

Evolução morfológica recente e controles atuantes no médio curso do sistema do Rio Branco, Roraima

Recent morphological evolution and active controls in the middle course of the Rio Branco system, Roraima

Evolución morfológica reciente y controles actuantes en el curso medio del sistema del Río Branco, Roraima

Carlos Sander

Universidade Federal de Roraima
sandergeo@yahoo.com

Fábio Wankler

Universidade Federal de Roraima
fwankler@gmail.com

Jackson Douglas Silva da Paz

Universidade Federal de Roraima
geologiageralufrr@gmail.com

Thiago Morato de Carvalho

Universidade Federal de Roraima
carvalho.t@protonmail.com

Resumo

Discute-se a evolução morfológica recente da planície aluvial do médio curso do rio Branco. Os resultados indicaram tendências agradacionais no canal com processos de acreção horizontal e vertical predominando em relação a erosão. Os controles geológicos se expressam nas observações relativas a: trechos de leito /margem consolidados associados a afloramentos; alargamento da planície aluvial em função da Formação Boa Vista; rugosidade no leito pela presença de horizontes de ferruginização; controle do rio Branco e tributários pela presença lineamentos e altos estruturais (NNE-SSW) e de um baixo estrutural cenozoicos; o gradiente, limitado à jusante e à montante, promovendo à variação da vazão. Os controles hidrológicos se expressam por meio da mudança na amplitude no regime de chuvas, com efeito nas fases de estação úmida e cheia, ampliando a variabilidade dos débitos fluviais, frequência das vazantes e tempo de exposição das barras fluviais, que podem ser mais amplificados pelo efeito do ENOS. Os resultados mostram que ainda há lacunas de conhecimento acerca dos rios marginais à bacia hidrográfica do Amazonas, em especial sobre a evolução espaço temporal da hidrodinâmica fluvial e seus controles locais do transporte e sedimentação.

Palavras-chave: Noroeste da Amazônia; Geomorfologia Fluvial; Tectônica; dinâmica erosiva/deposicional.

Abstract: The recent morphological evolution of the middle Branco River floodplain is discussed. The results indicated an agradational tendency in the channel with predominance of horizontal and vertical accretion processes in relation to erosion. The manifestations of the geological controls are

expressed in the observations relating to: consolidated stretches of bed/margin associated with outcrops; expansion of the control floodplain related to the Boa Vista Formation; channel bed roughness due to the presence of ferruginization horizons; control of the Branco River and tributaries by the presence of lineaments and structural highs (NNE-SSW) and a Cenozoic structural low; the gradient, limited downstream and upstream, promoting flow variation. The hydrological controls are expressed through the change in the amplitude of the rainfall regime, with effect in the wet and full season phases, increasing the variability of river debts, frequency of ebbs and exposure time of river bars, which can be further amplified by the effect of ENSO. The results show that there are still gaps in knowledge about the rivers bordering the Amazon drainage basin, especially about the space-time evolution of fluvial hydrodynamics and their local controls of transport and sedimentation.

Keywords: Northern Amazonia; Fluvial geomorphology; Tectonics, erosive/depositional dynamics

Resumen

Se discute la evolución morfológica reciente de la llanura aluvial del curso medio del río Branco. Los resultados indicaron tendencias agradacionales en el canal, con procesos de acreción horizontal y vertical predominando sobre la erosión. Los controles geológicos se expresan en las observaciones relativas a: tramos de lecho/margen consolidados asociados a afloramientos; ensanchamiento de la llanura aluvial debido a la Formación Boa Vista; rugosidad en el lecho por la presencia de horizontes de ferruginización; control del río Branco y sus afluentes por la presencia de lineamientos y altos estructurales (NNE-SSO) y de una baja estructural cenozoica; el gradiente, limitado aguas abajo y aguas arriba, promoviendo la variación del caudal. Los controles hidrológicos se expresan a través del cambio en la amplitud del régimen de lluvias, con efecto en las fases de estación húmeda y crecida, ampliando la variabilidad de los caudales fluviales, la frecuencia de las bajantes y el tiempo de exposición de las barras fluviales, que pueden ser más amplificadas por el efecto del ENOS. Los resultados muestran que aún hay lagunas de conocimiento sobre los ríos marginales a la cuenca hidrográfica del Amazonas, especialmente sobre la evolución espacio-temporal de la hidrodinámica fluvial y sus controles locales del transporte y sedimentación.

Palabras clave: Noroeste de la Amazonía; Geomorfología Fluvial; Tectónica; Dinámica erosiva/deposicional.

Introdução

Estudos que abordam dinâmica fluvial, classificação de canais e rede de drenagem remontam à metade do século passado. Contudo, no caso de sistemas fluviais tropicais, o volume de trabalhos que antecedem a década de 1990 é baixo (PHILIP et al, 1989; PICKUP e WARNER, 1984). No Brasil, os principais estudos desenvolvidos em grandes sistemas fluviais estão voltados para as bacias dos rios Paraná, Araguaia e Paraguai. Recentemente estas pesquisas se estenderam aos sistemas fluviais amazônicos (FILIZOLA, 1997; STEVAUX e SANTOS, 1998; LATRUBESSE e STEVAUX, 2002; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; BAYER e CARVALHO, 2008; BERTANI et al., 2015; ROSSETTI, et al., 2012; PASSOS e SOARES, 2017). Esses trabalhos apontam para papel preponderante no quadro dos eventos da dinâmica fluvial a regeneração de

estruturas antigas durante o Cenozoico para a atual estruturação fisiográfica da rede de drenagem (HAYAKAWA e ROSSETI, 2013). Outros já haviam reconhecido a importância de controles geológicos na rede de drenagem tropical equatorial (GUERRA, 1957; AB'SABER, 1997; SANDER et al., 2010; COSTA e FALCÃO, 2011; SANDER, 2015; SILVA e CARVALHO, 2020).

No caso de Roraima, a dinâmica hidrogeomorfológica na região da bacia hidrográfica do rio Branco tem recebido maior atenção já que esta bacia drena cerca de 80% da área desta unidade federativa (SANDER, CARVALHO e GASPARETTO, 2013; CARVALHO e MORAIS, 2014; SANTOS; VOL; STEVAUX, 2015; WILSON et al., 2015; CARVALHO, 2015; CREMON et al., 2016; SILVA; CARVALHO, 2020). Ainda existe, todavia, um limitado volume de dados da região, dada as dificuldades de acesso e de equipamentos, assim como recursos humanos restritos. Aspectos da evolução de sistemas Amazônicos estão profundamente relacionados a evolução tectônica, afetando de forma drástica o perfil longitudinal (extensão e altimetria) e o posicionamento dos rios e, por conseguinte, imprimindo diferentes situações na dinâmica erosiva/deposicional (SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; MEADE, 2007; SANDER, CARVALHO e GASPARETTO, 2013; SANDER, 2015; SANDER, GASPARETTO e SANTOS, 2015; CREMON et al., 2016). Além de afetar a área drenada pelos sistemas, um traço importante visualizado na região é próprio processo de reposicionamento de nascentes e foz dos cursos fluviais. Neste sentido, Meade (2007) destaca o evento transcontinental de inversão do perfil longitudinal do rio Amazonas, transferindo sua foz do Oceano Pacífico para o Atlântico. Na própria bacia do rio Branco a relatos deste tipo, abandonando um traçado voltado ao Caribe e passando a debitar no rio Negro (SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997; CREMON et al., 2016).

Este documento tem como objetivo fazer uma reflexão sobre a evolução recente do sistema do médio curso do rio Branco, tratando de aspectos relativos à dinâmica morfológica, evolução de depósitos dos aluviais e avaliação de controles geológicos atuantes que afetam o sistema. Espera-se que este estudo aprofunde o entendimento dos episódios evolutivos que esculpiram e modelaram a paisagem do médio curso do rio Branco, a partir da compreensão dos processos e controles que condicionaram a conformação, arranjo e distribuição dos seus canais fluviais. Aqui, buscou-se a identificação de controles litoestruturais que resultam em represamentos e mudanças abruptas nas direções dos cursos d'água.

Área de Estudo - O médio curso da bacia hidrográfica do rio Branco drena aproximadamente 100.000 km², o que é um pouco além da metade da área total de drenagem deste rio (ANA, 2020). Suas principais nascentes estão posicionadas no Escudo das Guianas em áreas de relevo moderadamente altos e dissecados (IBGE, 2005a, 2010), os quais estão associados ao sistema de

erosão recuante Parima-Pacaraima (Carvalho, 2014). Os limites Oeste e Norte da bacia posicionam-se nas fronteiras entre Roraima e Venezuela, tendo seu limite Oriental posicionado em solo guianense, próximo à divisa com Roraima, drenando aproximadamente 12.000 km² de solo estrangeiro (EVANGELISTA, SANDER e WANKLER, 2008; CARVALHO, 2014; SANDER, 2015).

O clima da bacia, segundo a classificação de Köppen, abrange os tipos “Af” (oeste), “Am” (centro e norte) e “Aw” (leste), com volume anual de chuvas na bacia entre 2600 mm na parte oeste bem distribuídas ao longo do ano, mas decrescente em direção a leste chegando à casa de 1.100 mm (fronteira Roraima/Guiana), caracterizado por uma forte concentração de chuvas entre os meses de abril e setembro, com 86% dos totais anuais precipitados neste período (EVANGELISTA, SANDER e WANKLER, 2008; SANDER, WANKLER e CARVALHO, 2018; ARAÚJO et al, 2024).

