

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geografia

Franzmilller Almeida Nascimento

**O PAPEL DOS PROCESSOS DE REARRANJO DE DRENAGEM NA  
MORFOGÊNESE NEÓGENA DA ALTA/MÉDIA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO  
BRANCO**

Belo Horizonte

2020

Franzmilller Almeida Nascimento

**O PAPEL DOS PROCESSOS DE REARRANJO DE DRENAGEM NA  
MORFOGÊNESE NEÓGENA DA ALTA/MÉDIA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO  
BRANCO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado.

Coorientador: Prof. Dr. António Alberto Teixeira Gomes.

Belo Horizonte

2020

N244p Nascimento, Franzmiller Almeida.  
2020 O papel dos processos de rearranjo de drenagem na morfogênese neógena da alta/média bacia hidrográfica do rio Branco [manuscrito] / Franzmiller Almeida Nascimento. – 2020.  
134 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.  
Coorientador: António Alberto Teixeira Gomes.  
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.  
Área de concentração: Análise Ambiental.  
Bibliografia: f. 118-124.  
Inclui apêndice.

1. Geomorfologia – Roraima – Teses. 2. Bacias hidrográficas – Branco, Rio (RR) – Teses. 3. Paleoclimatologia – Teses. I. Salgado, André Augusto Rodrigues. II. Gomes, Alberto. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 556.51(811.4)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA




## FOLHA DE APROVAÇÃO

**O papel dos processos de rearranjo de drenagem na morfogênese neógena da alta/média Bacia Hidrográfica do rio Branco**

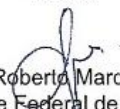
**FRANZMILLER ALMEIDA NASCIMENTO**

Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

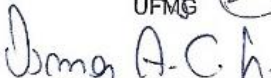
Aprovada em 10 de março de 2020, pela banca constituída pelos membros:

  
Prof(a). André Augusto Rodrigues Salgado - Orientador  
Universidade Federal de Minas Gerais

  
Prof(a). Antônio Pereira Magalhães Júnior  
UFMG

  
Prof(a). Roberto Marques Neto  
Universidade Federal de Juiz de Fora

  
Prof(a). Wellington Lopes Assis  
UFMG

  
Prof(a). Osmar Abílio de Carvalho Júnior  
Universidade de Brasília

Belo Horizonte, 10 de março de 2020.

*A aqueles, que de forma incondicional,  
me apoiaram e me encorajaram para  
superar esta nova fase em minha vida:  
Deus, meus pais e irmãos.*

## **AGRADECIMENTOS**

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por ter me honrado e por ter dado forças, sobriedade e coragem, durante todos esses anos de construção desta tese, confortando meu espírito e guiando-me, para que esta pesquisa fosse concluída.

Agradeço a minha família que teve paciência e consideração durante as ausências condicionadas a execução e finalização desta tese, meu pai José Tarcísio, minha mãe Maria das Neves e aos meus irmãos Fredrick e Franklin, meu muito obrigado.

Agradeço de maneira especial, meu orientador, Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado, que na medida do possível, proporcionou um processo de crescimento científico imensurável por suas orientações e cobranças, essenciais para a evolução e construção da tese. Seus ensinamentos foram fundamentais para meu crescimento como profissional e como pessoa. Meu muito obrigado. Também agradeço meu coorientador, Prof. Dr. António Alberto Teixeira Gomes, do Departamento de Geografia da Universidade do Porto/Portugal, por proporcionar uma experiência incrível de orientação e de vivência em meu estágio doutoral, que realizei na Universidade do Porto. Muito obrigado pelas suas contribuições na construção da tese.

Agradeço em especial, o geólogo Fredrick Almeida do Nascimento, meu irmão, pelo apoio e contribuições durante os trabalhos práticos de campo, imprescindíveis para a discussão da temática desta tese.

Agradeço a professora Cláudia Mendes Cordeiro, pela companhia durante o nosso estágio doutoral na Universidade do Porto-Portugal. Foram seis meses de muita discussão científica, debates e confecção de artigos que contribuí muito para o crescimento da tese.

Por fim, agradeço a Universidade Federal de Roraima, via Pró-Reitora de Pesquisa e Pós-Graduação da UFRR, pela oportunidade concedida através do seu programa de qualificação do corpo docente.

## Resumo

A região Amazônica, localizada em um contexto geográfico próprio, se destaca pelo seu esplêndido mosaico de paisagens. No entanto, a porção setentrional desta região, em especial o Estado de Roraima, apresenta uma riqueza de paisagens singulares ainda mais diversificado com destaque para a região da *Gran Savanna*. Neste contexto, o estado de Roraima é marcado por uma diversificação de paisagens, diferenciando-se de outras regiões da Amazônia brasileira. Dentro deste cenário, destaca-se a bacia hidrográfica do rio Branco, que representa o nível de base regional e drena boa parte do Estado de Roraima e da área limítrofe entre as bacias hidrográficas do rio Amazonas, Orenoco (Venezuela) e Essequibo (Guiana). Entretanto, apesar de possuir elevada importância ambiental, a bacia apresenta poucos estudos geomorfológicos que procuraram compreender sua morfogênese, inclusive no que diz respeito a importância dos processos fluviais para a evolução regional. Neste contexto, este estudo tem como objetivo principal a identificação dos processos que influenciaram na evolução geomorfológica neógena, do alto/médio curso da bacia do rio Branco por meio de análises morfotectônicas e de capturas fluviais na rede de drenagem, com base em imagens de sensores remotos, dados morfométricos e de campo. Os procedimentos metodológicos utilizados na pesquisa foram: a) trabalho prático de campo para verificação de feições morfológicas, rearranjos de drenagem e caracterização do relevo; b) levantamento bibliográfico e cartográfico, interpretação de imagens de sensoriamento remoto dos satélites LANDSAT-8, 30x30 metros, sensor OLI e SENTINEL-2, 10x10 metros, sensor MSI, em conjunto com dados morfométricos obtidos dos MDE's ALOS/PALSAR, 12,5x12,5 metros e SRTM, 30x30 metros e c) mapeamento dos compartimentos geomorfológicos e de superfícies geomórfica, caracterizando-as e identificando os processos associados. Os resultados obtidos indicam duas grandes anomalias de drenagem (cotovelos) que praticamente comprovam uma pirataria fluvial que fez com que a bacia Amazônica incorporasse toda a porção norte da bacia do rio Branco, que antes, era direcionada ao mar do Caribe. Esta reorganização da rede de drenagem local favoreceu a formação de Superfícies Geomórficas escalonadas, resultante do processo de entalhamento erosivo do rio Branco. Os dados interpretados indicam que o sistema fluvial do médio/baixo curso dos rios Uraricoera e Tacutu apresentavam endorreísmo, comprovado no Maú, onde destaca-se a

formação de uma rede de paleocanais distributários, constituindo feições de leques aluvionares, sendo estes canais afluentes do rio Rupununi (bacia do Essequibo). Posteriormente, em decorrência de uma aparente mudança no nível de base regional do rio Branco, favoreceu a reorganizando os sistemas de drenagem local e conseqüentemente, promovendo mudanças na paisagem.

**Palavras-chave:** Pirataria Fluvial; Alta/média bacia hidrográfica do rio Branco; Endorreísmo; Paleoclima; Superfícies Geomórficas



## Abstract

The Amazon region, located in its own geographical context, stands out for its splendid mosaic of landscapes. However, the northern portion of this region, especially the State of Roraima, presents a wealth of unique landscapes even more diversified with emphasis on the region of the Gran Savanna. In this context, the state of Roraima is marked by a diversification of landscapes, differentiating itself from other regions of the Brazilian Amazon. Within this scenario, the hydrographic basin of the Branco River stands out, which represents the regional base level and drains a large part of the State of Roraima and the area bordering the Amazon River, Orinoco (Venezuela) and Essequibo (Guyana) basins. However, despite its high environmental importance, the basin presents few geomorphological studies that sought to understand its morphogenesis, including with regard to the importance of fluvial processes for regional evolution. In this context, the main objective of this study is to identify the processes that influenced the neogene geomorphological evolution of the upper/middle course of the Rio Branco basin through morphotectonic analyses and fluvial captures in the drainage network, based on remote sensing images, morphometric and field data. The methodological procedures used in the research were: a) practical field work to verify morphological features, drainage rearrangements and relief characterization; b) bibliographical and cartographic survey, interpretation of remotely sensed images from satellites LANDSAT-8, 30x30 meters, sensor OLI and SENTINEL-2, 10x10 meters, sensor MSI, together with morphometric data obtained from MDE's ALOS/PALSAR, 12.5x12.5 meters and SRTM, 30x30 meters and c) mapping of geomorphological compartments and geomorphic surfaces, characterizing them and identifying the associated processes. The results obtained, indicates two large drainage anomalies (elbows) that practically prove a fluvial piracy that caused the Amazon basin to incorporate the entire northern portion of the Rio Branco basin, which was previously directed to the Caribbean Sea. This reorganisation of the local drainage network favored the formation of scaled Geomorphic Superficies, resulting from the processo of erosive carving of the Rio Branco. The interpreted data indicate that the fluvial system of the middle/lower course of the Uraricoera and Tacutu rivers presented endorheism, proven in the Maú, where the formation of a network of distributary palaeochannels stands out, constituting features of aluvial fans, these channels being tributaries of the Rupununi

River (Essequibo basin). Subsequently, as a result of an apparent change in the regional base level of the Branco River, it favored the reorganization of the local drainage systems and consequently, promoting landscape changes.

**Keywords:** Fluvial Piracy; Upper/Middle Rio Branco Basin; Endorheism; Paleoclimate; Geomorphic Surfaces

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de Localização do trecho superior da bacia do rio Branco, área de estudo desta pesquisa. ....	19
Figura 2: Mapa de Localização da área de estudo. ....	22
Figura 3: Principais propostas de compartimentação tectônica para cráton amazônico a partir de: a) Tassinari; Macambira, (2004). b) Santos et al., (2008). ....	24
Figura 4: Domínios Litoestruturais inseridos no trecho superior do rio Branco. ....	25
Figura 5: Mapa geológico simplificado do trecho superior da bacia do rio Branco. ....	28
Figura 6: Mapa Geomorfológico da área de estudo. ....	30
Figura 7: Morfologias presentes no Planalto Sedimentar Roraima. A) Relevos tabuliformes do Monte Roraima, B) Serra do Tepequém, C) Relevos estruturais em morfologias tipo “hog backs”, condicionados pela inclinação das camadas sedimentares e D) Serras alongadas, apresentando escarpas de falhas, dissecadas, características da cimeira do planalto. ....	32
Figura 8: Relevos constituintes do Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco. A) Relevos estruturados apresentando cristas e pontões alinhados na fronteira com a Venezuela, B) Morfologias dissecadas, constituindo serras e morros alinhados com vales dissecados, típicos da unidade. ....	34
Figura 9: Panorama das morfologias do Planalto Residual de Roraima. A) Maciços montanhosos isolados, com vertentes intensamente ravindas, formando cristas e pontões alinhados na direção preferencial NE/SW e B) Blocos residuais dissecados com cristas alinhadas. ....	35
Figura 10: Morfologias representantes dos Patamares Dissecados. A) Colinas alongadas com topos convexos do Patamar Dissecado de Roraima e B) Relevos residuais exumados, sustentado por rochas metamórficas do complexo Cauarane, compondo a paisagem do Patamar do Médio Uraricoera. ....	37
Figura 11: Panorama do Pediplano Rio Branco-Rio Negro. A) Paisagem característica do pediplano, apresentando superfície aplainada circundada pelo Planalto Residual Roraima. B) Perfis lateríticos exumados que formam a paisagem do pediplano, constituindo suaves colinas denominadas de tesos. ....	39
Figura 12: Panorama geral das paisagens que compõe a Depressão Boa Vista. A) Morfologia geral da Depressão, apresentando extensão superfície aplainada intercalada por suaves ondulações. B) Nas áreas de interflúvio entre as microbacias	

de drenagem ocorre a formação de lagos que marcam a paisagem. C) Panorama geral dos relevos que compõe o interior do Hemigraben do Tacutu e D) Relevos residuais da serra do Tucano. ....	41
Figura 13: Panorama da morfologia da Planície Amazônica sedo área de acumulação de sedimentos oriundo do transporte do rio Branco. No detalhe, a planície de inundação a margem esquerda do rio Branco, em frente à cidade de Boa Vista.....	42
Figura 14: Mapa da classificação climática do trecho superior da bacia do rio Branco, apresentando isoietas com os totais médios da pluviometria. ....	44
Figura 15: Mapa da rede hidrográfica do trecho superior da bacia do rio Branco e suas sub-bacias de contribuição. ....	47
Figura 16: Panorama do sistema fluvial do trecho superior da bacia do rio Branco. A) Canal de drenagem do rio Uraricoera em seu médio curso, B) Canal do rio Tacutu em seu ponto de mudança de direção do curso, C) Canal do rio Mucajaí, D) Canal do rio Branco, em seu trecho superior em frente a cidade de Boa Vista e E) Corredeiras do Bem-querer, nível de base local e limite entre os cursos superior e inferior do rio Branco. ....	49
Figura 17: Fitofisionomia de vegetação presente no trecho superior da bacia do rio Branco. A) Floresta ombrófila densa montana e/ou submontana, B) Panorama geral das savanas, C) Veredas de buritis ( <i>Mauritia flexuosa</i> ) ao longo das drenagens caracteriza a paisagem do lavrado, D) Mata de galeria presente nas áreas de savanas e E) Vegetação de savana estépica nos planaltos ao norte na fronteira com a Venezuela. ....	52
Figura 18: Padrões de Drenagem básicos condicionados pela estrutura geológica: A) dendrítico; B) paralelo; C) treliça; D) retangular; E) radial; F) anelar; G) multibacia; H) contorcido. ....	57
Figura 19: Modelos de rearranjo de drenagem e capturas fluviais: (a) momento em que a formação de uma drenagem farpada por extensão das cabeceiras de drenagem; (b) e (c) evidenciam a formação de capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente. ....	60
Figura 20: Modelos de rearranjo de drenagem e capturas fluviais, evidenciando o processo de desvio das cabeceiras capturadas: (a) momento em que a formação de uma drenagem farpada por extensão das cabeceiras de drenagem; (b) desvio para uma bacia de drenagem adjacente .....	61

