.
40. MEADE, R. H.; Rayol, J. M. ; Conceição, S. C.; Natividade J. R. G. Backwater Effects in the Amazon River of Basin. **Environmental Geology and Water Sciences**, v. 18, n. 2, p. 105–114, 1991.
41. MELO, S. F. S. Gestão de recursos hídricos no estado do Amazonas: o caso da bacia do Tarumã-Açu. In: IX Congresso Brasileiro de Gestão Ambiental, 9., 2018, São Bernardo do Campo. **Anais...** São Bernardo do Campo: IBEAS. 2018.
42. MOREIRA, D. M. **Geodésia aplicada ao monitoramento hidrológico da bacia amazônica**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016. 254p.
43. MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007. DOI: 10.13031/2013.23153
44. NAGUMO, N. KUBO, S.; SUGAI, T.; EGASHIRA, S. Sediment accumulation owing to backwater effect in the lower reach of the Stung Sen River, Cambodia. **Geomorphology**, v. 296, p. 182–192, 2017. DOI:10.1016/j.geomorph.2017.08.022
45. NASCIMENTO, L. A.; DAL POZ, W. R.; SANTOS, A. P.; FREITAS, K. X. S. Geração automatizada de séries temporais de dados posicionais utilizando o IBGE-PPP. **Bol. Ciênc. Geod.**, Curitiba, v. 23, n. 1, p. 150 - 165, 2017. DOI: 10.1590/S1982-21702017000100010
46. NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. **J. Hydrology**. v. 10(3).p. 282-290, 1970.
47. OLIVEIRA, H. P. V. **Tutorial para obtenção, correções e interpolação (opcional) do Modelo Digital de Elevação (sensor PALSAR) do Satélite ALOS-1 de 2006 a 2011**. Universidade Federal do Ceará - PRODEMA, p. 8, 2017
48. PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M.-P.; FRAPPART, F.; CALMANT, S.; MENDES, C. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226–1243, 2013a. DOI: 10.1002/wrcr.20067. hal- 00873165
49. PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 3, p. 333–346, 2013b. DOI: 10.1002/hyp.8425
50. PANHALKAR, S. S.; JARAG, A. P. Assessment of Spatial Interpolation Techniques for River Bathymetry Generation of Panchganga River Basin Using Geoinformatic Techniques. **Asian Journal of Geoinformatics**, v. 15, p. 9–15, 2015.
51. PAPPENBERGER, F.; BEVENA, K.; HORRITTB, M.; BLAZKOVA, S. Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. **Journal of Hydrology**, v. 302, n. 1–4, p. 46–69, 2005. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.06.036

52. PARIS, A.; R.; PAIVA, Dias; SILVA, J. S.; MOREIRA, D. M.; CALMANT, S.; GARAMBOIS, P.-A.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M.-P.; SEYLER, F. Stage-discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon basin, *Water Resour. Res.*, n. 52, p. 3787–3814, 2016. DOI: 10.1002/2014WR016618
53. PARSONS, D. R.; JACKSON, P. R.; CZUBA, J. A.; ENGEL, F. L.; RHOADS, B. L.; OBERG, K. A.; BEST, J. L.; MUELLER, D. S.; JOHNSON, K. K.; RILEY, J.D. Velocity Mapping Toolbox (VMT): A processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, n. 11, p. 1244–1260, 2013. DOI: 10.1002/esp.3367
54. PATEL, C. G.; GUNDALIYA, P. J. Floodplain Delineation Using HECRAS Model – A Case Study of Surat City. *Open Journal of Modern Hydrology*, v. 6, n. January, p. 34–42, 2016. DOI: 10.4236/ojmh.2016.61004
55. PINTO, A. G. N.; HORBE, A. M. C.; SILVA, M. do S. R.; MIRANDA, S. A. F.; PASCOALOTO, D.; SANTOS, H. M. da C. Efeitos da ação antrópica sobre a hidrogeoquímica do rio Negro na orla de Manaus/AM. *ACTA AMAZONICA*. v. 39(3), p. 627 – 638, 2009.