O trecho estudado compreende a planície aluvial do sistema médio rio Branco em uma extensão de 70 km, que se estende da confluência entre os rios Uraricorera e Tacutu, até aproximadamente 10 quilômetros antes da foz do rio Mucajaí (Figura 1). Conforme classificação de Carvalho (2014) esta região possui morfologias típicas de sistemas denudacionais com forte controle estrutural, e a estas se somam associações de morfologias agradacionais, como aquelas formadas pela planície do rio Branco, assim como sistemas lacustres associados aos igarapés, descrito em Carvalho, Morais e Carvalho (2016) e Silva e Carvalho (2020).

Segundo Carvalho e Morais (2014), o trecho estudado do rio Branco apresenta-se como um canal de baixa sinuosidade no sentido NE-SW com declividade média de 10,6 cm/km e planície aluvial com larguras entre 2,5 a 4 km. A relação largura/profundidade média é de 140 (nível médio do rio) e, durante o período crítico da vazante, são raros os trechos do rio Branco com profundidades superiores a 5 m. O trecho estudado representa uma zona de transição entre terrenos mais elevados (Escudo das Guianas), nas parcelas setentrionais da bacia para zonas rebaixadas, com exceção das corredeiras do Bem Querer, posicionadas a 70 km à jusante da área de estudo, que representaria o nível de base hipotético do alto e médio rio Branco (CARVALHO; MORAIS, 2014; SANDER et al, 2015a).

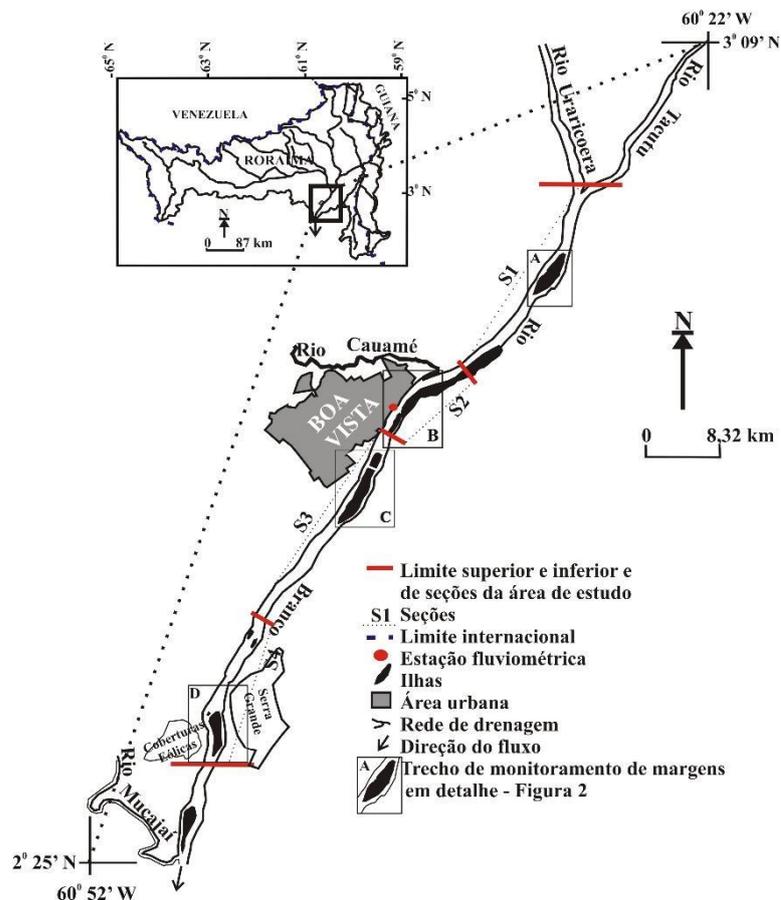


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, canal do médio rio Branco, Roraima.
Fonte: Carlos Sander

Caracterização do médio curso do rio Branco

O trecho estudado está inserido no contexto geomorfológico dos domínios tectônicos do Cinturão Guiana Central e do Hemi-graben Tacutu e, por isso, apresenta diversos contatos geológicos que interferem de alguma forma no processo evolutivo da sua planície aluvial (REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et al., 2012; CPRM, 2009). Ele é composto por uma variedade de ilhas e barras arenosas, resultado do predomínio de carga de fundo, e tem o máximo de exposição de seus depósitos aluviais entre março e abril, período limite da estação seca. Tal ambiente é delimitado em sua maior parte pela Formação Boa Vista (bordas leste e oeste), seguido pela Formação Serra do Tucano (nordeste), Suíte Intrusiva Mucajaí (extremo Sudeste) e Coberturas Eólicas Holocênicas (extremo sudoeste) (IBGE, 2005b; CPRM, 2009; SANDER; GASPARETTO; SANTOS, 2015; SANDER et al., 2015a).

Na disposição espacial do trecho estudado, a planície aluvial demonstra diferenças na distribuição de seus depósitos aluviais, sendo dividida morfológicamente em quatro seções indicadas aqui por S1 a S4 (Figura 1). Além disso, em cada uma das seções, um trecho de

monitoramento das margens em detalhe foi destacado e indicados na Figura 1 pelas nomenclaturas informais de trechos A, B, C e D e que são mostrados em detalhe na Figura 2.

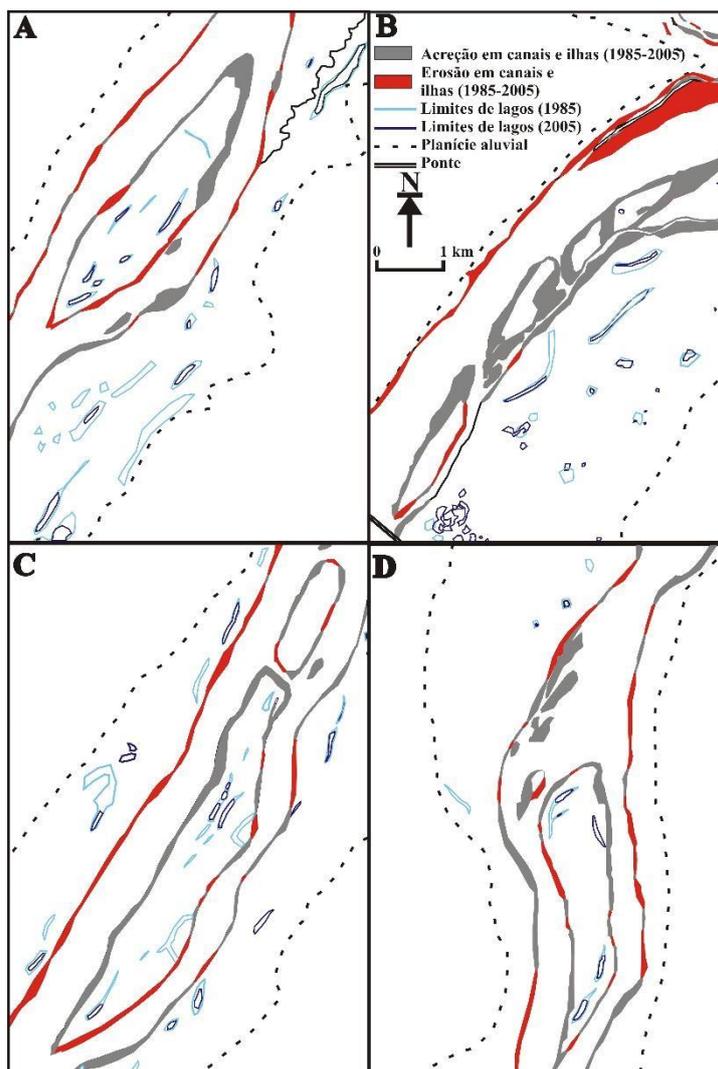


Figura 2 - Evolução detalhada de trechos do sistema do rio Branco durante o período de 1985 a 2005, a partir da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat 5. Fonte: Sander (2015).
Fonte: Carlos Sander

A seção S1 é a seção superior (mais setentrional), com 25 km de extensão, que compreende a região da confluência dos rios Uraricorera e Tacutu até a foz do rio Cauamé. Ela apresenta uma leve inflexão à margem esquerda do sistema e, apesar de apresentar planície em ambas às margens, é assimétrica e mais evoluída em sua margem esquerda.

A seção S2 se localiza entre a foz do rio Cauamé e a ponte dos Macuxis, com extensão de 6,5 km. Nesta seção, o canal do rio Branco tem sua concavidade voltada à margem direita, em contato direto com a Formação Boa Vista e apresenta planície de inundação desenvolvida somente na porção oriental.

A terceira seção é a S3. Ela perfaz uma distância de 23,5 km, onde o rio apresenta um traçado reto e relativamente centralizado no vale fluvial quando comparado aos demais trechos. Compreende a área de melhor distribuição dos depósitos aluviais marginais ao canal.

A última seção é a S4, com distância de 12,5 km, que apresenta uma inflexão em direção ao limite direito da planície aluvial. Sua sinuosidade se deve basicamente a presença da Serra Grande, um maciço rochoso atribuído à Suíte Intrusiva Mucajaí. Na metade inferior da seção S4, o canal apresenta uma curvatura, desde a posição mais centralizada até um traçado mais voltado à sua margem esquerda. Ainda se observam, em períodos de vazante, os afloramentos da Suíte Intrusiva Mucajaí no leito do canal. Por fim, esta seção ainda apresenta coberturas eólicas que estrangulam a planície aluvial.