Figura 21: Modelos de rearranjo e planos de drenagem, evidenciando o processo de decapitação.....	62
Figura 22: Esquema evolutivo do processo de capturas de drenagem e evolução do relevo; A) Incisão da rede de drenagem na escarpa por erosão remontante; B) Capturas de cabeceiras de drenagem e formação de vales secos terraços; C) Dissecação da escarpa, instalação de uma nova rede de drenagem, está toda capturada e modificada do nível de base local; D) Recuo e estabilidade da escarpa e presença de terraço nas drenagens superiores, evidenciando a captura fluvial. ....	65
Figura 23: Fluxograma metodológico das etapas de processamento e interpretação dos dados de sensoriamento remoto e dados morfométricos. ....	72
Figura 24: Fluxograma metodológico evidenciado as etapas de análise morfoestrutural e morfométricos.....	75
Figura 25: Fluxograma metodológico evidenciado as etapas de análise geomorfológica e das superfícies geomórficas.....	77
Figura 26: Localização da área de estudo, integrado com a topografia do terreno elaborado a partir do MDE ALOS, compreendendo os compartimentos de relevo da área de estudo e sua localização entre o divisor hidrográfico Amazona/Essequibo, no norte de Roraima. Detalhe para perfil topográfico A-B, apresentando as morfologias locais, com exagero vertical 3,5x. ....	80
Figura 27: Dado SENTINEL-2, com o detalhamento da feição geomorfológica do leque do rio Maú, com detalhe na rede paleocanais abandonados e morfologias de lóbos de deposição aluvionar.....	82
Figura 28: Imagem sombreada ALOS, com detalhe para as morfologias do leque aluvionar do rio Maú. Detalhe para os perfis transversais PTT-1 e PTT-2, em conjunto com os perfis longitudinais PTL-1, PTL2 e PTL-3, com exagero vertical 4x. ....	84
Figura 29: Modelo evolutivo de feições geomorfológicas de leques aluvionares no médio/baixo curso do rio Maú. Detalhe para o perfil transversal A-B com as fases de deposição Qf1 e Qf2, com exagero vertical 4x.....	87
Figura 30: Localização da área de estudo e evidências de capturas fluviais, elaborado em Mosaico de Imagens LANDSAT-8. ....	90
Figura 31: Caracterização morfológica da área de estudo. A) Mapa hipsométrico apresentando a variação morfológica da área em conjunto com perfis transversais	

(A-B), (C-D), (E-F); B) Mapa de declividade de área. Integrados aos produtos, imagens sombreadas do SRTM. ....	93
Figura 32: Mapa das Superfícies Geomórficas diferenciadas levando em consideração topografia x declividade e unidades geomorfológicas e suas interações com o rearranjo de drenagem regional. ....	95
Figura 33: Panorama das superfícies geomórficas que compõem a paisagem da área de estudo. A) Cimeira da superfície SP1, superfície somital das superfícies de aplainamento; B) Superfície SP2, antigo interflúvio entre a bacia do Amazonas e a proto bacia Branco/ Essequibo; C) Superfície erosiva SP3, formada pelo planalto do Tepequém; D e E) Superfícies SP4 e SP5, dissecadas que constituíam o nível de base antes da inversão da bacia; F) e G) Superfície SP5, atual nível de base, sendo a superfície erosiva mais ativa, escalonada, condicionada diretamente as antigas drenagens ao sul, reativadas pós captura. ....	97
Figura 34: Localização da área de estudo e apresentando os principais cursos d'água e o divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Branco/Amazonas e Essequibo, com a topografia do terreno elaborado a partir do MDE SRTM/TOPODATA. ....	100
Figura 35: Caracterização morfológica da área dos baixos cursos dos rios Uraricoera e Tacutu. A) Mapa hipsométrico apresentando a variação morfológica da área em conjunto com perfil transversal entre os canais dos rios Uraricoera e Tacutu (A-B); B) Mapa de declividade da área. Integrados aos produtos, imagens sombreadas do SRTM. ....	103
Figura 36: Hipsometria integrado a rede de drenagem, apresentando cotovelos de drenagem entre os canais dos rios Uraricoera e Tacutu. Em detalhe perfis longitudinais dos canais fluviais. ....	106
Figura 37: Proposta de Modelo Evolutivo da rede de drenagem no trecho do baixo curso do rio Uraricoera, Tacutu e formação do rio Branco. A) Drenagens indiferenciadas com possível comunicação com o rio Essequibo (Atlântico Norte); B) Reorganização da rede de drenagem ao sul; C) Captura das drenagens do rio Tacutu e D) Captura total do rio Tacutu e tributários de menor ordem, caracterizando a reorganização completa da bacia do rio Branco. ....	107
Figura 38: Panorama da paisagem no área da possível paleopassagem entre os rios Uraricoera e Tacutu. A) Morros e colinas, marcando a cimeira de pequenas sub-bacias; B) ampla superfície de aplainamento ; C) e D) Extensas superfícies	

aplainadas na área do possível paleocanal entre os rios, com a formação de lagos  
sazonais..... 108

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	16
<b>2. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	21
<b>2.1 Localização da Área de Estudo</b> .....	21
<b>2.2 Contexto Geológico</b> .....	23
<b>2.3 Relevo</b> .....	29
2.3.1 Planalto Sedimentar Roraima .....	29
2.3.2 Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco .....	33
2.3.3 Planaltos Residuais de Roraima .....	34
2.3.4 Patamar Dissecado de Roraima e Patamar do Médio Uraricoera .....	36
2.3.5 Pediplano Rio Branco-Rio Negro .....	37
2.3.6 Depressão Boa Vista .....	39
2.3.7 Planície Amazônica .....	42
<b>2.4 Aspectos Climáticos</b> .....	43
<b>2.5 Hidrografia</b> .....	45
<b>2.6 Vegetação</b> .....	50
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	53
<b>3.1 Sistemas Fluviais e o Processo de Rearranjo de Drenagem</b> .....	53
<b>3.2 Capturas Fluviais Aplicadas a Análise Morfológica do Relevo</b> .....	59
<b>3.3 Capturas Fluviais e Processos Associados ao Ambiente Amazônico</b> .....	66
<b>4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	67
<b>4.1 Materiais Utilizados</b> .....	67
<b>4.2 Trabalho Prático de Campo</b> .....	69
<b>4.3 Processamento e Fotointerpretação em Imagens de Sensoriamento Remoto e Manipulação de dados Morfométricos</b> .....	69
<b>4.4 Análise Morfoestrutural e Morfométrica</b> .....	73
<b>4.5 Mapeamento Geomorfológico e de Superfícies Geomórficas</b> .....	76
<b>5 RESULTADOS</b> .....	78
<b>5.1 Introdução</b> .....	78
<b>5.2 Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional</b> .....	79
5.2.1 Apresentação .....	79
5.2.2 Discussão .....	81
5.2.3 Conclusão .....	88
<b>5.3 A Importância da Rede de Drenagem para a Evolução das Superfícies Geomórficas na Alta/Média Bacia Hidrográfica do Rio Branco</b> .....	89



5.3.1 Apresentação .....	89
5.3.2 Discussão .....	91
5.3.3 Conclusão .....	98
<b>5.4 Evidências de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia Hidrográfica do Rio Branco (Interflúvio Amazonas/Essequibo), Norte de Roraima-Brasil.....</b>	<b>99</b>
5.4.1 Apresentação .....	99
5.4.2 Discussão .....	101
5.3.3 Conclusão .....	109
<b>6 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>111</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>118</b>
<b>APÊNDICE A - ARTIGO EVIDÊNCIAS DE REARRANJOS FLUVIAIS NO INTERFLÚVIO AMAZONAS-ESSEQUIBO - AMAZÔNIA SETENTRIONAL.....</b>	<b>125</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A região Amazônica, localizada em um contexto geográfico próprio, se destaca pelo seu esplêndido mosaico de paisagens. No entanto, a porção setentrional desta região, em especial o Estado de Roraima, apresenta uma riqueza de paisagens singulares ainda mais diversificado com destaque para a região da *Gran Savanna*. Nela ocorrem morfologias caracterizadas por extensos planaltos pontilhados de mesas metassedimentares de elevada altimetria (acima dos 2.000 metros), conhecidos regionalmente por *tepuis* (BRICEÑO e SCHUBERT, 1990; PICCINI, 1995). Um bom exemplo dessas mesas é o Monte Roraima que forma um grande divisor de águas entre as bacias dos rios Orenoco e Amazonas. Neste contexto, o estado de Roraima é marcado por uma diversificação de paisagens, diferenciando-se de outras regiões da Amazônia brasileira. Isto ocorre não só em razão do clima, mas também em função de que o arranjo do relevo regional está ligado diretamente a morfoestruturas herdadas de eventos tectônicos distintos, ocasionando uma diversidade geológica/geomorfológica, que provoca reflexos na paisagem atual.

Tal diversidade é evidenciada através de estudos regionais que apresentam o relevo hierarquizado na forma de unidades morfoestruturais, apresentando planaltos estruturais, planaltos dissecados, planaltos residuais, superfícies erosivas, superfícies aplainadas e planícies fluviais (FRANCO, DEL'ARCO e RIVETTI, 1975; IBGE, 2005; COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008). Dentro deste cenário, destaca-se a bacia hidrográfica do rio Branco, na Amazônia Setentrional, que representa o nível de base regional e drena boa parte do Estado de Roraima e da área limítrofe entre as bacias hidrográficas do rio Amazonas, Orenoco (Venezuela) e Essequibo (Guiana). Entretanto, apesar da Bacia Hidrográfica do rio Branco possuir essa elevada importância ambiental, ainda são poucos os estudos geomorfológicos que procuraram compreender sua morfogênese, inclusive no que diz respeito a importância dos processos fluviais para a evolução regional.

Vale ressaltar que a bacia de drenagem do rio Branco possui seu trecho superior (Figura 1), em boa parte, em área de savana, fato que a torna

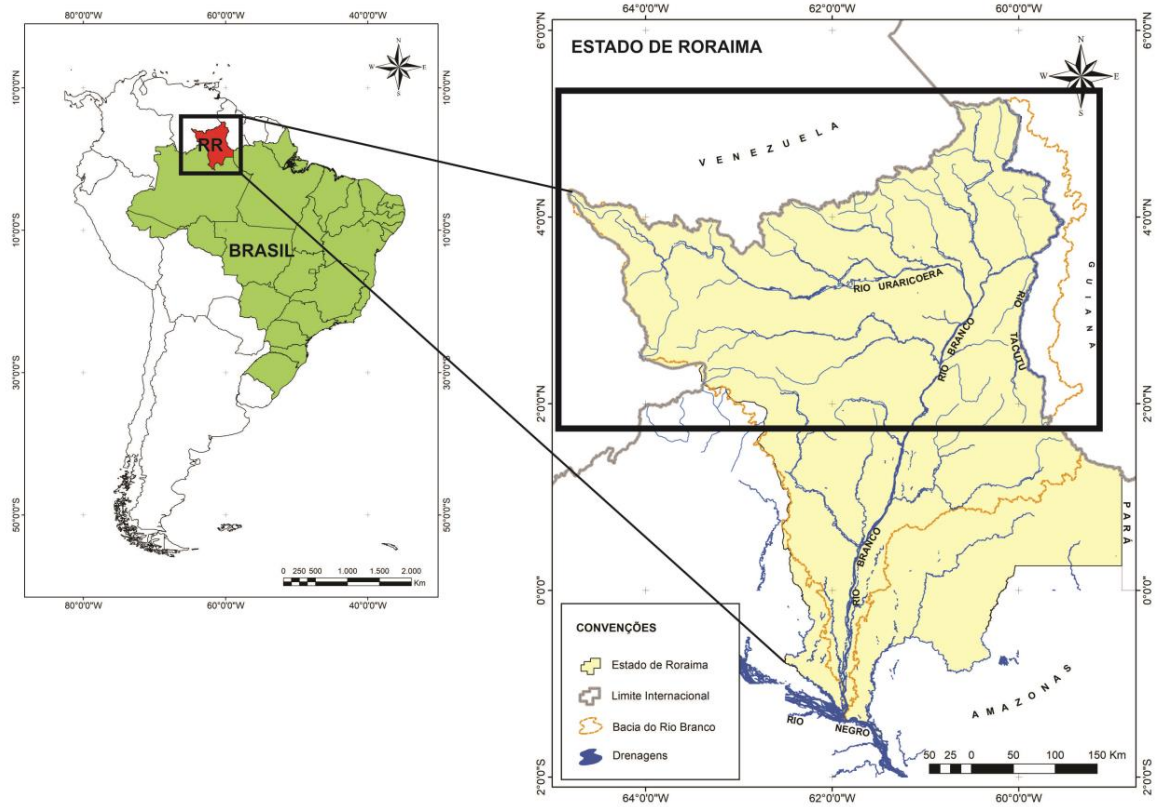
extremamente importante no contexto da Amazônia. Neste trecho, que abrange uma área de 125.733 km<sup>2</sup>, com perímetro de 2.956 km e drena 56% do território do estado de Roraima, cerca de 12.491 km<sup>2</sup> são pertencentes às nascentes localizadas na região oeste da República da Guiana (CARVALHO e MORAIS, 2014). Os terrenos drenados por esta bacia apresentam, geomorfologicamente, morfogêneses distintas que resultam de processos geológicos, condicionados por estruturas herdadas, tanto de eventos tectônicos do Arqueano, como de tectônica do Mesozóico e coberturas do Cenozóico (CPRM, 1999).