56. RAMÓN, C. L.; HOYER, A. B.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J.; RUEDA, F. J. Mixing and circulation at the confluence of two rivers entering a meandering reservoir. *Water Resources Research*, v. 49, n. 3, p. 1429–1445, 2013. DOI:10.1002/wrcr.20131
57. RHOADS, B. L.; RILEY, J. D.; MAYER, D. R. Response of bed morphology and bed material texture to hydrological conditions at an asymmetrical stream confluence, *Geomorphology*, v. 109, p. 161–173, 2009
58. RIBÉ, M.; CASTELLTORT, F.X.; BLADÉ, E.; BALASCH, J.C.; RUÍZ-BELLET, J.L.; TUSET, J.; BARRIENDOS, M.; PINO, D.; MAZÓN, J. 2D numerical flow modelling of a river reach in order to assess results of backwater effect. *EGU General Assembly 2017*, v. 19, p. 17548, 2017.
59. RIBEIRO, M. L.; BLANCKAERT, K.; ROY, A. G.; SCHLEISS, A. J. Hydromorphological implications of local tributary widening for river rehabilitation. *Water Resources Research*, v. 48, n. 10, p. 1–19, 2012. DOI: 10.1029/2011WR011296
60. SALEKIN, S.; BURGESS, J.; MORGENROTH, J.; MASON, E.; MEASON, D. A Comparative Study of Three Non-Geostatistical Methods for Optimising Digital Elevation Model Interpolation. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, v. 7, n. 8, p. 300, 2018. DOI: 10.3390/ijgi7080300
61. SANTANA, G. P.; BARRONCAS, P. S. R. Estudo de metais pesados (Co , Cu , Fe , Cr , Ni , Mn , Pb e Zn) na Bacia do Tarumã-Açu Manaus – (AM). *Acta Amazonica*, v. 37, n. 1, p. 111–118, 2007. DOI: 10.1590/S0044-59672007000100013
62. SANTOS, I. N.; HORBE, A. M.C.; SILVA, M. S. R.; MIRANDA, S. Á. F. Influência de um aterro sanitário e de efluentes domésticos nas águas superficiais do rio Tarumã e afluentes - AM. *Acta Amazonica*, v. 36, n. 2, p. 229–235, 2006. DOI: 10.1590/S0044-59672006000200013
63. SAWAKUCHI, H. O.; NEU, V.; WARD, N.D.; BARROS, M. L.C.; VALERIO, A.M; GAGNE-MAYNARD W; CUNHA, A. C.; LESS, D. F. S.; DINIZ, J. E. M.; BRITO, D. C.; KRUSCHE, A.V.; RICHEY, J. E. Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. *Frontiers in Marine Science*, v. 4, n. March, p. 1–12, 2017. DOI: 10.3389/fmars.2017.00076
64. SCHINDFESSEL, L.; CREËLLE, S.; MULDER, T. Flow Patterns in an Open Channel Confluence with Increasingly Dominant Tributary Inflow. *Water*, v. 7, p. 4724-4751. 2015. DOI: 10.3390/w7094724
65. SEGOVIA, P.; RAJAOARISOA, L.; NEJJARI, F.; DUVIELLA, E.; PUIG, V. Input-Delay Model Predictive Control of Inland Waterways Considering the Backwater Effect. 2018 IEEE Conference on Control Technology and Applications (CCTA), 2018, Copenhagen. *Proceedings...* Copenhagen: IEEE. p. 589–594. ISBN 978-1-5386-7699-8. DOI: 10.1109/CCTA.2018.8511553
66. SILVA, J. R. C. **Análise dos impactos ambientais ocasionados pela exploração de recursos minerais na área do igarapé do Mariano no município de Manaus-AM.** Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociência, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 2005. 144 p.
67. SILVA, M. S. R.; PASCOALOTO, D.; PINTO, A. G. N.; BRINGEL, S. R. B.; MIRANDA, S. A. F. Identificação de pontos críticos de poluição na bacia do Tarumã-Açu. **61ª Reunião Anual da SBPC**, 61., 2009, Manaus. *Anais...* Manaus: SBPC. 2009. p. 1-19.