As coberturas eólicas apresentam de altitudes que ultrapassam 120 metros (IBGE, 2005b) e são depósitos arenosos que apresentam desníveis de 20 a 70 m, a partir do topo da planície aluvial. Sua formação é destacada em Sander (2015), como resultante de um processo de retroalimentação pela ação de ventos NE-SW (alísios). O deslocamento dos ventos é ampliado pelo alinhamento do rio Branco com a Serra Grande (Suíte Intrusiva Mucajaí) onde o fluxo se torna mais concentrado e passa por atuar no retrabalhamento atual dos depósitos de canal durante o período de vazante, promovendo o transporte dos detritos a sudoeste da planície aluvial. ZULAR et al. (2019) dataram a idade máxima de sua formação em 23.000 mil anos. Depósitos do gênero são observados em Santa Cruz de la Sierra (Bolívia), onde o leito arenoso e seco dos rios, expostos durante a estação seca, abastecem campos de dunas na região (MAY e VEIT, 2005; MAY, 2006; LATRUBESSE et al., 2012; MAY, 2013; LATRUBESSE, 2015).

Materiais e Métodos

A metodologia envolveu o processamento das imagens e análises e a geração do modelo digital do terreno no Laboratório de Métricas da Paisagem (MEPA/UFRR). A interpretação de fotografias aéreas 1965 (USAF, 1965) e das imagens orbitais Landsat 5, 7 e 8 (Quadro 1) permitiram o mapeamento do canal e ilhas da área de estudo com auxílio do programa QGIS (2021), através do processo de vetorização visual, na escala 1:50:000. Os processos observados foram a erosão, sedimentação e foi feito o cálculo de ganho e perda de áreas de canal e ilhas. A metodologia empregada consta em Carvalho e Morais (2014). As fotografias aéreas foram georreferenciadas com base em imagens do Landsat 8.

Foi feito um modelo digital de elevação (MDE) da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) para as análises das feições estruturais do relevo e perfil longitudinal. O MDE-SRTM foi reamostrado para 30 metros pelo método de reamostragem pelo vizinho mais próximo e corrigidos

os pixels nulos conforme metodologia empregada por Carvalho (2009a). Na construção do perfil longitudinal, este foi produzido utilizando a função de perfil topográfico do aplicativo QGIS (2020), com a finalidade foi obter o gradiente topográfico longitudinal do canal do rio Branco na área de estudo, conforme método descrito em Carvalho (2015) e Silva e Carvalho (2020).

Quadro 1- Imagens orbitais e fotografias aéreas utilizadas.

Imagens Orbitais	Identificação (n°)	Data	Fonte	Processamento
Landsat 5 (TM)	231/58; 231/59	1985/2005	USGS/NASA	L2
Landsat 7 (ETM+)	231/58 231/59	2012	USGS/NASA	L2
Landsat 8 (OLI)	231/58 231/59	2017	USGS/NASA	L2
Landsat 8 (OLI)	231/58 231/59	2023	USGS/NASA	L2
Fotografia Aérea	400, 402, 404, 406, 408, 410, 412, 414, 416, 418, 420, 422, 424, 426, 428, 432, 434, 436	1965	USAF	L2

As características estruturais do relevo foram determinadas a partir do produto relevo sombreado, uma imagem gerada conforme técnica de iluminação, realçando os aspectos topográficos, com base nos métodos de Carvalho e Bayer (2008), Carvalho (2014). Este produto permitiu identificar feições com forte e fraca dissecação do relevo. Para complementar a análise dos aspectos estruturais do relevo, utilizou-se ainda os estudos de Eiras e Kinoshita (1988); Reis et al. (2003); IBGE (2005b); Silva e Porsani (2006); Falcão (2007); Costa e Falcão (2011); Nascimento et al. (2012); Sander (2015); Scalabrin e Wankler (2019); Silva e Carvalho (2020).

No sentido de determinar tendências erosivas e deposicionais nas margens de canais, assim como a composição sedimentar nas margens, material de fundo e suspensão, assim como a forma do perfil transversal, foram consideradas as informações produzidas por Sander, Carvalho e Gasparetto (2013), Sander (2015) Sander, Gasparetto, Santos (2015) e Sander et al. (2015b). A velocidade de corrente, por sua vez, foi medida com auxílio de *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) modelo M9.

Resultados

Os resultados são apresentados em um contexto mais geral e histórico e depois em um contexto mais minucioso, voltando-se para os pormenores observados nos trechos de detalhe A, B, C e D destacados respectivamente em cada uma das seções S1 a S4 do trecho estudado.

Dados gerais

O trecho estudado se caracteriza pela carga de fundo predominantemente de areia média, seguido por areia grossa e muito grossa, sendo que nas áreas mais profundas do canal, associado ao talvegue, ou áreas proximais, predominam sedimentos dos tamanhos grânulo e seixo.

Conforme mapeamento houve, para o período de 1985 a 2023, um acréscimo médio em torno de 24,5 % de área dos corpos insulares (Tabela 1). Destacam-se os corpos insulares de maior porte ($> 0,10 \text{ km}^2$) com ganho de 25,17% para todo período. Apesar disso, os levantamentos demonstraram momentos de contração e retração destes corpos em quantidade e área. Neste sentido, se observou uma progressão das ilhas em quantidade e área entre os anos de 1985 a 2012 e, posteriormente entre 2017 e 2023. No primeiro período houve um ganho de área 14,64%. Este foi seguido por um decurso entre 2012 a 2017, onde a área dos corpos apresentou uma pequena retração (0,5%), mas com destaque a quantidade de ilhas que passou de 20 para 11. Já no último ciclo (2017 a 2023) a quantidade de ilhas apresentou acréscimo, passando de 11 a 14 unidades, com aumento de área em 9,74%.

Tabela 1 - Evolução quantitativa dos elementos da planície aluvial do rio Branco obtidos por meio de Fotografias Aéreas (1965) e imagens Landsat (1985, 2005, 2012, 2017 e 2023).

Parâmetro	1965	1985	2005	2012	2017	2023
Número de Ilhas ($> 0,10 \text{ km}^2$)	19	19	20	20	11	14
Ilhas menores ($< 0,10 \text{ km}^2$)	19	19	35	43	38	18
Área total (km^2) ocupadas por ilhas	s/d	17,90	20,79	20,83	20,52	22,29
Área total (km^2) ocupadas por ilhas ($> 0,10 \text{ km}^2$)	s/d	17,56	19,96	20,13	20,03	21,98
Área total (km^2) ocupadas por ilhas ($< 0,10 \text{ km}^2$)	s/d	0,34	0,83	0,70	0,49	0,31
Área do canal	s/d	74,29	74,18	73,03	70,08	69,53

As ilhas menores ($< 0,10 \text{ km}^2$) apresentaram uma pequena variação negativa quando considerado o período inicial e final da série, passando de 19 para 18 unidades, com retração de -8,82% à área ocupada por estes corpos (Tabela 1). Apesar disso, a evolução insular exibiu comportamentos muito diferenciados ao longo dos períodos monitorados. A parte inicial da série mostrou uma forte propagação de número de ilhas passando de 19 para 43 (1965 a 2012). Quanto ao ganho de área, esse se mostrou bastante intenso entre 1985 e 2005, com um crescimento de 144,12%. Por outro lado, no período de 2005 a 2023 foi observada uma forte queda da área ocupada por estes corpos, passando de 0,83 para 0,31 km^2 , representando uma redução de -62,65%. As variações mais importantes quanto ao número de ilhas último ciclo ocorreu entre 2012 a 2023, quando os corpos insulares apresentaram uma retração de 43 a 18.

Contatou-se também uma redução gradual da área do ambiente do canal na planície aluvial (Tabela 1), com uma retração de 4,76 km^2 (-6,41%). A maior agradação ocorreu de forma mais intensa no período entre 2012 a 2017, com a supressão de 2,95 km^2 da área de canal.

A análise espaço-temporal das formas de leito permitiu reconhecer que o acréscimo da área total das ilhas de área superior à 0,10 km^2 se deve incorporação de ilhas menores e a própria agradação ao longo de suas margens. Já a perda de áreas dessa classe se dá essencialmente por meio

da anexação à planície de inundação. Quanto a variação negativa observada entre o período de 2012 e 2017 (Tabela 1), essa se deu pela soldagem entre esses conjuntos de ilhas.

Detalhamento dos trechos A, B, C e D

A seção S1 se destaca pelo maior aporte de área das ilhas centrais através de processos de acreção frontais e laterais, com os processos de agradação presentes nas margens do canal, mas em menor grau de aporte do que aquele identificado nas ilhas centrais. O trecho A (Figura 2) representa muito bem esta situação, pois apresenta ilhas centrais de grande porte dominadas pelos processos de acreção frontal e lateral em que desenvolve um padrão romboidal. O mesmo ocorre na borda do canal deste trecho, apesar no equilíbrio dos volumes totais de sedimentos retrabalhados. Aqui predomina a erosão junto à margem direita e deposição junto à margem esquerda.