Porém, o processo de formação do atual curso do rio Branco apresenta-se como um instigante campo para o entendimento da evolução geomorfológica recente, pois com base em trabalhos anteriores, há apontamentos que evidenciam um rearranjo da bacia por meio de captura fluvial. Segundo Guerra (1957); Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon et al. (2016), há indícios de que a porção norte da bacia do rio Branco teria um curso preferencial em sentido SW-NE, em direção ao mar do Caribe, formando a bacia de drenagem denominada Proto-Berbice. Para estes autores, durante o Quaternário inicial, processos geológicos e geomorfológicos proporcionaram a reorganização da rede de drenagem por captura fluvial para o rio Amazonas. Esta reorganização das drenagens favoreceu o direcionamento do atual curso do rio Branco e proporcionou uma nova configuração no relevo regional.

O estudo dos processos evolutivos da paisagem com base nas capturas fluviais, ganha evidência para o entendimento da evolução e dinâmica da paisagem regional. Segundo Summerfield, (1991); Huggett, (2007); Prince *et al.* (2010), as capturas fluviais são processos em que uma cabeceira de drenagem capta um curso fluvial e conseqüentemente, abarca toda a área de drenagem pertencente a esse curso à montante, delimitando a área onde ocorreu essa apreensão na rede de drenagem. Em geral, a morfogênese ligada às capturas fluviais, proporciona uma nova configuração do relevo regional, devido a implantação de um novo nível de base local, que por sua vez, leva ao rebaixamento das vertentes, propiciando uma alteração na morfodinâmica das bacias capturadas, modificando a paisagem (OLIVEIRA, 2010; PRINCE et al., 2011; CHEREM et al., 2013).

Diante destas abordagens, a hipótese básica é de que boa parte do trecho superior da bacia do rio Branco (Figura 1) fazia parte de uma protobacia de drenagem correspondente ao atual rio Essequibo na Guiana, constituindo um sistema de drenagem com foz no Oceano Atlântico, próximo ao Caribe. Devido a processos geológico/geomorfológicos controlados pela litoestrutura, ocorreu uma megacaptura pela bacia do rio Amazonas, ocasionando a reorganização do sistema fluvial e o arranjo do relevo regional.

Figura 1: Mapa de Localização do trecho superior da bacia do rio Branco, área de estudo desta pesquisa.



MAPA DE LOCALIZAÇÃO: TRECHO SUPERIOR DA BACIA DO RIO BRANCO



Fonte: ANA (2010), IBGE (2010).

Neste contexto, este estudo tem como objetivo principal, reconstruir a morfogênese Terciário-Quaternária do alto/médio curso da bacia do rio Branco, tendo por ênfase as capturas fluviais. Este objetivo será alcançado por meio de análises morfotectônicas e de capturas fluviais na rede de drenagem, com base em imagens de sensores remotos, dados morfométricos e de campo. Entre os objetivos específicos do trabalho estão:

- Identificar indícios de capturas fluviais por meio de técnicas de fotointerpretação em imagens de sensores remotos em conjunto de técnicas de geoprocessamento para a obtenção de produtos específicos, a fim de caracterizar o arranjo da rede de drenagem da bacia do rio Branco e os processos geomorfológicos a ela associados;
- Analisar a relação entre a rede de drenagem e a morfoestrutura, com base em parâmetros morfométricos integrados, tais como dados altimétricos, declividade, perfis transversais e longitudinais dos canais fluviais, em conjunto com modelos digitais de elevação e trabalhos de campo;
- Analisar, o arranjo morfotectônico da bacia, através do método lógico sistemático, estudando os elementos texturais da paisagem (relevo e drenagem), a fim de interpretar o arranjo tectônico estrutural que condiciona a área da bacia, por meio de análise de dados cartográficos, de imagens de sensoriamento remoto e de dados morfométricos;
- Apresentar, associada às análises morfométricas e morfoestruturais das capturas fluviais, uma proposta de compartimentação em superfícies geomórficas para a área de estudo, por meio de técnicas de geoprocessamento;
- Propor, com base nas análises dos processos denudacionais e do arranjo das capturas fluviais, um modelo evolutivo geomorfológico para a alta/média Bacia Hidrográfica do rio Branco, abordando a reconfiguração do relevo resultante do rearranjo da rede de drenagem.

## **2. ÁREA DE ESTUDO**

### **2.1 Localização da Área de Estudo**

O trecho superior da bacia de drenagem do rio Branco, local de estudo desta pesquisa (Figura 2), localiza-se na porção centro norte do estado de Roraima, no quadrante de coordenadas geográficas 05°20'00"N, 64°52'00"W e 01°40'30"S, 59°33'00"W.



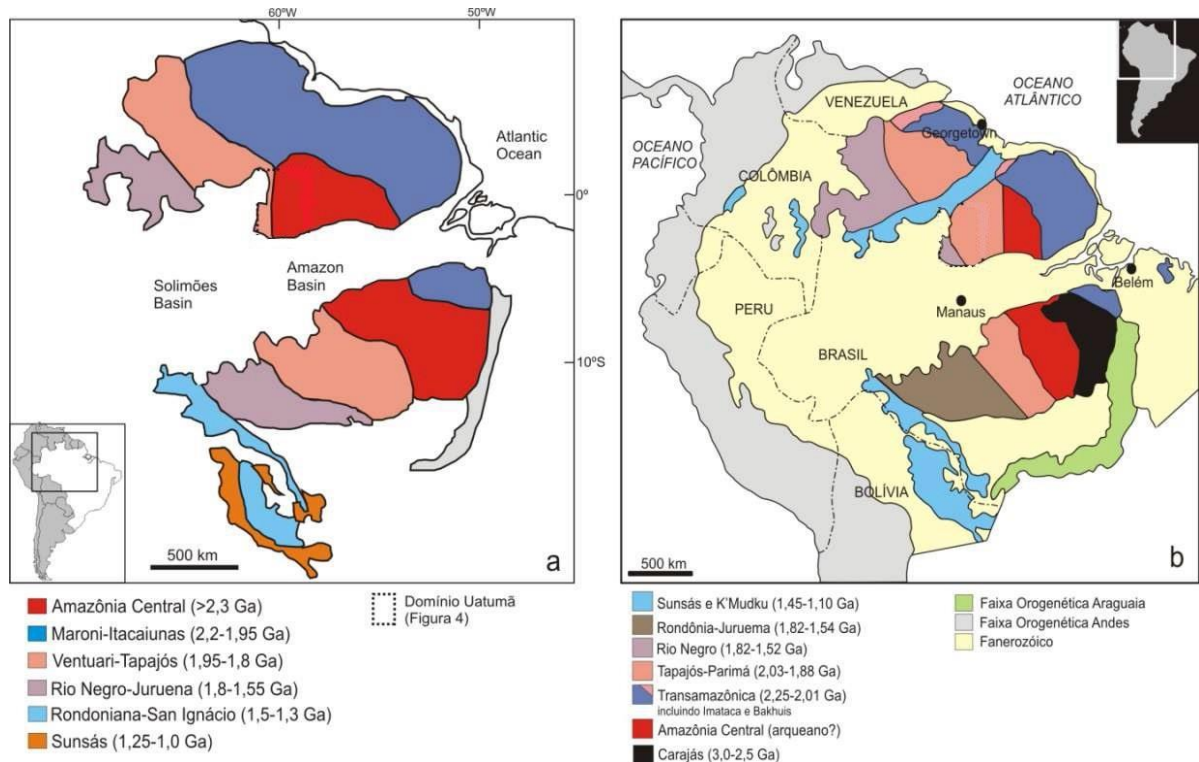


## 2.2 Contexto Geológico

O trecho superior da bacia do rio Branco, assim como todo o estado de Roraima, está integrado na porção norte do Cráton Amazônico, em área pertencente ao Escudo das Guianas (Figura 3). O termo designado por Almeida et al. (1978), tem como sinônimo a nomenclatura de Plataforma Amazônica. O Cráton está localizado no norte da América do Sul sendo limitado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Lineamento Transbrasiliano) e é considerada uma das maiores áreas cratônicas do mundo, apresentando estabilidade desde o neoproterozoico (ALMEIDA et al., 1978).

No território nacional, o Cráton Amazônico tem uma área de 4,4 milhões de quilômetros quadrados, sendo uma das áreas menos conhecida do país pelo dificultoso acesso. Com isso, o mesmo apresenta um grande potencial geoeconômico, e se tornou alvo de vários estudos, que propuseram compartimentá-lo, segundo as concepções fixistas, em províncias estruturais e blocos crustais, e de acordo com as concepções mobilistas, em províncias tectônicas ou geocronológicas (CORDANI et al. 1997; HASUI et al. 1984; TASSINARI e MACAMBIRA 2004; SANTOS et al. 2008).

Figura 3: Principais propostas de compartimentação tectônica para cratón amazônico a partir de: a) Tassinari; Macambira, (2004). b) Santos et al., (2008).



Fonte: Adaptado de Valério (2011).

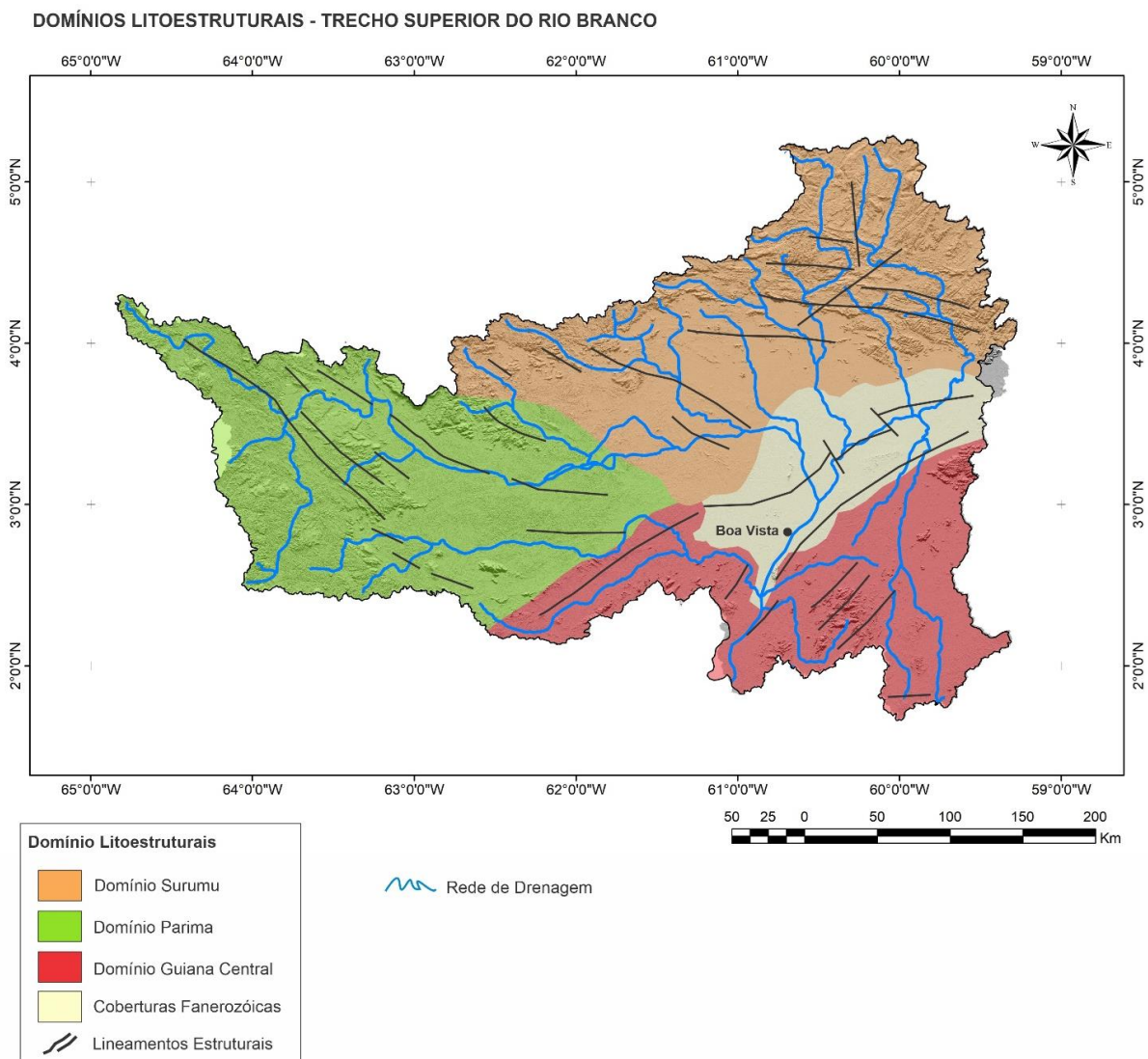
Conforme Tassinari e Macambira (2004), o cratón amazônico é subdivido em seis províncias geocronológicas (dados de K-Ar e Rb-Sr), com direções preferenciais para NW. A mais antiga é a província Amazônia Central com idades girando em torno de 2,5 Ga. A mesma, é circundada por duas outras províncias a Maroni-Itacaiunas (2,2-1,9 Ga) e a Ventuari-Tapajós (1,9-1,8 Ga). Mais a oeste do Cratón Amazônico encontram-se as províncias mais recentes nomeadas de Rio Negro-Juruema (1,8-1,55 Ga), Rondoniano-San Ignácio (1,55-1,3) e a província Sunsás (1,55-1,0 Ga). Essas áreas por vezes são circundadas por material sedimentar englobados nas bacias sedimentares fanerozóicas.