68. SIMAS, J. L. **Análise Morfoestrutural da Região da Cidade de Manaus (AM).** Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 2008. 102 p.
69. SONG, J.; ZHAN, G.; WANG, W.; LIU, Q.; JIANG, W.; GUO, W.; TANG, B.; BAI, H.; DOU, X. Variability in the vertical hyporheic water exchange affected by hydraulic conductivity and river morphology at a natural confluent meander bend. *Hydrological Processes*, v. 31, n. 19, p. 3407–3420, 2017. DOI: 10.1002/hyp.11265
70. SONTOS, K. S.; SILVA, M. S. R.; MIRANDA, S. A. F.; CUNHA, H. B.; OLIVEIRA, R. C.; MIRANDA, R. A. Índice de qualidade da água de igarapés da bacia do Tarumã-Açu, Manaus/AM. In: XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (SBRH), 21., 2015, Brasília *Anais...*Brasília: ABRH. 2015. P. 12-28.
71. SOUZA, E. B. **A comunidade de peixes como base para a avaliação da integridade biótica do rio Tarumã-Açu (Manaus – Amazonas).** Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente e Sustentabilidade na Amazônia) – Programa de

Pós-Graduação em Ciências do Ambiente e Sustentabilidade na Amazônia, Universidade Federal do Amazonas. Manaus. 2008. 81 p.

72. STEVAUX, J. C.; FRANCO, A. A.; ETCHEBEHERE, M. L.de C.; FUJITA, R. H. Flow Structure and Dynamics in Large Tropical River Confluence: Example of the Ivaí and Paraná Rivers, Southern Brazil. **Geociências**, v. 28, n. 1, p. 5-13, 2009.
73. SZILAGYI, J.; LAURINYEZ, P. Accounting for Backwater Effects in Flow Routing by the Discrete Linear Cascade Model. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 19, n. 1, p. 69-77, 2014. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000771
74. TIMBADIYA, P. V.; PATEL, P. L.; POREY, P. D. Calibration of HEC-RAS Model on Prediction of Flood for Lower Tapi River, India. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 03, n. 11, p. 805-811, 2011. DOI:10.4236/jwarp.2011.311090
75. TREVETHAN M.; OLIVERIA, A.; IANNIRUBERTO, M.; GUALTIERI, C. Fluid dynamics, sediment transport and mixing about the confluence of Negro and Solimões rivers, Manaus, Brazil. In: 36th IAHR World Congress, 36., 2015, Hague. **Proceedings...** Hague: IAHR. 2015. p. 1-12.
76. TRIGG, M. A.; WILSON, M. D.; BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; ALSDORF, D. E.; FORSBERG, B.R.; VEGA, Maria C. Amazon flood wave hydraulics. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1-2, p. 92-105, 2009. DOI:10.1016/j.jhydrol.2009.06.004
77. TURQUETTI, G. N.; IANNIRUBERTO, M. Análise comparativa das características acústicas e físico-químicas das águas dos rios Negro e Solimões no Encontro das águas – Manaus (AM). In: Fifteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 15., 2017, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: UFRJ. 2017. p. 668-673. DOI: 10.1190/sbgf2017-131
78. VASCONCELOS, M. A. de; COSTA, L. A.; OLIVEIRA, M. A. F. Estudo da paisagem da Bacia Hidrográfica do Tarumã-Açú, Manaus, Amazonas, utilizando imagens de radar. In: XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 17., 2015, João Pessoa. **Anais...** São José dos Campos: INPE. 2015. p. 6459-6466.
79. WOOD, T. M.; GARTNER, J. W. **Use of acoustic backscatter and vertical velocity to estimate concentration and dynamics of suspended solids in Upper Klamath Lake, south-central Oregon: Implications for Aphanizomenon flos-aquae.** U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5203; p. 20, 2010.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.