A seção S2 evidenciou a dinâmica agradacional atual do sistema (Tabela 1; Figura 1). O trecho B apresenta esta situação bem definida no período entre 1985 e 2005, marcada pela instalação ou evolução significativa de ilhas laterais, o que se deve à i) convexidade do trecho junto à margem esquerda, à ii) baixa velocidade do fluxo (0 a 0,5 m/s) e à iii) presença da Ponte dos Macuxis. Esta ponte limita a migração do canal para planície de inundação e altera as velocidades de escoamento da água, afetando o transporte e a sedimentação, favorecendo a retenção do sedimento à montante e o aumento das taxas de erosão à jusante na margem direita do canal, o que modifica os padrões de erosão/sedimentação. Em contraponto, o trecho B também apresenta, à montante da foz do rio Cauamé, a maior taxa de erosão na área de estudo, condição associada a: i) concavidade do trecho; ii) velocidade do fluxo (com valores de até 2 m/s) e iii) o desnível entre o rio Branco e rio Cauamé. Assim, o trecho B se destaca pela contraste entre regiões de margens estáveis e trechos de altas taxas de erodibilidade.

A seção S3 apresenta uma evolução similar à de S1, o que se desprende da semelhanças morfológicas e dinâmicas entre os trechos C e A, que representam, respectivamente, o detalhamento de S3 e S1. O trecho C, tal qual o trecho A, também se destaca pelo maior aporte de área das ilhas centrais apresentando: i) predomínio dos processos de acreção frontal e lateral; ii) agradação nas margens do canal; e iii) equilíbrio dos volumes totais de sedimentos retrabalhados.

Na seção S4 o detalhamento do trecho D também mostrou instalação ou evolução significativa de ilhas laterais, tal qual ocorrem no trecho B da seção S2. No trecho D, além de ser notada uma ilha central bem evoluída pela expansão dos depósitos de carga de leito, por meio de acreção e amalgamamento das barras fluviais, ficou marcado pela instalação de corpos insulares na parcela ocidental e próximos à margem do canal no período de 1985 a 2005. A análise das imagens de 2018 indicaram que as ilhas próximas à margem direita do trecho D se encontram em avançado processo de anexação à planície de inundação.

Interpretações

O trecho estudado do médio curso do rio Branco se caracteriza por processos predominantemente agradacionais (Tabela 1). A divisão do trecho estudado em quatro seções, S1 a S4, possibilitou que fossem notadas variações locais, cujo detalhamento realizado nos trechos A, B, C e D permitiu as seguintes interpretações:

i) Os trechos A e C se mostraram morfológica e dinamicamente semelhantes. Essa situação pode estar relacionada a baixa sinuosidade de ambos os trechos, o que favorece a manutenção de um perfil transversal mais regular e com maior eficiência no deslocamento de fluxos pelo canal, especialmente durante os períodos de cheia, conforme trabalhos anteriores (SANDER, 2015, SANDER et al., 2015a).

ii) O trecho B mostrou um predomínio de acreção e consequente estabilização dos depósitos sedimentares, o que levou a uma maior progressão dos processos de agradação na área de estudo, gerando uma formação intrincada de barras e ilhas na margem esquerda. Carvalho (2015) denomina este trecho de Complexo do Surrão-Praia Grande. Se por um lado, a condição de convexidade ajuda o desenvolvimento do sistema de ilhas, a construção da ponte dos Macuxis, realizada em 1975, se coloca como um fator fundamental na evolução do trecho. A construção do aterro da ponte, que corta toda extensão da planície de inundação, forma uma condição de remanso à montante impedindo a migração do canal para a margem esquerda da planície aluvial. Como resultado, o canal secundário (canal do Surrão) tem sofrido um processo gradativo de colmatação, associado a soldagem das ilhas e o avanço da incorporação destes corpos insulares à planície de inundação, como já havia sido sugerido em Carvalho e Morais (2014).

O predomínio de acreção do trecho B não inibiu a atuação da erosão, como é o caso da área à montante da foz do rio Cauamé, onde se encontra o mais importante processo ativo de erosão de margem, mensurada por Sander et al. (2013), em aproximadamente 3 m/ano. Este trecho compreende depósitos aluviais pretéritos composta por fácies arenosas bastante susceptíveis à erosão dos sistemas rio Branco e Baixo rio Cauamé. Este fato se deve à velocidade da corrente que chega até valores de 2 m/s em relação a margem (SANDER, CARVALHO e GASPARETTO, 2013) o que favorece a erosão na base do perfil. Outro fator seria a ocorrência de correntes de água, a partir do rio Branco, afogando a península da foz do rio Cauamé, devido o desnível do primeiro em relação ao segundo, desestabilizando estes depósitos na região de confluência entre estes rios, o que já havia sido mencionado em Sander (2015).

Enfim, como será discutido a seguir, a predominância de processos agradacionais no trecho estudado do rio Branco é relacionada a: i) controle geológico (i.e., litológico e tectônico) que atuam tanto no controle do perfil longitudinal, como na sinuosidade do canal e ii) controle hidrológico na

regulação do suprimento de carga sólida (fundo e suspensão). As características sedimentares da margem dos canais, as estruturas de engenharia e, de forma secundária, os fluxos lânticos da vegetação e matéria orgânica, atuam em conjunto na gênese e evolução das barras/ilhas/margens do canal e na velocidade de agradacão e erosão (lateral, horizontal e vertical).

Discussão

Os resultados mostraram que as condições de formação e a evolução das barras arenosas do médio curso rio Branco são agradacionais. Mas por que as barras evoluíram assim? A hipótese defendida nesse trabalho é a de que os processos de agradacão fluvial possuem controles geológicos que independem da hidrossedimentologia do canal além de controles hidrológicos, estes sim dependentes da hidrossedimentologia. Esta premissa segue, em grande parte, a concepção de Schumm (1977) no tocante à evolução do sistema fluvial.

Controle Geológico

Instalado no Hemi-graben do Tacutu, o trecho estudado apresenta uma diversidade de contatos litológicos e de falhas resultantes de uma complexa história geológica que vem do Proterozóico até o Holoceno (Figura 3). Essa condição fica clara pela variedade litológica e exposição de horizontes de ferruginização em diferentes pontos do perfil longitudinal do canal, na planície aluvial, ou em seu limite, que atuam no modelado deste ambiente. Como mencionado previamente, outro fator decisivo na evolução da planície aluvial, no trecho médio da área de estudo, é a presença de uma ponte que limita a descarga do rio somente ao leito do canal, na parcela direita da planície aluvial, o que somado a sinuosidade do trecho, tem acelerado os processos de agradacão no canal, especialmente em sua margem esquerda.”

Neste trabalho era de se esperar que o sistema do médio curso de rio Branco atuasse no retrabalhamento de seus depósitos aluviais (de idades holocênicas a atuais) como tem sido observado ao longo do sistema alto rio Branco (IBGE, 2005b; CPRM, 2009; SANDER, 2015). Contudo, além dos ajustes relativos à sua descarga hidrossedimentar, o principal controle é aquele exercido pelo substrato, sobre o qual o rio se desenvolve, distribuído em diferentes pontos do sistema identificados neste estudo. Tais controles têm sido considerados também em estudos anteriores desenvolvidos (CARVALHO, 2015; SANDER, et al. 2015).

Em adição ao substrato, os controles estruturais impõem ao canal do rio Branco um padrão retilíneo a levemente arqueado que segue o sentido NNE-SSW (Figura 4).

Deve-se observar que os canais fluviais da Amazônia, tanto atuais, quanto passados, têm controle estrutural (ROSSETTI e VALERIANO, 2007; SOUSA e OLIVEIRA, 2016). Nos afloramentos da área de estudo, identificou-se um padrão de fraturamento com mesma orientação

NNE-SSW o que se atribui como fenômenos correlatos e revela sua dimensão temporal, pois advém de deformação tectônica cenozoica (EIRAS e KINOSHITA, 1988; SCALABRIN E WANKLER, 2019; MENEZES, et al., 2020).

Essa deformação no Cenozoico está ligada a um sistema transcorrente, resultante de interações compressivas nas bordas setentrionais da placa sul-americana com a consequente transferência de esforços (tensões) para dentro do continente e que causou as deformações no arcabouço da bacia do Tacutu (EIRAS E KINOSHITA, 1988). Além destas deformações recentes, há ainda as estruturas rasas da crosta superior sob a bacia do Tacutu que podem deixar sua impressão na forma de controle estrutural como acontece em outras partes da Amazônia ou outras bacias sedimentares até mais antigas (*e.g.*, STERNBERG, 1950; PINTO, 2019). A idade estimada para deformação no Cenozoico está entre 5,33 Ma e 3,60 Ma, no Plioceno (EIRAS E KINOSHITA,1988). Admite-se que a partir desta idade também são formados os depósitos basais da Formação Boa Vista (REIS et al. 2003; SCALABIN e WANKLER, 2019; MENEZES, et al., 2020).