Outro modelo que é baseado em dados geocronológicos é o de Santos et al. (2008), que com base em valores de U-Pb e Pb-Pb pode distinguir sete faixas de *trend* NW e uma outra NE, faixas essas denominadas como províncias. Um núcleo de idade desconhecida (arqueano?) é chamada de província Amazônia Central e é circundada pelas províncias Carajás (3,0-2,5 Ga), Transamazonas (2,26-2,01 Ga) e a província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga). Ainda conforme os autores, na porção

oeste se encontram as províncias Rondônia-Juruena (2-1,54 Ga), Rio Negro (1,82-1,10 Ga) e a Sunsas (1,45-1,10 Ga). A faixa com *trend* NE citada anteriormente apresenta idades similares à última província e foi nomeada como faixa móvel K'mudku (SANTOS et al. 2008).

Com base nessa classificação, Reis et al. (2003) subdividi-o o estado de Roraima em domínios baseado em dados estruturais e geocronológicos. O trecho superior da bacia do rio Branco abrange três desses domínios: na porção mais a norte pelo domínio Surumu, a noroeste pelo domínio Parima e na porção centro sul pelo domínio Guiana Central (Figura 4).

Figura 4: Domínios Litoestruturais inseridos no trecho superior do rio Branco.



Fonte: Modificado de CPRM (2002), Reis et al. (2003).

Na porção norte-nordeste da área de estudo encontra-se o Domínio Surumu, que corresponde a um terreno vulcânico plutônico sedimentar, com lineamentos estruturados em E-W a WNW-ESSE (REIS et al., 2003). As principais rochas deste domínio são os dacitos, riodacitos e andesitos de idade 1977 U-Pb. O Grupo Cauarane é composto por paragneisses, gnaisses calcissilicático, anfibolitos e metachert com idades U-Pb 2038 Ma. Intercaladas entre estas unidades, intrudem monzonos a sienogranitos, granodioritos e tonalitos das Suítes intrusivas Pedra Pintada e Saracura com idade de 1958 Ma. Formações sedimentares são encontradas nesse domínio e são representados principalmente por conglomerados, quarto-arenitos e arenitos arcoseanos do Supergrupo Roraima, datados com idades 1,87 Ga U-Pb. Intrusões maficas ocorrem de forma aleatória no domínio e são englobadas na Suíte Máfica-Ultramáfica Serra da Estrutura (CPRM, 1999; REIS et al., 2000; REIS et al., 2003; MARZOLI et al., 1999).

A noroeste da área, o Domínio Parima corresponde a uma gama de tipos litológicos com estruturação preferencial NW-SE a E-W. Este domínio caracteriza-se por apresentar granitoides em terreno metavulcanossedimentar (REIS et al., 2003). As principais rochas desse domínio são os ortogneisses, anfibolitos e migmatitos do Complexo Uraricoera, com idade de 2100 Ma, paragneisses, xisto e quartzitos de idades 1960 Ma U-Pb do Grupo Parima e os granitoides indeterminados da Suíte intrusiva Tocobirém (CPRM, 1999; REIS et al., 2003).

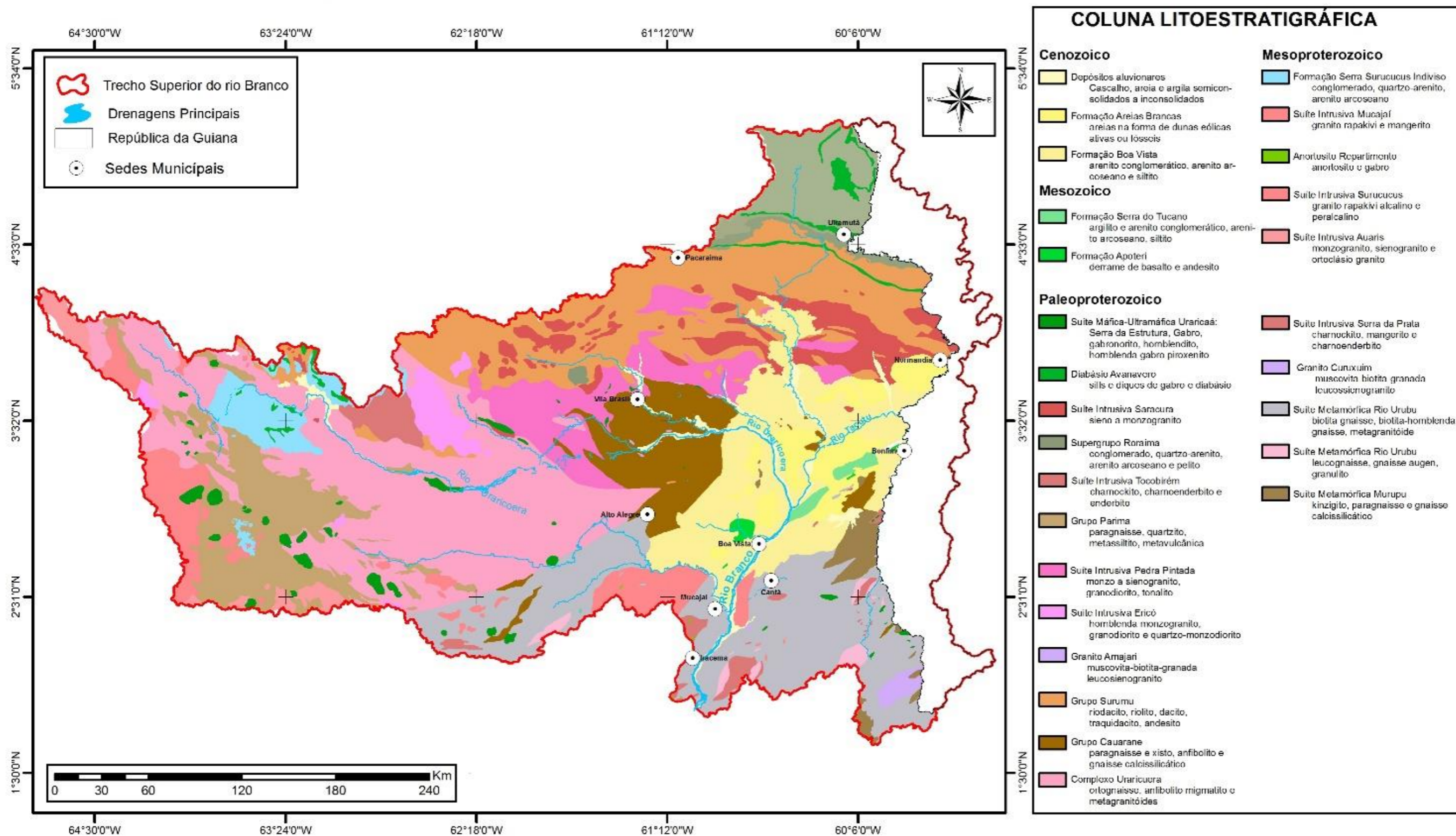
Situando-se na porção centro-sul da área de estudo, o Domínio Guiana Central, é caracterizado por lineamentos fortemente estruturados, com direção NE-SW, predominantemente em unidades Paleo e Mesoproterozóicas, além de derrames basálticos Apoteri e deposição sedimentar (CPRM, 1999; REIS et al., 2003). Na porção norte desse domínio, no prolongamento da bacia Tacutu, é marcada por uma ampla área de sedimentação cenozoica relacionada às formações Boa Vista (Neógeno) e Areias Brancas.

As principais rochas deste domínio são os biotita gnaisses, leucogneisses, augen gnaisses e anatexitos de idades 1938 Ma U-Pb da Suíte Metamórfica Rio Urubu, charnockitos, mangeritos e charnoenderbitos de idades 1934 Ma U-Pb da Suíte intrusiva Serra da Prata, granitos rapakivi da Suíte intrusiva Mucajaí e uma sequência de anortositos e gabros da unidade Anortosito Repartimento de idades

1690 Ma U-Pb (CPRM, 1999; FRAGA, 2002; REIS et al., 2003). Toda essa sequência de rochas por vezes apresentam texturas miloníticas oriunda de um evento tecno-termal K'nudku (FRAGA, 2002). As unidades geológicas já citadas e as demais encontradas no trecho superior da bacia do rio Branco estão na Figura 5.

Figura 5: Mapa geológico simplificado do trecho superior da bacia do rio Branco.

## Mapa Geológico do trecho superior da bacia do rio Branco



Fonte: Modificado de CPRM (2002).

## 2.3 Relevo

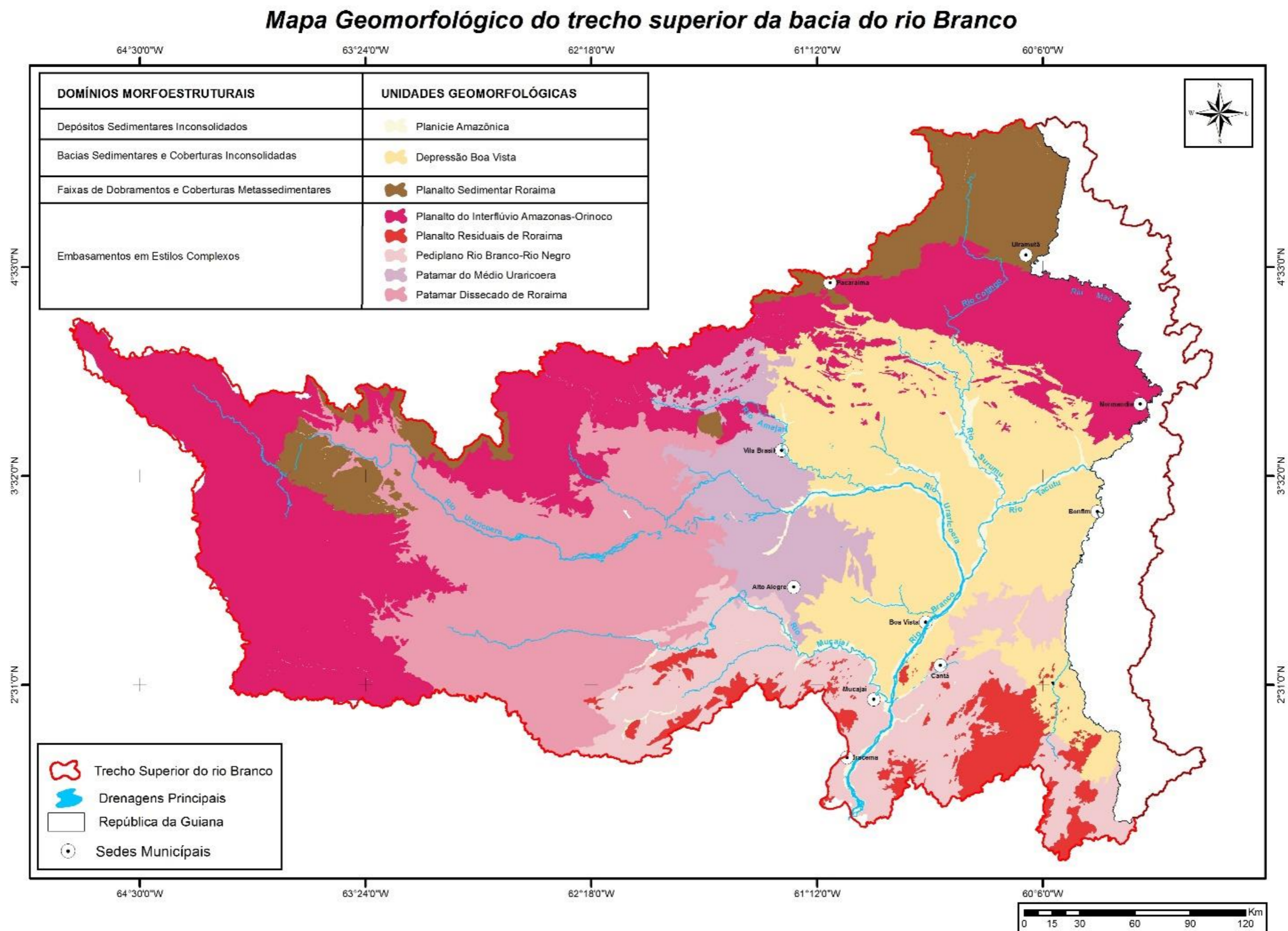
O estado de Roraima apresenta uma diversidade geomorfológica relevante em relação ao território amazônico. Neste contexto, a geomorfologia da área que compreende o trecho superior da bacia do rio Branco, apresenta morfologias escalonadas, desde mais ao norte, com planaltos abruptos, que se erguem nas fronteiras com a Venezuela, gradando para planaltos e patamares dissecados na porção central e sul. Estes últimos são intercalados por superfícies aplainadas onde relevos residuais destoam na paisagem (BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008); (COSTA, 2008).

Com base nos estudos de Guerra (1957); Franco, Del'Arco e Rivetti, (1975); IBGE (2005); Costa (2008); Beserra Neta e Tavares Júnior (2008), pode-se hierarquizar as grandes morfologias de relevo em unidades morfoestruturais. Desta forma, pode-se caracterizar, na área de estudo, oito unidades morfoestruturais, compreendendo assim: Planalto Sedimentar de Roraima; Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco; Planaltos Residuais de Roraima; Patamar Dissecado de Roraima; Patamar do Médio Uraricoera; Pediplano Rio Branco-Rio Negro; Depressão de Boa Vista e Planície Amazônica (Figura 6).

### 2.3.1 Planalto Sedimentar Roraima

Esta unidade de relevo compreende as superfícies somitais na área da bacia, assim como o Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, constitui o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Amazonas (Brasil) e Orenoco (Venezuela). Sua distribuição na área compreende a porção norte/nordeste do estado, além de mesas isoladas na porção oeste. Segundo CPRM (1999), estes relevos são elaborados nos pacotes sedimentares que compreendem o Supergrupo Roraima. O planalto apresenta classificação morfológicas em relevos distintos: relevos tabulares e relevos do tipo “hog backs” (CPRM, 1999; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

Figura 6: Mapa Geomorfológico da área de estudo.



Fonte: Modificado de IBGE (2005).