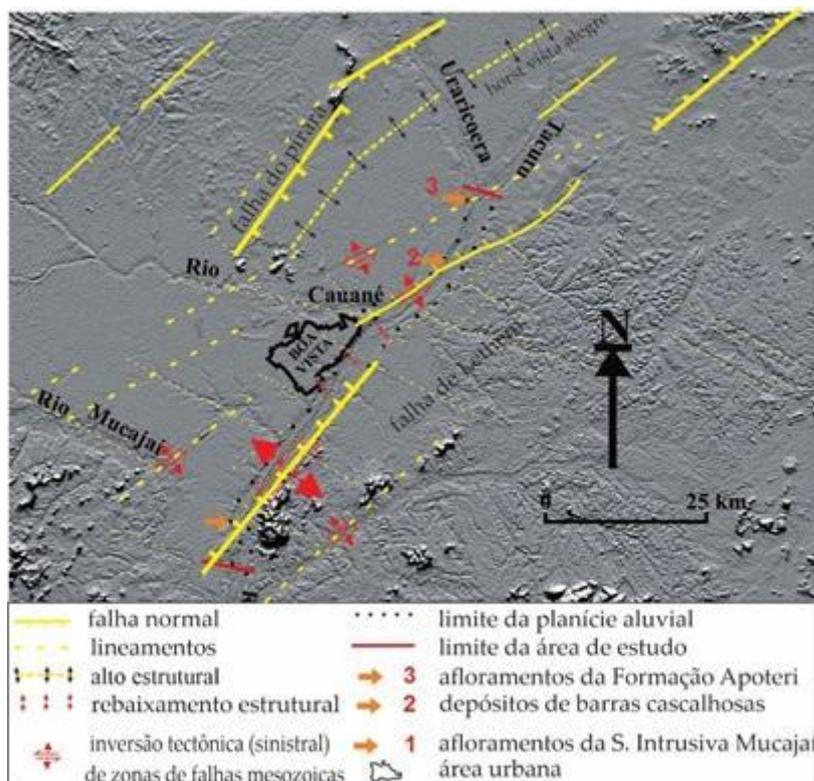


Figura 3. Características estruturais principais da região do médio rio Branco. Notar a identificação das Falhas de Lethem e Pirara que representam, respectivamente, a borda sul e norte do Hemi-graben Tacutu (Nordeste de Roraima/Guiana) com base em imagem de radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e adaptada a partir de IBGE (2005b), Eiras e Kinoshita (1988); Reis et al. (2003); Silva e Porsani, (2006); Falcão (2007); Costa e Falcão (2011), Nascimento et al. (2012); Sander (2015) e Scalabrin e Wankler (2019).

Fonte: Autores.

Este evento compressivo ocasionou o rejuvenescimento do relevo formando as principais elevações da área (Figura 4). Wankler e Scalabrin (2019) reconhecem que as evidências deste

evento seriam da formação de dobras no rio Tacutu, dobras de arrasto e camadas arenosas rotacionadas na Serra do Tucano com reativações de zonas de fraturas formadas na implantação do Hemi-graben do Tacutu que, conseqüentemente, efetivaram os controles da drenagem presentes na bacia (COSTA e FALCÃO, 2011), sob regimes localizados de transpressão e transtensão. Nas zonas de transpressão ocorreria o soerguimento da parte do embasamento cristalino e das sucessões juro-cretáceas do Tacutu. Estruturas transpressivas (estrutura em flor) foram identificadas próximas e falhas limítrofes da bacia (EIRAS E KINOSHITA, 1988).

A ocorrência de soleiras (*riffles*) nos limites da área de estudo coincide com principais lineamentos estruturais da bacia do Tacutu que segmentam os trechos onde ocorrem (Figura 4). Observa-se que nas mesmas podem ser identificados lineamentos passando na zona dos afloramentos da Formação Apoteri (montante) e das rochas da Suíte Intrusiva Mucajaí (jusante) no canal do médio rio Branco.

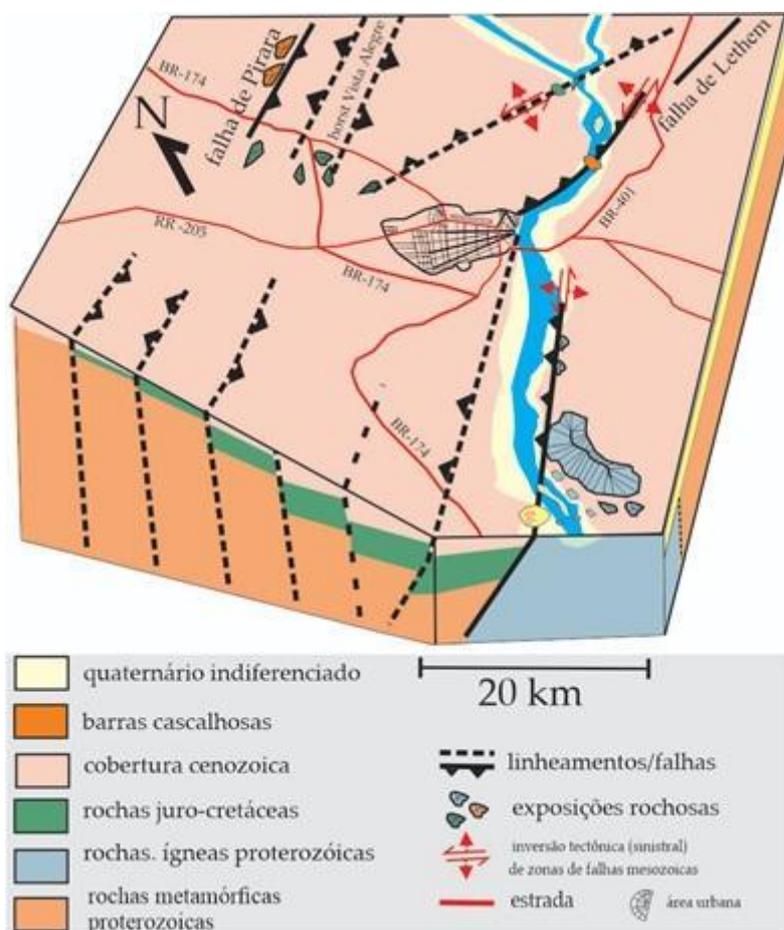


Figura 4 - Bloco diagrama mostrando as relações espaciais dos sistemas blocos estruturais da área de estudo.

Fonte: autores.

Os controles geológicos identificados ocorrem na área de estudo sob as seguintes situações:

1) Quando o leito do rio Branco se desenvolve sobre afloramentos de rochas da Formação Apoteri a montante (Figura 5 a, b) e da Suíte Intrusiva Mucajaí a jusante na área de estudo.

Basicamente, a divisão entre estes substratos representa os relevos residuais que demarcam os limites do Hemi-graben do Tacutu;

2) Onde são observados os afloramentos rochosos da Suíte intrusiva Mucajaí na área da Serra Grande. Ali, esta unidade controla o volume e a vazão da carga de leito à montante deste ponto, o que delimita o nível de base local do sistema na área de estudo. Os controles geológicos se evidenciam em um trecho da margem à montante dos corpos insulares cujo afloramento da Suíte Intrusiva Mucajaí controla a migração do canal, impede a erosão marginal, cria condições de redução da velocidade do fluxo à jusante próximo a margem direita o que leva a condições hidrodinâmicas de deposição local. Ela também inibe o avanço de processos erosivos remontantes por meio do estreitamento da planície aluvial onde aflora junto aos depósitos das Coberturas Eólicas Holocênicas na margem direita do canal.

4) Quando o rio Branco corre sobre sedimentos da Formação Boa Vista (caracterizada por sedimentos fracamente consolidados), é favorecido o alargamento de sua planície aluvial com o recuo dos limites das margens plenas nos ambientes de contato do canal. Não obstante, constata-se que, na área à jusante do rio Cauamé, o trecho B apresenta as margens mais estáveis mesmo em condições hidrodinâmicas favoráveis à erosão e cujas velocidades de corrente chegam a superar 1 m/s (conforme explicado no item 3.2), em particular na margem direita do trecho B e é contínua ao longo do centro histórico de Boa Vista até a ponte do Macuxis. Aqui, os controles geológicos são a maior resistência do banco de solapamento da margem direita do canal, seja por causa da pedogênese, seja por causa da composição silto-argilosa a areno-argilosa da Formação Boa Vista, bem como a presença de concreções ferruginosas (MENESES, COSTA e COSTA, 2007; SANDER, CARVALHO e GASPARETTO, 2013; SANDER, 2015; SANDER et al, 2015a); e

5) Outra evidência do controle exercido pela presença da Formação Boa Vista sobre a erosão do sistema é a existência de horizontes de ferruginização de espessura variável no leito do canal. Com a erosão dos depósitos pela passagem do canal fluvial, ocorre a formação de um leito de fragmentos destes horizontes de ferruginização próximo ao limite superior da área de estudo, bem como em trechos onde a erosão do banco de solapamento está ativa, formando um estrado de clastos acumulados no talvegue do canal. Tais aspectos causaram variações sobre a rugosidade do leito rochoso (Figura 5c).

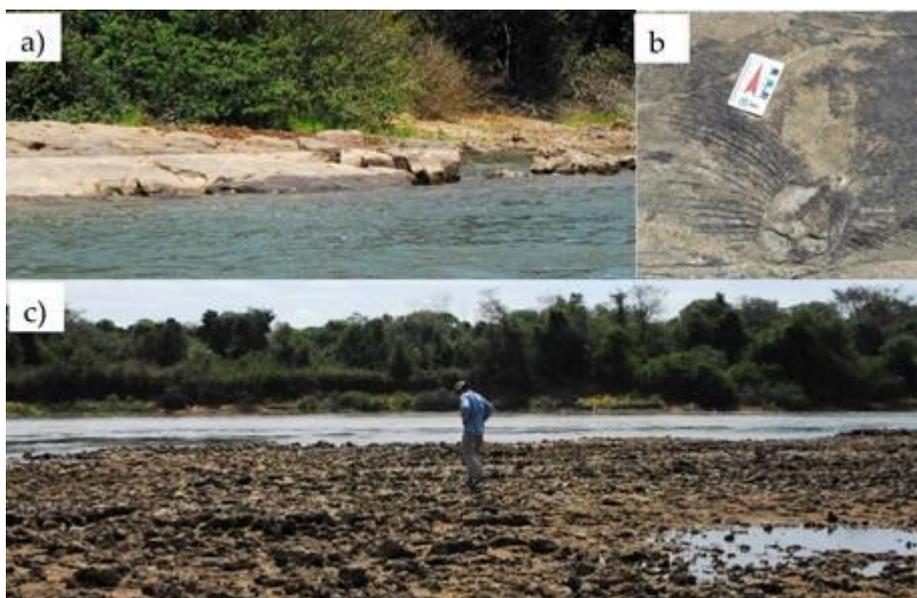


Figura 5 - a) Afloramentos de vulcânicas da Formação Apoteri no rio Branco. b) Detalhe dos depósitos piroclásticos com *surge*, deformados por bomba de ejeção piroclástica (coordenadas lat 032°00'05" N e long 060°30'08" W) c) Depósitos de barras cascalhosas formadas por acumulação de fragmentos de concreções ferruginosas no trecho montante da área de estudo (coord. lat. 02°53'58" N e long. 060°32'48" W). Fotos: Carlos Caleffi (a, c); Fábio Wankler (b), 2015.

Controle hidrológico

Mudanças nas variáveis independentes do sistema fluvial também podem afetar este equilíbrio. Tais variáveis incluem o efeito do ENOS no regime de chuvas que podem criar condições propícias mudanças de equilíbrio. Acerca do efeito antrópico, como o impacto pela remoção da vegetação nas margens do canal, este não será imediato, pois Bull (1987) aponta um período de 10 anos para resultar em modificações no canal fluvial.

A amplitude as fases de estação úmida e seca afeta os valores de vazão do rio pois corresponderão, respectivamente, às fases de maior sedimentação e erosão do canal fluvial. Para Lane (1955), a fase de sedimentação ocorre quando a taxa de entrada de sedimentos é maior que a capacidade de transporte. Já na fase de erosão a capacidade de transporte dos canais é maior que o volume de sedimentos transferido das encostas, podendo erodir a cabeceira, o fundo e as margens, causando a expansão das calhas, de jusante para montante.

A evolução de canais e ilhas seguem a dinâmica de alterações progressivas no sistema fluvial com trechos de erosão e predomínio de processos agradacionais (Figura 2). No caso das pequenas ilhas, a maior parte das alterações se deu pela soldagem delas aos corpos insulares maiores ou à planície de inundação. Uma menor parte compreendeu a erosão desses corpos pelos fluxos de cheias do rio Branco.

Outro fator que influencia a disposição dos corpos arenosos e fixação das barras fluviais no canal é o regime de chuvas. Os depósitos emersos de barras fluviais são vistos durante quase todo período seco da bacia (SANDER et al., 2019) e durante o período extremo anual da vazante (meses

de janeiro a abril), os ambientes de barras fluviais ainda ocupam a maior parte da área do canal. Sander (2015) analisando fotografias aéreas e imagens orbitais destaca a maior exposição de barras do período a partir de 1965. Em parte, esta condição pode ser explicada pelo histórico da vazão do rio Branco nas últimas décadas (ANA, 2020), que indicam maior variabilidade dos débitos fluviais e maior frequência de vazantes abaixo da média histórica.

A ampliação do tempo de exposição das barras fluviais se mostra relevante na evolução dos processos de estabilização dos depósitos fluviais, seja dos corpos insulares ou justafluviais. O grande volume de material de fundo carregado durante os períodos de cheias, que em anos excepcionais superam a vazão de 10.000 m³/s (ANA, 2020), garantem o processo progressivo de deposição. Estes depósitos apresentam-se quase estagnados durante os períodos de águas baixas, com duração média de 6 meses que, no período das cheias, em ambientes de menor turbulência, costumam favorecer o acúmulo de material pelítico e matéria orgânica. Cria-se assim condições de base para a instalação de pequenos nichos de vegetação, importantes para os processos de acreção lateral, frontal e vertical. Este tipo de processo é identificado em outros sistemas de grande porte (BAYER, 2002, 2010; BAYER e CARVALHO, 2008; LELI, STEVAUX e NOBREGA, 2010; CARVALHO; MORAIS, 2014; LELI, 2015; CARVALHO, 2018).

Nos depósitos centrais, identificou-se processos quase que simultâneos de acreção frontal e lateral, sendo comum observar a formação de canais insulares entre a ilha e depósitos frontais permanentes, que evoluem para condição de lagos e trechos pantanosos. A própria instalação da vegetação e o avanço dos processos de acreção lateral se mostram fundamentais na evolução destes trechos insulares e com reflexos à jusante destes corpos (CARVALHO; MORAIS, 2014; SANDER et al, 2016).

Neste sentido, os depósitos apresentam tendência de crescimento à montante pela acreção e acumulação de barras centrais na frente da ilha, como é observado no trecho A na Figura 2, em que desenvolvem um padrão romboidal, adquirindo uma forma mais alongada. Isto favorece a continuidade da sedimentação lateral das ilhas (SANTOS; STEVAUX, 2016).

Quanto à ocorrência de barras e ilhas laterais, fora do trecho de maior concavidade (adjacências de Boa Vista), elas têm apresentado progressão numérica, quando comparadas a registros do século passado (Tabela 1). Elas ocorrem com formato elipsoidal e apresentam sua genética em conformidade com o ciclo hidrológico anual pelo qual são alimentadas até o término do ciclo de cheias. O posicionamento dessas barras e ilhas laterais é favorecido pela presença de um talvegue sinuoso e pela perda de competência do fluxo no carregamento dos sedimentos.

O processo de acreção e estabilização final de depósitos também foi observado em vários trechos do rio Branco junto às margens do canal, no contato do ambiente de planície. Estes casos

compreendem a estabilização dos bancos arenosos por processos de acreção lateral, seguidos pelo avanço de depósitos no sentido longitudinal (sentido montante ou jusante).

Além da progressão espacial do sistema através da instalação das barras fluviais e sua evolução para estágios de ilha ou planície (SANDER et al., 2013; CARVALHO e MORAIS, 2014), chama a atenção a velocidade da acreção vertical, especialmente os depósitos de finos. Notou-se que, em poucas décadas, a maior parte dos perfis apresentam acúmulo médio superior a 3,5 m. Esses perfis inicialmente são marcados por depósitos de canal, com a instalação de barras, associado a perda de energia do fluxo na transição da fase de cheia para a vazante formando a base do depósito (SANDER, GASPARETTO e SANTOS, 2015; SANDER et al., 2015b). Posteriormente, em níveis mais elevados e em condições de fluxos de baixa energia ou de remanso, mantêm-se condições necessárias na deposição da carga em suspensão (SANDER, 2015). Mesmo que os processos de acreção sejam comuns aos rios da Amazônia, assim como em outros sistemas tropicais de planície, eventuais diferenças na velocidade de agradação horizontal/vertical estão muito provavelmente relacionados ao próprio tipo e volume de carga sólida transportada por esses rios que, quando observado o contexto amazônico, a disparidade no tipo de material envolvido no processo é resultado dos diferentes tipos de ambientes drenados por tais sistemas (MEADE, 1985, 1994 e 1996; LATRUBESSE, STEVAUX e SINHA, 2005; SANDER, GASPARETTO e SANTOS, 2015; SANDER et al., 2015b).

A resposta do rio Branco provavelmente está relacionada ao grau de controle da descarga fluvial e à própria dinâmica de cheias. Estas englobam as características pluviométricas, sinuosidade do canal e níveis de base (naturais ou artificiais) que afetam o fluxo sedimentar pelo perfil longitudinal. Isto é fato comum nos rios da bacia Amazônica que experimentam estas mesmas condições em tempos diferentes observando os dados hidrológicos (ANA, 2020). O médio rio Branco apresenta um período médio de cheias próximo a 90 dias/ano, com manutenção de cotas acima de 4 m (estação Boa Vista) que marca a submersão dos depósitos de barra, ilhas baixas e a planície de inundação adjacentes ao canal. Em outros grandes sistemas amazônicos se observam períodos iguais ou superiores ao rio Branco que ultrapassam 120 dias/ano.

Em outro plano, a velocidade da acreção vertical se mostra ligada também à influência da vegetação, somado ao tempo de duração da cheia e à condição lântica do fluxo nos ambientes deposicionais. Tal processo, segundo Carvalho e Morais (2014) se dá desde os estágios iniciais de espécies arbustivas que passam a atuar como hospedeiros de sedimentos e matéria orgânica nos troncos, galhos, raízes e folhas. Essa condição favorece a evolução do adensamento e a sucessão de espécies.

Outro traço observado é o acúmulo em superfícies de madeira e troncos de árvores (Figura 6). Neste caso, é possível observar acúmulos que chegam a superar 3 cm durante as cheias, mais espesso próximo ao chão devido a mistura de granulometrias de materiais finos (silte/argila) com areias (finas a muito finas). Da mesma forma, as próprias folhas, ao se desprenderem, são envolvidas pelos estratos sedimentares e incorporadas ao perfil, pela própria ação do sistema radicular ou de forma independente, representando os estágios mais recentes e eficientes de sucessão vertical. A posição das cabeceiras do rio Branco nos contrafortes do Escudo das Guianas, associado a vertentes e canais de alto e médio gradiente garantem um importante suprimento de carga sólida a todo rio Branco (SANDER et al., 2013; CARVALHO, 2014; SANDER, 2015; SILVA; CARVALHO, 2020). Neste caso, a planície aluvial do rio Branco se comporta como uma zona agradacional, com processos predominantemente acumulativos/deposicionais (CARVALHO, 2015).