Os relevos sedimentares são caracterizados por morfologias tabuliformes, caracterizando grandes mesas isoladas, denominadas regionalmente por *tepuys*, tendo como exemplo o Monte Roraima (Figura 7A), as serras do Tepequém (Figura 7B) e Uafaranda, as quais apresentam altitudes entre 1.100 e 2.734m, exibindo contornos de escarpas erosivas. Sua morfologia está associada a platôs horizontais a sub-horizontalizados, constituindo relevos residuais elaborados em rochas sedimentares do Paleoproterozóicas, relacionadas ao Supergrupo Roraima e correlatos (Formação Tepequém) (CPRM, 1999; BESERRA NETA et al. 2007; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

De acordo com Bezerra Neta e Tavares Júnior (2008), os “hog backs” (Figura 7C) formam um conjunto de morrarias, com altitudes médias variando entre 1.200 e 1.600m, destacando-se entre relevos alongados, estruturados por escarpas erosivas, elaborados sobre os pacotes sedimentares do Super Grupo Roraima (CPRM, 1999), no do alto curso dos rios Cotingo, Uailam e Maú (Figura 7D).

Figura 7: Morfologias presentes no Planalto Sedimentar Roraima. A) Relevos tabuliformes do Monte Roraima, B) Serra do Tepequém, C) Relevos estruturais em morfologias tipo “hog backs”, condicionados pela inclinação das camadas sedimentares e D) Serras alongadas, apresentando escarpas de falhas, dissecadas, características da cimeira do planalto.



Fonte: Autoria própria.

### 2.3.2 Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco

O Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco representa a unidade morfoestrutural limítrofe entre o Brasil e a Venezuela. Distribui-se da porção oeste ao norte do estado, caracterizando o interflúvio entre as bacias Amazônica e do Orenoco, destacando-se nas áreas fronteiriças as serras Parima e Pacaraima (BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

Esta unidade está estruturada em rochas vulcano-plutônicas proterozóicas, constituindo um relevo dissecado em cristas alongadas e pontões com encostas ravinadas e vales profundos. Conforme Bezerra Neta e Tavares Júnior (2008), o Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco é formado por conjuntos de montanhas com altitudes que variam entre 600 e 1.200m, as quais se estendem preferencialmente de NE-SW (Figura 8A). Quanto à morfologia, os autores acima salientam que o relevo da região é marcado por formas dissecadas em cristas e colinas ravinadas, de forte declive a vales encaixados, os quais são resultantes, em parte, do forte controle tectono-estrutural de zonas de cisalhamento transcorrentes e fraturamentos (Figura 8B) (BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

Figura 8: Relevos constituintes do Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco. A) Relevos estruturados apresentando cristas e pontões alinhados na fronteira com a Venezuela, B) Morfologias dissecadas, constituindo serras e morros alinhados com vales dissecados, típicos da unidade.



Fonte: Autoria própria.

### 2.3.3 Planaltos Residuais de Roraima

Esta unidade morfoestrutural constitui relevos exumados por erosão diferencial com controle estrutural, elaborada em rochas magmáticas e metamórficas e representada por serras e maciços montanhosos isolados de vertentes intensamente ravinadas, formando cristas e pontões alinhados na direção preferencial NE/SW, adaptadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central (Figura 9A) (CPRM, 1999; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008). Franco et al. (1975); IBGE (2005); Beserra Neta e Tavares Júnior (2008), abordam que estes planaltos residuais constituem os interflúvios que delimitam a subdivisão dos

afluentes entre o trecho superior e inferior do rio Branco. As morfologias apresentam configuração de blocos residuais dissecados em crista e pontões alinhados, que segundo Beserra Neta e Tavares Júnior (2008) seguem orientação preferencial NE/SW, concordante com a orientação estrutural geral, cujas altitudes variam em torno de 600 a 800 metros, contornados por inúmeros relevos residuais de altitudes menores que 300 metros (Figura 9B).

Figura 9: Panorama das morfologias do Planalto Residual de Roraima. A) Maciços montanhosos isolados, com vertentes intensamente ravindas, formando cristas e pontões alinhados na direção preferencial NE/SW e B) Blocos residuais dissecados com cristas alinhadas.



Fonte: Autoria própria.

#### 2.3.4 Patamar Dissecado de Roraima e Patamar do Médio Uraricoera

Estas unidades morfoestruturais, dispõem-se na porção centro norte da área da bacia do trecho superior do rio Branco. Estes relevos são estruturados por rochas que compõem o complexo Uraricoera (granitóides, dioritos, trondjemitos, tonalitos, ortognaisses, anfibolitos, paragnaisses e migmatitos indiferenciados) e pela Suíte Pedra Pintada, (granodioritos e monzogranitos, quartzo-dioritos, tonalitos e sienogranitos) (CPRM, 2009). O controle estrutural é evidenciado pelos alinhamentos e formas de relevo de topos estreitos e alongados, definidas por vales encaixados. Os topos aguçados resultam da interceptação das vertentes de alta declividade, entalhadas por sulcos e ravinas. As formas de relevo compreendem basicamente colinas e vales encaixados, com vertentes de declividade mediana a suavemente entalhadas (Figura 10A) (IBGE, 2005).

Outras morfologias evidenciadas estão associadas a relevos gerados por processo de dissecção atuante sobre as rochas metamórficas do Complexo Cauarane (CPRM, 1999), gerando formas de topo convexo e mais raramente tabular. As altitudes médias encontram-se entre 110 e 120 metros e os cumes entre 130 e 150 metros. Dentro deste patamar ocorrem alguns morros e serras isoladas, que representam relevos residuais (Figura 10B) (IBGE, 2005).

Figura 10: Morfologias representantes dos Patamares Dissecados. A) Colinas alongadas com topos convexos do Patamar Dissecado de Roraima e B) Relevos residuais exumados, sustentado por rochas metamórficas do complexo Cauarane, compondo a paisagem do Patamar do Médio Uraricoera.



Fonte: Autoria própria.

### 2.3.5 Pediplano Rio Branco-Rio Negro

O Pediplano Rio Branco-Rio Negro compõe áreas ao sul da bacia do trecho superior do rio Branco, posicionadas na porção central do estado. Segundo IBGE (2005), o Pediplano Rio Branco-Rio Negro corresponde a uma unidade geomorfológica caracterizada por superfícies de aplainamento, geradas por processos erosivos sobre as rochas cristalinas pré-cambrianas e sedimentos fanerozóicos, sendo interrompida principalmente pelos Planaltos Residuais de

Roraima (Figura 11A) (CPRM, 1999; IBGE, 2005; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008)

Segundo Beserra Neta e Tavares Júnior (2008), as altitudes presentes nesta unidade estão entre 90 e 110 metros. Em determinados locais, as cotas podem atingir 120 e 130 metros. Este compartimento inclui relevos suaves a planos. Os setores mais elevados são relacionados aos remanescentes lateríticos e/ou colinas residuais de topos suavemente convexos, como produto dos rebaixamentos do Planalto Residual de Roraima, com denominação regional de *tesos* (Figura 11B). As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que merecem destaque são as colinas constituídas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de processos erosivos, promovendo o recuo final das vertentes.



Figura 11: Panorama do Pediplano Rio Branco-Rio Negro. A) Paisagem característica do pediplano, apresentando superfície aplainada circundada pelo Planalto Residual Roraima. B) Perfis lateríticos exumados que formam a paisagem do pediplano, constituindo suaves colinas denominadas de tesos.



Fonte: Autoria própria

### 2.3.6 Depressão Boa Vista

Localizada na região centro-leste da área de estudo, esta unidade de relevo compreende os terrenos mais recentes. Estes terrenos são sustentados por superfícies fanerozóicas, integrando as unidades litológicas Formação Boa Vista e Formação Areais Brancas (CPRM, 1999). Segundo IBGE (2005), a unidade corresponde a um modelo de acumulação (agradiação), constituindo uma extensa região plana, com altitude média variando entre 80 a 110 metros (Figura 12A). A

planura da paisagem e quebrada por pequenas elevações ligeiramente superiores, denominadas de *tesos*, correspondendo a diminutos remanescentes residuais de origem diversa (lateritos, rochas pré-cambrianas e mesozóicas)(CPRM, 1999).

Em relação às áreas ocupadas por esta morfologia, observa-se uma grande distribuição de áreas abaciadas, onde ocorre acumulação de material. Nos interflúvios são frequentes as ocorrências de áreas abatidas, as quais apresentam inúmeros lagos, formando igarapés perenes (Figura 12B). Esses enormes campos de lagos acabam por formar áreas de nascentes compartilhadas por diversos cursos fluviais (FRANCO et al. 1975; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

Na parte central desta unidade, entre a cidade de Boa Vista, e a cidade de Bonfim, fronteira com a República da Guiana, ocorre o arranjo estrutural pelo Hemigraben do Tacuru. Segundo Costa *et al.* (1991) e Hahn *et al.* (2011), o Hemigraben do Tacutu representa um seguimento distensivo correspondente a um rift aulocógeno intracontinental implantado no Mesozóico, numa zona de reativação do cráton amazônico pertencente ao domínio litoestrutural Cinturão Guiana Central (CPRM, 1999), em que as principais feições estruturais orientam-se preferencialmente para a direção NE-SW. Nesta paisagem, destaca-se relevo aplainado com pequenas elevações (Figura 12C). A monotonia do relevo é quebrada por relevos residuais estruturados em rochas do embasamento cristalino do arqueano e pelo conjunto de morros e colinas sustentadas por sedimentos mesozoicos da Formação Tucano (CPRM, 1999) formando a serra do Tucano (Figura 12D).

Figura 12: Panorama geral das paisagens que compõe a Depressão Boa Vista. A) Morfologia geral da Depressão, apresentando extensão superfície aplainada intercalada por suaves ondulações. B) Nas áreas de interflúvio entre as microbacias de drenagem ocorre a formação de lagos que marcam a paisagem. C) Panorama geral dos relevos que compõe o interior do Hemigraben do Tacutu e D) Relevos residuais da serra do Tucano.



Fonte: Autoria própria.

### 2.3.7 Planície Amazônica

Esta unidade morfoestrutural apresenta influência direta do regime hidrológico dos principais cursos fluviais na área do trecho superior da bacia do rio Branco. Esta unidade é constituída por sedimentos holocênico e sua distribuição está veiculada a margem dos grandes rios da bacia. Destacam-se depósitos formados planícies ativas e terraços fluviais abandonados. Esta planície é definida por ser uma morfologia de acumulação, formada por sedimentos areno-argilosos, inconsolidados e periodicamente encobertos pelas cheias dos rios, enquanto no período seco a paisagem incorpora a presença de lagos e paranás (Figura 13). A incorporação destes relevos à Planície Amazônica deve-se mais aos aspectos geomorfológicos que a sua posição altimétrica, tendo em vista que as cotas são relativamente elevadas, entre 55 e 70 metros (IBGE, 2005).

Figura 13: Panorama da morfologia da Planície Amazônica sedo área de acumulação de sedimentos oriundo do transporte do rio Branco. No detalhe, a planície de inundação a margem esquerda do rio Branco, em frente à cidade de Boa Vista.



Fonte: Autoria própria.

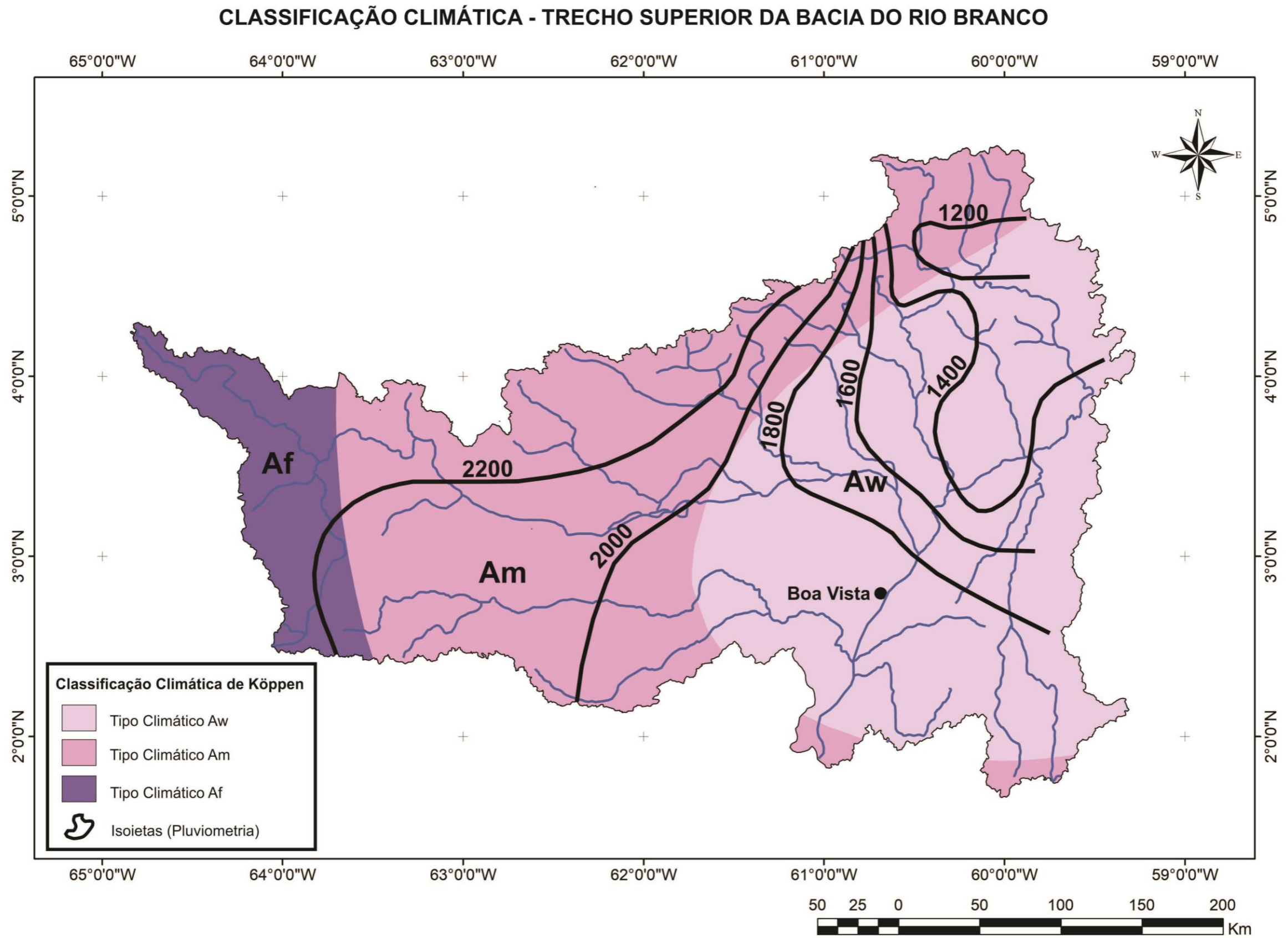
## 2.4 Aspectos Climáticos

O regime climático regional na área do trecho superior da bacia do rio Branco é caracterizado pela sazonalidade dos períodos úmidos e secos, o que influencia na dinâmica da bacia de drenagem. Tomando por base a classificação de Köppen, observada por Barbosa (1997), que apresentou a disposição climática do estado, e conseqüentemente, na bacia superior do rio Branco, através de ondas, ocorrendo o domínio dos seguintes tipos climáticos “Af”, “Am” e “Aw”, conforme mapa abaixo (Figura 14).

O tipo climático “Af”, Equatorial Úmido, contempla o extremo oeste e sul de Roraima. Essa região é caracterizada por uma pluviosidade média anual superior a 2.500mm, onde o mês mais seco apresenta valores médios superiores a 1200mm (período de janeiro e fevereiro), não havendo estação seca definida (BARBOSA, 1997; EVANGELISTA et al. 2008; 2011).

O tipo climático “Am”, ou Clima de Monção, representa a faixa de transição entre as áreas mais úmidas do estado (clima tipo “Af”), localizadas a sul e oeste, para a faixa mais seca (clima tipo “Aw”), que situa-se na parcela centro-oriental do estado. Mesmo apresentando volumes próximos a 2.000mm anuais, evidencia-se uma estação seca bem definida com duração média de 4 meses (novembro a fevereiro)(BARBOSA, 1997; EVANGELISTA et al., 2008; 2011).

Figura 14: Mapa da classificação climática do trecho superior da bacia do rio Branco, apresentando isoietas com os totais médios da pluviometria.



Fonte: Modificado de Barbosa (1997); EVANGELISTA et al., (2008); Sander (2015).

O tipo climático “Aw”, classificado de clima tropical com estação seca de inverno, predomina na parte centro oriental de Roraima. Neste trecho predominam valores de precipitação anuais médios 1.800mm. Contudo, em alguns setores apresentam valores superiores, a 2.000mm/ano, principalmente na transição do clima “Aw” para o clima “Am”, ou inferiores a 1.200mm/ano, identificados em setores no extremo nordeste de Roraima (BARBOSA, 1997; EVANGELISTA et al. 2008). Outra característica do clima “Aw” na região é a estiagem prolongada, com duração entre 5-7 meses (setembro a abril), quando predomina forte insolação na região e baixa pluviosidade. Estas características condicionam neste período do ano a grande ocorrência de queimadas, com destaque nas áreas de savanas, favorecidas pela baixa umidade e preponderância dos ventos alísios durante a estação seca (BARBOSA, 1997; BARBOSA, 1998; EVANGELISTA et al. 2008; 2011).

## **2.5 Hidrografia**

A área de estudo corresponde ao trecho superior da bacia do rio Branco. Esta bacia de 125.733 km<sup>2</sup>, com perímetro de 2.956 km, drenando 56% do território do estado de Roraima, dos quais 12.491 km<sup>2</sup> são pertencentes às nascentes na região oeste da República da Guiana (SANDER, et al. 2014; CARVALHO e MORAIS, 2014).

O rio Branco propriamente dito é formado a partir da confluência dos rios Uraricoera e Tacutu, cerca de 30 km a montante da cidade de Boa Vista, capital de Roraima (CARVALHO e MORAES, 2014). O rio Branco é o afluente mais importante da margem esquerda do rio Negro. Sua nascente principal está posicionada na bacia do rio Uraricoera, situada na porção oeste da área (limite com a Venezuela), nas cabeceiras do rio Parima e Auaris (EVANGELISTA et al. 2008; SANDER, 2015).

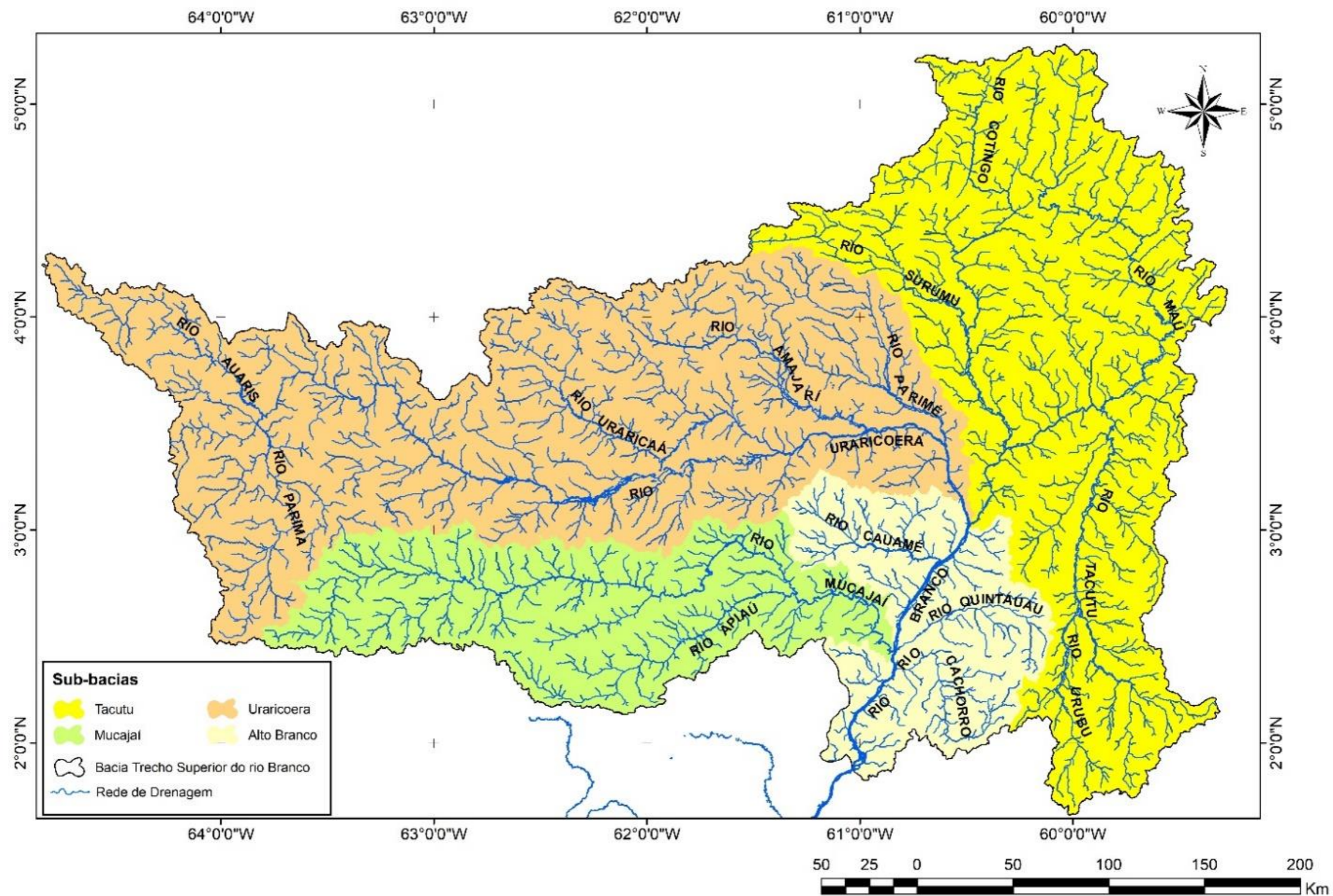
O sistema fluvial do rio Branco é subdividido, por critérios convencionais, em alto, médio e baixo rio Branco, porém, levando em conta a distribuição e classificação das bacias e sub-bacias de drenagem conforme a classificação de Otto Pfafstetter pela Agência Nacional de Águas (ottobacias) (ANA, 2010), o rio Branco propriamente dito tem como o rio Uraricoera sua extensão natural, assim o rio Tacutu seria seu afluente da margem esquerda.

Desta forma, baseando-se na classificação de ottobacias proposta pela ANA (2010), o trecho superior da bacia, área de estudo desta pesquisa é subdividido em quatro sub-bacias que contribuem a formação do rio Branco (Figura 15).



Figura 15: Mapa da rede hidrográfica do trecho superior da bacia do rio Branco e suas sub-bacias de contribuição.

### REDE HIDROGRÁFICA: TRECHO SUPERIOR DA BACIA DO RIO BRANCO



Fonte: Modificado de IBGE (2010); ANA (2010).

O sistema do alto rio Branco corresponde às bacias hidrográficas dos principais tributários formadores - Uraricoera e Tacutu – além da bacia do rio Mucajaí, principal afluente a margem direita e a bacia Alto Branco, com tributários de primeira e segunda ordem. A bacia do rio Uraricoera (Figura 16A) drena a porção ocidental da área e suas nascentes estão dispostas no interflúvio entre as bacias do Amazonas e do Orenoco, os seus principais formadores são os rios Parima e Auaris. O rio Uraricoera ainda apresenta seus principais tributários na margem esquerda, sendo os rios Uraricaá, Amajarí e Parimé. No médio curso do rio, este se subdivide em diversos canais e furos formando uma das maiores ilhas fluviais do Brasil, a ilha de Maracá. Na ilha esta instalada a estação ecológica que é uma das mais antigas áreas de conservação no país (IBGE, 2010; SANDER, 2015).

A bacia do rio Tacutu (Figura 16B) drena grande extensão da porção leste da área. Este rio tem suas nascente tanto no território brasileiro, quanto no território da Guiana, apresentando área drenada de 12.491 km<sup>2</sup> no país vizinho. Seus principais tributários são ao sul, na margem esquerda, o rio Urubu, e a norte, na margem direita os rio Maú e Surumu. O rio Surumu, tem como afluente o rio Cotingo, no qual tem suas nascente no Monte Roraima (SANDER, 2015). O rio Tacutu apresenta uma particularidade, pois este rio tem grande parte de seu curso no sentido S/N, porém em determinado ponto, na confluência com o rio Maú, o rio muda de curso em direção NE/SW, o que pode ser reflexo dos arrajos morfotectônicos regionais (COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

A bacia do rio Mucajaí (Figura 16C) representa a porção sul da área drenada pelo sistema alto rio Branco. Suas nascentes são na serra Parima, no interflúvio oeste entre a bacia Amazônica e do Orenoco. O rio Mucajaí é o principal tributário na margem direita do rio Branco neste setor. Tem como principal tributário o rio Apiaú e sua bacia representa o interflúvio entre o sistema alto rio Branco e seu trecho inferior (SANDER, 2015) A bacia do alto rio Branco (Figura 16D) tem sua formação na confluência dos rios Uraricoera e Tacutu. Seus principais tributários são na margem esquerda os rios Quintauau e Cachorro, e na margem esquerda o rio Cauamé. O limite ao sul da bacia é marcado pelo ponto de desnível no nível de base local caracterizada pelas corredeiras do Bem-querer (Figura 16E).

Figura 16: Panorama do sistema fluvial do trecho superior da bacia do rio Branco. A) Canal de drenagem do rio Uraricoera em seu médio curso, B) Canal do rio Tacutu em seu ponto de mudança de direção do curso, C) Canal do rio Mucajaí, D) Canal do rio Branco, em seu trecho superior em frente a cidade de Boa Vista e E) Corredeiras do Bem-querer, nível de base local e limite entre os cursos superior e inferior do rio Branco.



Fonte: Autoria própria.

## 2.6 Vegetação

A vegetação característica que abrange os terrenos drenados pelo trecho superior da bacia do rio branco apresenta fitofisionomias distintas. De acordo com os estudos de Silva (1997); IBGE (2005); Schaeffer e Vale Júnior (2010), os fitotipos de vegetação presentes na área são as florestas ombrófilas e as savanas. De acordo com Silva (1997), a vegetação no território roraimense é diversificada e suas mudanças nas paisagens ocorrem de maneira aprubta. Este fato evidencia uma gama de fatores que condicionam diferentes tipos de vegetação em uma mesma latitude, como florestas montanas até as savanas abertas no vale do rio Branco, levando em consideração o clima, os solos, a geologia e o modelado geomorfológico.

As florestas ombrófilas (Figura 17A) estão dispostas em toda a porção centro ocidentais e norte da área e estão subdivididas em florestas ombrófila montana, floresta ombrófila de média e baixa altitude, floresta ombrófila com ou sem palmeiras e floresta estacional semi-decidua.

A floresta ombrófila montana corresponde a cobertura vegetal predominante nas cabeceiras dos rios Uraricoera e Mucajaí, nos contrafortes da serra Parima (SILVA, 1997). São florestas úmidas, robustas e desenvolvem em cotas acima de 1000 metros de altitude. À medida que as altitudes diminuem, tem-se a formação de matas densas e semi-abertas da floresta ombrófila de baixa/média altitude (submontana), de fácil acesso, se estendem até as planícies do rio Branco (SILVA 1997; IBGE, 2005).

A floresta ombrófila aberta caracteriza-se por constituir um mosaico de transição entre as florestas densas e matas abertas até a zona das savanas. As florestas estacionais semidecíduas corresponde a um tipo florestal com arvores baixas, ocorrendo em manchas dispersas ou nas áreas de floresta ombrófila ou em ilhas na transição entre os domínios floresta savana, se estendendo também nas matas de galeria (SILVA, 1997; SCHAEFFER e VALE JÚNIOR, 2010).