Figura 6 - Plantas com raízes aéreas, muito comuns em áreas de acreção recente no complexo das ilhas do Surrão, rio Branco (coordenadas lat 2°49'46.39"N e long 60°38'37.76"W). É possível observar o grande volume de sedimentos retidos. Foto: Isabel Leli (2015).

Conclusões

Este estudo possibilitou a identificação dos fatores controladores da dinâmica fluvial e maior compreensão dos processos de transporte e erosão dos sedimentos, bem como ampliou o quadro de entendimento do efeito da evolução geomorfológica na hidrodinâmica da planície aluvial atual do médio rio Branco.

A área de estudo demonstra a atuação de controles geológicos ativos, resultante de um complexo histórico de tectonismo, associado à geomorfologia e à hidrologia das áreas de cabeceira. Assim, o suprimento de carga sólida de fundo ao curso d'água é depositado e retrabalhado conforme a dinâmica cheia/vazante anual, disciplinados pela orientação (i.e., sinuosidade) e perfil longitudinal do canal. Essa dinâmica apresenta ainda a ação de controle antrópico, a ponte dos Macuxis, com efeitos na porção intermediária do trecho.

A fase recente de evolução da planície aluvial indicou uma tendência agradacional com redução progressiva da área do canal entre 1985 e 2023, com retração de 6,41 % (4,76 km²) com maior intensidade entre 2012 e 2017. As ilhas de maior porte (>0,10 km²) apresentaram ganho de área, porém, com pequena variação negativa (-0,5%) entre 2012 e 2017. As ilhas menores (< 0,10 km²) apresentaram uma fase de grande expansão de área e número (144,12%, período 1985 a 2005) seguida por uma importante retração (-62,65%, entre 2005 e 2023), ficando a níveis inferiores do início da série. Levando em consideração a evolução geral das ilhas, as principais mudanças se deram pela soldagem entre corpos insulares e pela incorporação de ilhas laterais à planície de inundação.

O processo de acreção segue modelos típicos de rios de planalto, onde as ilhas desenvolvem um padrão romboidal com acreções laterais e frontais, com depressões associadas a lagos testemunhos (formadas entre as fases deposicionais) paralelas ou transversais ao sentido do canal. A velocidade desse processo, especialmente no trecho médio da área de estudo, se mostrou bastante acelerada como resultado da sinuosidade do trecho e o efeito da presença do aterro de acesso à ponte dos Macuxis, com reflexos a montante e jusante da obra de engenharia.

Com relação às taxas de acreção vertical, estas se mostram associadas a uma série de condições que compreendem: i) a orientação e perfil longitudinal (gradiente); ii) o suprimento de carga sólida proveniente do Planalto das Guianas; iii) as condições hidrodinâmicas do fluxo (cheia/vazante) que garantem condições propícias à instalação das barras fluviais (deposição de sedimentos de fundo) e formação de ambientes de fluxo lento que permitem a precipitação de sedimentos em suspensão; iv) o prolongado período de cheia que garante um período contínuo de acesso a carga sólida; v) a vegetação, que de forma pontual, favorece processos de retenção de sedimentos como superfícies de deposição direta e indireta (serapilheira).

Os controles geológicos que influenciam orientação do canal e no perfil longitudinal são: i) presença afloramentos rochosos no leito do canal das unidades Formação Apoteri e da Suíte Intrusiva Mucajaí; ii) alargamento da planície aluvial, com controle local em razão das características litológicas resistentes a erosão da Formação Boa Vista nos bancos de solapamento; iii) variações na rugosidade do leito rochoso pela presença de horizontes de ferruginização de espessura variável; iv) controle da orientação do canal rio Branco e tributários pelos lineamentos e altos estruturais sentido NNE-SSW; v) a existência de um baixo estrutural, formado pela tectônica cenozoica onde está encaixado o trecho estudado; vi) o gradiente limitado tanto à jusante, pelo afloramento no leito do canal de rochas cristalinas na região da Serra Grande e, como à montante, pelo afloramento de rochas vulcânicas da Formação Apoteri, promovendo à variação da vazão como o principal fator da dinâmica deposicional.

Por fim, os resultados deste estudo apontam para a necessidade de aprofundar o conhecimento da evolução espaço temporal da hidrodinâmica fluvial e os controles de transporte e sedimentação. Os controles hidrodinâmicos, litológicos e estruturais devem ser parametrizados com o uso de ferramentas de investigação mais aprofundada, como estudos de análise morfoestrutural, tectônica e geofísica, modelos hidrodinâmicos, enchentes, transporte de sedimentos o que levaria a futuro estudos sobre a interação entre a água subterrânea e superficial aqui estudada.

Referências

AB'SABER, A. N. A Formação Boa Vista: o significado geomorfológico e geológico no contexto do relevo de Roraima. **In:** BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E.J.G.; CASTELLÓN, E.G. **Homem, Ambiente e Ecologia no estado de Roraima**. Manaus: INPA, 1997. p. 267-293.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - **HIDROWEB / Sistema de Informações Hidrológicas**. Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=4000>> Acesso em 08 de dezembro de 2020.

ARAÚJO, W. F.; NETO, J. L. L. M.; SANDER, C.; DE ALBUQUERQUE, J. D. A. A.; DE ARAÚJO VIANA, T. V.; VALERO, M. A. M.. Atualização da classificação climática de Boa Vista, Roraima, Brasil. **Nativa**, v. 12, n. 2, p. 236-240, 2024. ISSN: 2318-7670

BAYER, M. CARVALHO, T.M. Processos morfológicos e sedimentos no canal do rio Araguaia. **Rev. de Estudos Ambientais**. Vol.10(2):24-31. 2008.

BAYER, M. **Diagnóstico dos processos de erosão/assoreamento na planície aluvial do rio Araguaia, entre Registro do Araguaia (GO) e Cocalinho (MT)**. 2002. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2002.

BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. 2010. 82 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) Universidade Federal de Goiás – UFG, Goiânia – GO, 2010.

BERTANI, T. C. et al. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene–Holocene analog. **Earth surface processes and landforms**, v. 40, n. 3, p. 285-292, 2015.

BULL, W.B., 1979. Threshold of critical power in streams. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 90: 453-464.

BULL, W.B., 1984. **Tectonic geomorphology**. J. Geol. Educ., 32: 310-324

CARVALHO, T. M. Biogeografia e contribuições à classificação das áreas úmidas de Roraima: exemplo da florística da planície fluvial do rio Branco. In: BESERRA NETA, L. C.; HOLANDA, E. C (Org.). **Geociências de Roraima**. Boa Vista: Editora da UFRR, p. 191-216. 2018. ISBN 978-85-82881-48-4.

CARVALHO, T. Parâmetros geomorfométricos para descrição do relevo da Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Tupé, Manaus, Amazonas. In: Nelson, E. (Ed.). **Biotupé: Meio Físico, Diversidade Biológica e Sociocultural do Baixo Rio Negro, Amazônia Central**. Ed.1ª. Manaus: Editora UEA Ltda, 2009a. p.3-17.

CARVALHO, T. Síntese dos Aspectos Hidrogeomorfológicos do Estado de Roraima, Brasil. In.: Gorayeb, P.; Lima, A. (Eds). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Ed. 9ª. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2015. pg. 435-450.

CARVALHO, T. Sistemas e Ambientes Denudacionais e Agradacionais, uma primeira aproximação para o Estado de Roraima, Norte da Amazônia. **Acta Geográfica**, v. 8, n. 16, p. 77-98, 2014. DOI: 10.5654/actageo2014.0004.0018

CARVALHO, T.; BAYER, M. Utilização dos produtos da "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM) no mapeamento geomorfológico do Estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, p. 35-41, 2008. DOI: 10.20502/rbg.v9i1.99

CARVALHO, T.; MORAIS, R. Aspectos hidrogeomorfológicos do sistema fluvial do baixo rio Uraricoera e alto rio Branco como subsídio à gestão de terras. **Revista Geografias**, v.10, n.2. p. 118-135, 2014.

COSTA J. A. V.; FALCÃO, M. T. Compartimentação morfotectônica e implicações da evolução do relevo do Hemi-graben do Tacutu no estado de Roraima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p.85-94, 2011. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i1.221>

COSTA, J. A. V.; FALCÃO, M. T. Compartimentação morfotectônica e implicações de evolução do relevo do Hemi-graben do Tacutu no Estado de Roraima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p.85-94, 2011.

COSTA, J. B. S. et al. O Hemi-graben do Tacutu: uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 1991. v.10, p. 119-130.

CPRM. 2009. **Mapa Geológico com a distribuição das rochas ornamentais do estado de Roraima**. Modificado, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Escala 1:60.000. Estado do Amazonas: CPRM. CD-Rom.

CREMON, É. H.; ROSSETTI, D. DE F.; SAWAKUCHI, A. DE O.; COHEN, M. C. L. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22-39, 2016.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, p. 193-208, abr./dez. 1988.