As savanas (Figura 17B) apresentam seu domínio na porção centro nordeste da área de estudo, com o nome regional de lavrado, esta vegetação se estende desde os vales dos rios Branco e Tacutu, até as áreas montanhosas ao norte. Sua

fitofisionomia muda com relação a sua distribuição geográfica. Na área de estudo as savanas são caracterizadas por savana gramíneo-lenhosa, savana parque e savana estépica.

As savanas gramíneos-lenhosas se distribuem nos relevos aplainados e suaves da Depressão Boa Vista. Caracterizam-se por apresentarem vegetação arbustiva e árvores de pequeno porte, com gramíneas. Esta savana apresenta ilhas de matas na área de transição entre as florestas ombrófilas. As savanas parque apresentam característica típicas por gramíneas esparsas, com aspecto de parque, com vegetação arbustiva com troncos tortuosos, bem esparsados.

Esta paisagem é conhecida como campos do rio Branco ou lavrado, ao longo dos pequenos cursos d'água, denominados regionalmente como igarapés, desenvolve-se veredas de buritis (*Mauritia flexuosa*) (Figura 17C) (SILVA, 1997; SCHAEFFER e VALE JÚNIOR, 2010). As savanas estépicas são características dos planaltos fronteiriços com a república da Venezuela, composta por gramíneas e pequenos arbustos esparsos, com presença de matas de galeria próximo aos igarapés (Figura 17 D e E). Esta savana apresenta vegetação xeromórfica (cactáceas) o que reflete condições de períodos mais secos durante o ano (SILVA 1997; IBGE, 2005).

Figura 17: Fitofisionomia de vegetação presente no trecho superior da bacia do rio Branco. A) Floresta ombrófila densa montana e/ou submontana, B) Panorama geral das savanas, C) Veredas de buritis (*Mauritia flexuosa*) ao longo das drenagens caracteriza a paisagem do lavrado, D) Mata de galeria presente nas áreas de savanas e E) Vegetação de savana estépica nos planaltos ao norte na fronteira com a Venezuela.



Fonte: Autoria própria.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Sistemas Fluviais e o Processo de Rearranjo de Drenagem

Os grandes compartimentos continentais de relevo distribuídos pelas superfícies continentais passaram por longos processos geomorfológicos e ainda sofrem ação dos agentes endógenos e exógenos, que moldam o atual relevo terrestre. O arcabouço tectônico/estrutural, resultado de milhões de anos de evolução geológica, determina os mega compartimentos morfoestruturais de relevo (MESCERJAKOV, 1968). Estas estruturas sustentam a paisagem que sofre a longo-termo a ação dos processos exógenos, tais como erosão e transporte de materiais, remodelando e dando o formato atual do relevo.

Neste contexto, as águas superficiais representam os principais agentes modeladores da paisagem, destacando os rios, importantes canais de escoamento e transporte de materiais. Ao longo da evolução da ciência geomorfológica, vários autores deram significativa importância aos rios como agentes modeladores do relevo. Para Davis (1899), em seu modelo precursor da evolução das vertentes, descrito na obra "O Ciclo Geográfico", o grande responsável pela evolução das vertentes era o trabalho erosivo dos rios e a importância do entendimento do nível de base como balizador, ponto de controle dos processos denudacionais que afetam as superfícies continentais.

Com avanços significativos no método científico e implantação de novas tecnologias, abriu-se um leque de possibilidades para estudos de interpretação do relevo e interação entre o trabalho dos canais fluviais x modelagem da paisagem. Abordando estas reflexões, este capítulo busca revisar os aspectos relacionados aos sistemas fluviais, morfologia dos canais fluviais, a influência da morfotectônica nos canais fluviais, por meio dos padrões de drenagem e as capturas fluviais como instrumento de análise da evolução do relevo.

Schumm (1977), na sua obra *The Fluvial System*, desenvolveu a abordagem de que a bacia hidrográfica corresponde a um sistema ambiental, aberto, com trocas de matéria e energia, baseado no ciclo hidrológico e nos processos fluviais associados. Nesta perspectiva, Christofolletti (1980), aborda que os estudos e análises dos cursos d'água, só podem ser realizados em função de uma perspectiva global, favorecendo a análise sobre um sistema hidrográfico.

Os sistemas fluviais compreendem os processos de interação entre o escoamento superficial das águas pluviais, as águas subterrâneas e o modelado do relevo. Por ação da gravidade, as águas pluviais são concentradas em sulcos na superfície – configurando o escoamento superficial concentrado – formando feições lineares (ravinas e voçorocas). O fluxo concentrado assim é drenado em direção à média e baixa vertente, formando pequenos canais de drenagem. Conseqüentemente, estes canais configuram uma bacia de drenagem com um rio principal e seus afluentes (CHRISTOFOLETTI, 1981; CUNHA, 2009). Desta forma, a bacia hidrográfica ganha importância para o entendimento dos processos geomorfológicos presentes.

A bacia de drenagem ganha grande importância neste contexto, pois é o objeto de estudo da Geomorfologia Fluvial, onde os estudos estão direcionados aos canais fluviais, processos e características físicas em conjunto com a análise da bacia hidrográfica como unidade da paisagem. Para Cunha (2009), as bacias hidrográficas correspondem à interação entre as principais características do regime hidrológico, aspectos geológicos, formas de relevo, biota e uso e ocupação do solo.

Baseado nas abordagens adotadas por Schumm (1977); Christofolletti (1974), (1981); Latrubesse et al. (2005); Charlton (2008); Cunha (2009); Stevaux e Latrubesse (2017), a bacia de drenagem corresponde a toda uma área de captação pluvial e/ou glacial, constituída de canais de escoamento, tendo o rio como canal principal e seus afluentes. O escoamento pode ocorrer na forma do escoamento superficial acanalado e também escoamento subterrâneo. A bacia de drenagem representa a unidade principal de análise da paisagem e é delimitada pela linha de interflúvio. O interflúvio é a parte mais alta da bacia e separa-a das bacias vizinhas (Figura 2).



Segundo Stevaux e Latrubesse (2017), a delimitação de bacias de drenagem em áreas de relevos acidentados ou bem seccionados é relativamente fácil, em áreas planas ou em ambiente cársticos é mais complexa, pois os interflúvios são menos evidentes e pode ocorrer a comunicação entre as bacias, tanto por parte da água superficial como da água subterrânea.

A estrutura geológica que compõe as paisagens atuais, condicionam o arranjo do relevo e conseqüentemente as bacias de drenagem. Neste contexto, os padrões de drenagem representam uma classificação qualitativa do arranjo da rede de drenagem, que está organizada como um reflexo dos processos geológico-estruturais. Nesta perspectiva, a organização dos sistemas fluviais, estão diretamente condicionados aos elementos texturais que compõe a paisagem (drenagem e relevo). Os padrões de drenagem refletem esta estruturação, sendo um dos fatores que condicionam o processo de rearranjo da rede de drenagem.

Segundo Howard (1967), a análise da rede de drenagem é uma ferramenta importante na interpretação geológica e geomorfológica regional, pois pode fornecer indícios de características estruturais da região. Neste contexto, os padrões de drenagem representam a geometria dos canais fluviais associada à estrutura litológica pré-existente.

Para Christofolletti (1981), os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais, influenciados em sua atividade pela disposição das estruturas geológicas regionais. Paralelamente, Cunha (2009), Stevaux e Latrubresse (2017) discutem que a resistência diferencial das rochas frente à erosão e as estruturas (fraturas, falhas e dobras) são fatores fundamentais que influenciam o arranjo da rede de drenagem em uma determinada região. O intemperismo, por sua vez, é um fator que favorece a erosão. Sendo assim, Stevaux e Latrubresse (2017) evidenciam que nos ambientes tropicais, a forte ação do intemperismo químico cria extensos mantos de alteração que intensificam a erodibilidade da superfície.

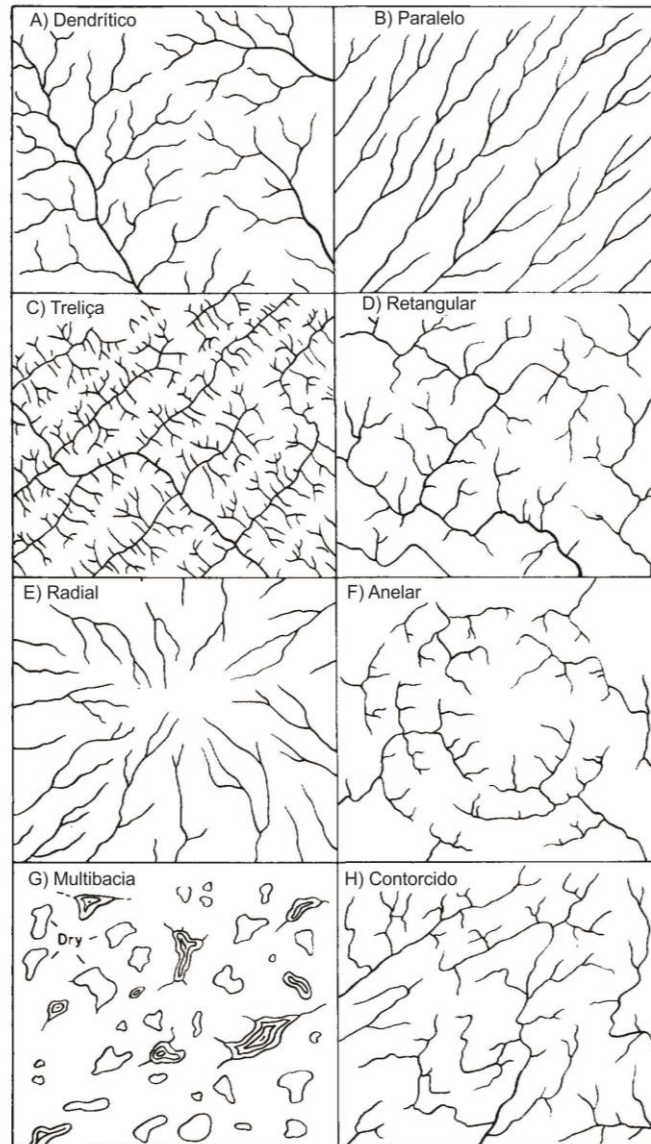
A forma "ideal" de uma bacia de drenagem é que seus canais fluviais formem uma estrutura em forma de árvore com ramificação invertida, tendo como galhos seus canais iniciais, que são drenados pelo canal principal. Porém, a estrutura geológica (rocha/falhas) pode condicionar outros tipos de padrões de drenagem. Neste contexto, se utiliza a classificação proposta por Howard (1967) que interpreta

a natureza dos terrenos, a disposição das estruturas geológicas além dos processos fluviais e climáticos predominantes.

Nesta classificação, os padrões de drenagem são dispostos por (Figura 18):

- A) dendrítico: Que apresenta um padrão denominado arborescente, pois o formato do rio principal e seus afluentes se assemelham a uma árvore. Seu desenvolvimento está condicionado a presença de rochas com resistência uniforme ou a estrutura de rochas sedimentares horizontais;
- B) paralelo: Neste padrão de drenagem, os canais, ocorrendo em uma área considerável, escoam quase que paralelo uns aos outros. Os rios são pouco ramificados, e mantem um espaçamento regular entre si, decorrente de controles estruturais (camadas resistentes de inclinação uniforme);
- C) treliça: Padrão que está diretamente adaptado às condições estruturais e tectônicas que originaram confluências, geralmente, em ângulos quase retos. Este controle estrutural é muito acentuado, sendo encontrado em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas falhadas e em cristas anticlinais;
- D) retangular: Estas drenagens caracterizam-se pelo aspecto ortogonal devida a bruscas alterações retangulares no seu curso principal e tributários, reflexo da adaptação da drenagem a falhas e sistema de juntas e diaclases;
- E) radial: As drenagens radiais desenvolvem-se em diferentes embasamentos e estruturas, sendo que quando os rios nascem de um ponto comum e se irradiam para todas as direções ela é denominada centrífuga (domos, cones vulcânicos, depressões). Já quando as drenagens convergem na direção oposta, em direção a um ponto comum, em posição mais baixa, são denominadas de centrípetas (crateras vulcânicas, depressões);
- F) anelar: As drenagens anelares são típicas em sistemas dômicos profundamente entalhados, em estruturas com camadas duras e frágeis;
- G) multibacia: Este padrão de drenagem se desenvolve com a exumação do terreno formando depressões irregulares. Ocorre em áreas glaciais e ou em áreas com concentração de *permafrost* ou ainda em ambientes cársticos; e
- G) contorcido: Este padrão reflete o controle estrutural exercido principalmente, por rochas metamórficas, diques, migmatitos, veios, onde as drenagens se adaptam as camadas mais resistentes.

Figura 18: Padrões de Drenagem básicos condicionados pela estrutura geológica: A) dendrítico; B) paralelo; C) treliça; D) retangular; E) radial; F) anelar; G) multibacia; H) contorcido.



Fonte: Modificado de Howard (1967)

Os processos de rearranjo de drenagem estão diretamente ligados as influências da organização da drenagem e suas interações entre os agentes modeladores da paisagem. Os processos geomórficos atuantes, associados a dinâmica fluvial no interior dos sistemas, favorecem os processos de rearranjo da drenagem. No qual apresentam evidências claras destes processos.

Neste contexto, Bishop (1995) argumenta que as evidências de rearranjo de drenagem podem ser identificadas por processos geológicos ou morfológicos. As evidências geológicas podem ser interpretadas através da análise de materiais e/ou estruturas sedimentares oriundas da formação de sistemas de paleodrenagem, no qual os materiais analisados podem ser sedimentos fluviais e sedimentos de preenchimento de vales, que podem ser datados, evidenciando uma geocronologia na formação destes depósitos. As evidências morfológicas que se tornam chave na identificação de rearranjos na rede de drenagem, com maior frequência são os cotovelos de captura (*elbow of capture*), vales secos (*wind gaps*), vales decapitados e padrão de drenagem ortogonal (*barbed*) (BISHOP, 1995).