EVANGELISTA, R. O.; SANDER, C.; WANKLER, F. L. Estudo preliminar da distribuição pluviométrica e do regime fluvial da bacia do rio Branco, estado de Roraima. In: SILVA, P. R. F.; OLIVEIRA, R. S. (Org.). **Roraima 20 anos: As geografias de um novo estado**. Boa Vista: Editora da UFRR, p. 142-167. 2008.

FALCÃO, M. T. **Compartimentação do relevo no Hemi-graben do Tacutu, Estado de Roraima**. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais), Programa de Recursos Naturais, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2007. 104 p.

FILIZOLA, N. P. **O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira**. ANEEL, Brasília, 63 p. 1999.

GUERRA, A. T. **Estudo Geográfico do Território do Rio Branco**. Rio de Janeiro: IBGE, .252 p. 1957

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Geologia do Estado de Roraima**. Rio de Janeiro, 1ª Ed, 2005b. 1 mapa. 89 X 79 cm, escala 1:1.000.000.

LANE, E. W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. **Am Soc. Civil Eng. Proc.** 81:745-1-745-17.

LATRUBESSE, E., STEVAUX, J.C. Geomorphology and environmental aspects of Araguaia fluvial basin, Brazil. **Zeitschrift fqr Geomorphologie**, 129, p. 109– 127, 2002.

LATRUBESSE, E.M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River tropical systems, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching, **Geomorphology**, 2005, 372–397. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.014>

LATRUBESSE, EM; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. 2005. Tropical rivers. **Geomorphology**, 70 (3–4): 187-206.

LELI, I. T. 2015. **Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do Alto rio paraná, Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123p.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NOBREGA, M. T. Dinâmica especial da hidrologia do rio Ivaí. **Boletim de Geografia**. 28(2)41- 47p, 2010.

MAY, J.-H.; VEIT, H. Paleosol-Sediment-Sequences along the Andean piedmont (Eastern Bolivia). 3 rd **Swiss Geoscience Meeting**, Zürich, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.003>

MEADE, R. H. Transcontinental Moving and Storage: the Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdon: John Wiley e Sons, p. 45 – 63. 2007.

MENESES, M. E. N. S.; COSTA, M. L.; COSTA, J. A. V. Os lagos do lavrado de Boa Vista - Roraima: fisiografia, físico-química das águas, mineralogia e química dos sedimentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 478-489, 2007.

MENEZES, F.; WANKLER, F.; VELOSO, R.; GAMA, C. SISTEMAS DEPOSICIONAIS FLUVIAIS: ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO BOA VISTA, NORDESTE DA BACIA DO TACUTU, RR. **Rev. Geogr. Acadêmica** v.14, n.1, p. 69-93, 2020.

MITTEN, A.J. HOWELL, L.P. CLARKE, S.M. PRINGLE, J.K. Controls on the deposition and preservation of architectural elements within a fluvial multi-storey sandbody, **Sedimentary Geology**, Vol. 401, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105629>.

NASCIMENTO, S. de O.; TAVARES JUNIOR, S. T.; BEZERRA NETA, L. C.; RODRIGUES, S. M. Análise morfoestrutural da bacia sedimentar do Tacutu – RR. **Revista Geonorte, Edição Especial**, vol.2, n.4, p.1273 – 1278, 2012. ISSN 2237-1419.

PASSOS, M.S. & SOARES, E.A.A. 2017. Análise multitemporal do sistema fluvial Solimões- Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, Amazônia Ocidental. **Geologia Usp. Série Científica**, 17: 61-74

PHILIP, G.; GUPTA, R. P.; BHATTACHARYA, A. B. Channel Migration Studies in the middle Gange Basin, India using remote sensing. **International Journal of Remote Sensing** 10(6): 1141-1149. 1989. <https://doi.org/10.1080/01431168908903953>

PICKUP, G. & WARNER, R. F. Geomorphology of tropical rivers, I: channel adjustment to sediment load and discharge in the Fly and lower Puraru, Papua New Guinea. *In*: Schick, A. (Ed.) **Catena (Supplement)**. 5: 1-18. 1984. ISSN [0722-0723](#).

PINTO, M.L. 2019. *Arca-bouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais*. Tese de doutoramento, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil, 96 p. QGIS Development Team. **QGIS Geographic Information System (versão 3.16)**. 2021. Disponível em: <<http://qgis.osgeo.org>>.

REIS, R. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G. de; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. BRGM (Ed.) **Geology of France and Surrounding Area – Especial Guiana Shield**. N° 2-3-4, p.121-134, 2003. ISSN [0246-0874](#).

ROSSETTI, D. F. et al. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. **Geomorphology**, v. 177, p. 74-92, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.015>

SANDER, C.; CARVALHO, T. M.; GASPARETTO, N. Breve Síntese da Dinâmica Fluvial do Rio Branco, nas adjacências da cidade de Boa Vista, Roraima. **Revista Geográfica Acadêmica**, vol. 7, p. 60-69, 2013. ISSN 1678-7226.

SANDER, C. **Geomorfologia da planície aluvial do alto rio Branco em Roraima: Dinâmica e processos evolutivos**. 230 f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, 2015.

SANDER C., GASPARETTO N.V., SANTOS M.L. dos. Variações da carga sedimentar de fundo e morfologia dos perfis transversais batimétricos no trecho inferior da bacia do Alto rio Branco, Roraima. *Revista Geográfica Acadêmica*, vol. 9, p. 130-145, 2015. ISSN 1678-7226.

SANDER, C.; GASPARETTO, N. VOL. L.; SANTOS, M. L. dos; CARVALHO, T. M. de; WANKLER, F. L. Aspectos da dinâmica morfológica do alto rio Branco, adjacências da cidade de Boa Vista, Roraima. *In*: Gorayeb, Paulo; Lima, Aline (Org.) **Contribuições a Geologia da Amazônia**, SBG-Núcleo Norte, vol. 9, p.15-31, 2015a. ISBN 978-85-88692-09-1.

SANDER, C.; GASPARETTO, N.; SANTOS, M. Variações da carga sedimentar de fundo e morfologia dos perfis transversais batimétricos no trecho inferior da bacia do Alto rio Branco, Roraima. **Revista Geográfica Acadêmica**, vol. 9, n. 1, p. 130-145, 2015. ISSN 1678-7226

SANTOS, V. C. dos; STEVAUX, J. C. Gênese de Barras de Soldamento e Suas Características Morfológicas: Alto Rio Paraná, Brasil. **Geographia Meridionalis**, vol. 02, n. 01. p. 127–144, 2016. <https://doi.org/10.15210/gm.v2i1.8102>.

SCALABRIN, M.; WANKLER, F.L. Análise Geométrica e Topológica dos sistemas de fraturas na Bacia do Tacutu, Roraima. *In*: 16° SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2019, Manaus – AM *In*: Anais do XVI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus: Even 3, 2019. vol.1.

SCHAEFER, C. E. R.; J. F. do VALE JR. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima: uma resenha do Cretáceo ao Recente. *In*: BARBOSA, R. I; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Ed.). **Homem, Ambiente e Ecologia na Estado de Roraima**. INPA, Manaus, Brazil, p. 231-265. 1997.

SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, vol. 101, p. 279-294, 1993. <https://doi.org/10.1086/648221>

SILVA, M. G.; PORSANI, M. J. Aplicação de balanceamento espectral e DMO no processamento sísmico da Bacia do Tacutu. **Revista Brasileira de Geofísica**, vol. 24, n. 2, p.273-290, 2006. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2006000200010>

SILVA, T.; CARVALHO, T. Compartimentação das bacias dos rios Uraricoera e Tacutu, Roraima, com base em parâmetros geomorfométricos do relevo. **Revista Ciência Geográfica**, v. 24, n2, 2020.

SOUSA, M. M. DE; OLIVEIRA, W. de. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física** 09(04), p.1254-1267, 2016. DOI:10.5935/rbgf.v9i4.1573

STERNBERG, H. O. 1950. Vales tectônicos na Amazônia brasileira. *Revista Brasileira de Geografia*, 12 (4): 511-534.

STEVAUX J.C. & SANTOS M.L.,1998. Palaeohydrological changes in the upper Parana river, Brazil, during the Late Quaternary: a facies approach. *In*: Benito, G., Baker, VOL.R., Gregory, K.J. (Eds.), **Palaeohydrology and Environmental Change**. John Wiley and Sons, pp. 273–285. DOI: 10.1016/S0169-555X(99)00115-4

USAF - Força Aérea dos Estados Unidos. **Levantamento aerofotogramétrico Trimetrogon realizado no Brasil, estado de Roraima**. Fotografias aéreas 0 - 258, números 400 - 436, escala 1/60.000, 1965.

WILSON, M. D.; DURAND, M.; JUNG, H. C.; ALSDORF, D. Swath-altimetry measurements of the main stem Amazon River: measurement errors and hydraulic implications. **Hydrology and Earth System Sciences**, vol. 19, n. 4, p.1943-1959, 2015. doi:10.5194/hess-19-1943-2015.

ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A. O.; CHIESSIB, C. M; HORTAC, F. M. D.; CRUZA, F. W.; DEMATT, J. A.M.; RIBASE, C. C.; HARTMANN, G. A.; GIANNINIA, P. C. F.; SOARES, E. A. A. The role of abrupt climate change in the formation of an open vegetation enclave in northern Amazonia during the late Quaternary, **Global and Planetary Change** 172 (2019) 140–149. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.09.006>