De acordo com o estudo de Pederson (2001), a presença de maiores taxas de erosão mais acentuadas observadas em áreas com gradientes mais acentuados de um lado, e taxas menores no lado oposta ao divisor hidrográfico em bacias distintas apresentam importante evidência morfológica para o entendimento de rearranjo das drenagem próximas. Esta característica pode explicar a quebra dos níveis de base locais e o direcionamento dos fluxos dos canais a jusante. Estas quebras ou rupturas abruptas nos canais fluviais são caracterizados pelos *knickpoints* (BISHOP, 1995; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007; PRINCE et al, 2010; 2011). Estes pontos de rupturas nos canais são interpretados como elementos chave na interpretação de canais fluviais e na evolução de paisagens, isso porque a localização desses pontos estão ligados ao aumento (*input*) de energia nos canais fluviais, favorecendo a formação de degraus, cotovelos de capturas e a total separação entre os canais fluviais (PHILLIPS et al, 2010).

Bishop (1995), aborda, na sua perspectiva de análise destes processos, que uma evidência morfológica bastante relevante para o entendimento do rearranjo das drenagens são os vales e rios superdimensionados. Estas morfologias surgem do processo de rearranjo de drenagem uma vez que as alterações do fluxo da água modificam o tamanho da planície de inundação e cria vales superdimensionados com rios subdimensionados. Estes vales são entulhados por sedimentos fluviais de um sistema de canais anteriores. Com a decaptação e/ou captura fluvial, estes vales apresentam drenagens incipientes formando conexão com bacias de drenagem diferenciadas (BISHOP, 1995; ZAWPROSKI et al, 2002).

### 3.2 Capturas Fluviais Aplicadas a Análise Morfológica do Relevo

As capturas fluviais são processos geomorfológicos distintos, ocorrem de maneira diversa nas bacias de drenagem e são importantíssimas para o entendimento da evolução da paisagem regional. A captura fluvial, também denominada de pirataria, é o principal e mais comum processo de rearranjo de drenagem (BISHOP, 1995).

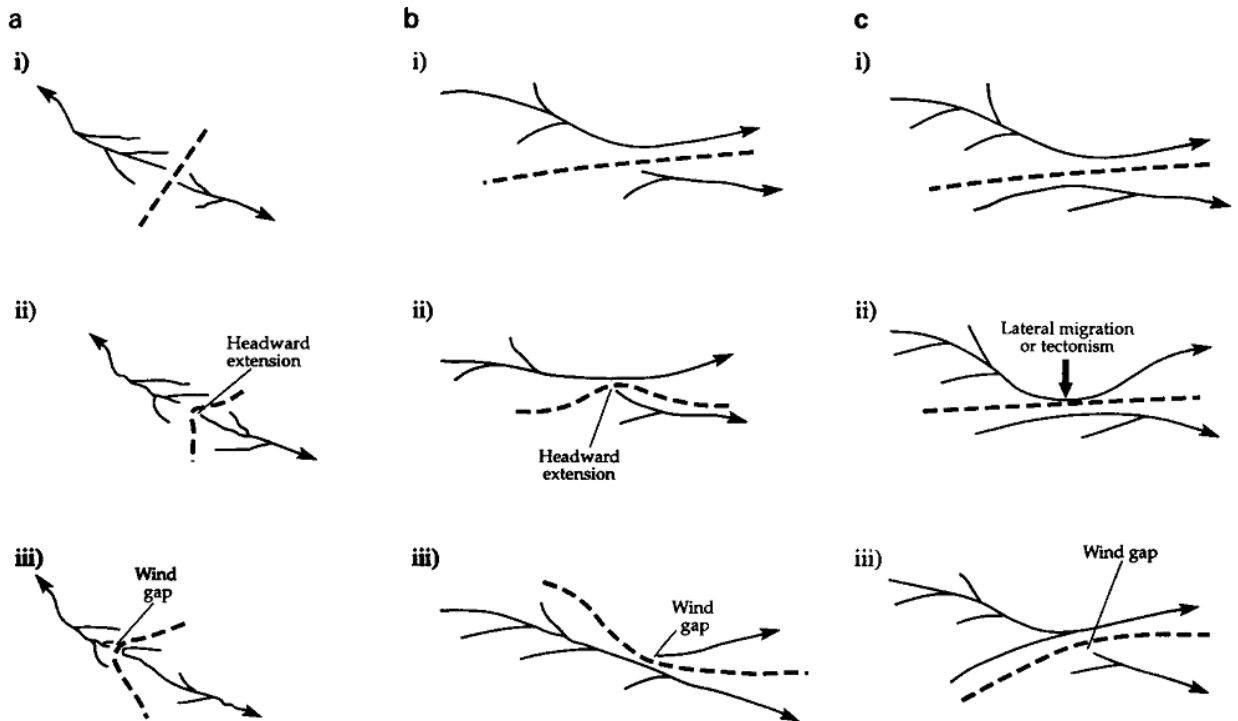
O rearranjo de drenagem representa um importante processo envolvido na evolução dos sistemas fluviais e correspondente corresponde ao deslocamento de todo ou de parte do fluxo de um rio para outro, podendo estar relacionado a mudanças nos níveis de base das drenagens envolvidas (BISHOP, 1995). Estas mudanças nos níveis de base representam o gatilho necessário para mudança no fluxo dos canais. Bishop (1995) salienta ainda que pode ocorrer o rearranjo tanto das bacias de drenagem quanto dos canais fluviais. No primeiro caso, ocorre a transferência da área de drenagem de uma bacia para outra, por meio da invasão progressiva de seus limites por parte de uma bacia hidrográfica vizinha. O segundo caso envolve a transferência tanto da área quanto das linhas de drenagem. Neste caso, ocorre a preservação, ou parte dela, das formas do canal.

Seguindo esta abordagem, Bishop (1995) também evidencia processos que ocorrem no canal, por meio do rearranjo que são os ascendentes e descendentes nos canais. Os processos ascendentes resultam da interceptação e subtração de um canal fluvial próxima à drenagem principal. Já os processos descendentes proporcionam a migração direta de um rio para outra bacia. Levando em consideração estas características, este autor caracteriza três formas de rearranjo de drenagem: as capturas, desvio e a decapitação (Figura 19, 20 e 21).

No processo de captura, um dos rios aprisiona o rio adjacente, o qual é afetado, na maioria dos casos, pela erosão remontante mais agressiva. Para Bishop (1995), o processo ocorre pela subtração (captura) da corrente do fluxo, desviando-o, tendo como resultado o processo de top-down (de baixo para cima), tendo o cotovelo de drenagem (*elbow of capture*) a evidência mais encontrada. O desvio de rios ocorre pelo processo equivalente a “top-down” de captura. Bishop (1995) aborda que a dinâmica neste processo acarreta no redirecionamento da drenagem, para

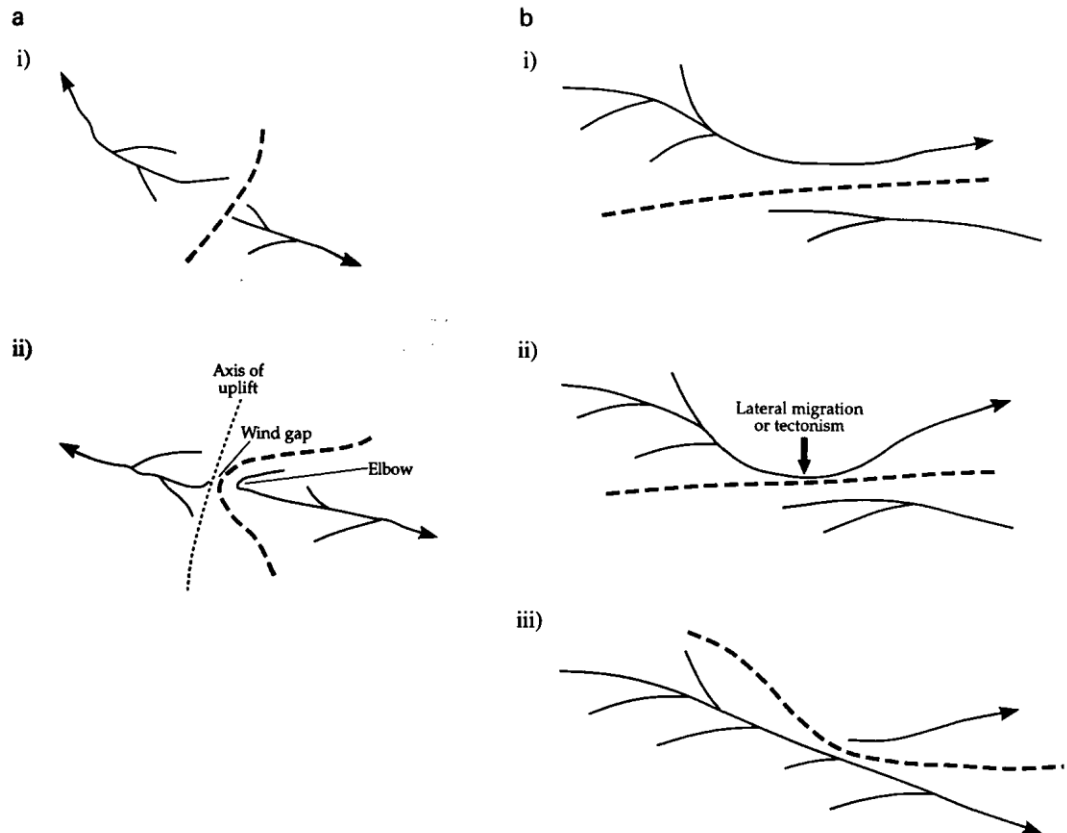
uma bacia adjacente, por meio da migração do canal e do fluxo de drenagem (Figura 19).

Figura 19: Modelos de rearranjo de drenagem e capturas fluviais: (a) momento em que a formação de uma drenagem farpada por extensão das cabeceiras de drenagem; (b) e (c) evidenciam a formação de capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente.



Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

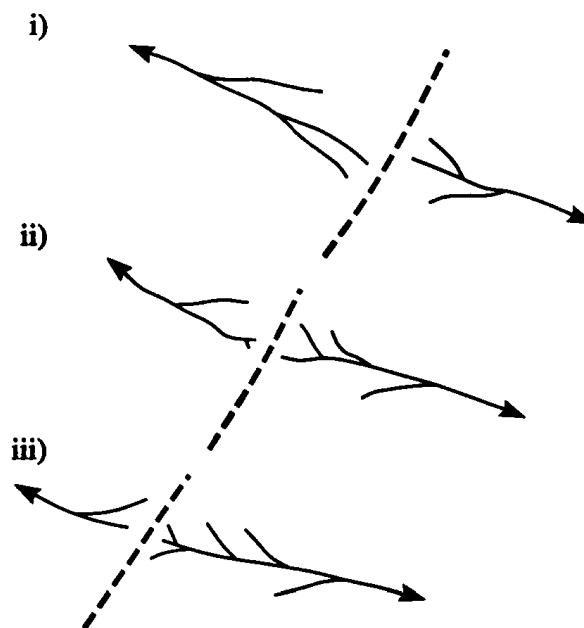
Figura 20: Modelos de rearranjo de drenagem e capturas fluviais, evidenciando o processo de desvio das cabeceiras capturadas: (a) momento em que a formação de uma drenagem farpada por extensão das cabeceiras de drenagem; (b) desvio para uma bacia de drenagem adjacente



Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

A decapitação é caracterizada como a apropriação e/ou remoção da bacia hidrográfica, reorganizando a bacia de captação de um rio para uma bacia adjacente, provocando o abandono dos canais e linhas de drenagem da área de captação apropriada/capturada (BISHOP, 1995) (Figura 21).

Figura 21: Modelos de rearranjo e planos de drenagem, evidenciando o processo de decapitação.



Fonte: Bishop (1995).

As capturas fluviais já tem importância na interpretação da evolução do relevo desde Davis (1899), em seu ensaio sobre o “Ciclo Geográfico”. O termo captura fluvial define o processo no qual uma cabeceira de drenagem apreende um curso fluvial e se apodera de toda a área de drenagem pertencente a esse curso à montante (SUMMERFIELD, 1991; HUGGETT, 2007; DOUGLAS et al. 2009; OLIVEIRA, 2010; PRINCE et al. 2010; CHEREM et al. 2013; SPOTILA et al. 2015).

A taxa de erosão mais rápida, por parte da corrente que captura as drenagens adjacentes se deve ao fato de que esta possui mais energia. Essa maior energia geralmente está associada a um gradiente topográfico mais elevado. Junto a isto, o canal, por vezes adaptado a um substrato com menor resistência, acelera as capturas, aumentando sua área de influência. A combinação destes fatores contribui para implantação das capturas fluviais (SUMMERFIELD, 1991; OLIVEIRA, 2010).



O ponto em que a captura ocorre é freqüentemente indicado por uma mudança acentuada na direção do canal, caracterizados por ângulos retos ou agudos, sendo estes denominados de cotovelos de captura. O cotovelo de captura é provavelmente a evidência mais comum da ocorrência de rearranjo de drenagem e implica a captura tanto da área de captação quanto da rede de drenagem acima do cotovelo.

Para Oliveira (2010), a água é o maior acelerador e elemento chave nas capturas fluviais. Neste contexto, estes processos podem evidenciar uma sucessão de respostas a eventos climáticos a longo termo, o que pode responder alguns questionamentos acerca da evolução atual da paisagem. A habilidade de um rio capturar outro depende da sua habilidade de manter seu canal em um nível base rebaixado em relação aos canais adjacentes a montante (BISHOP, 1995). Já para Stevaux e Latrubresse (2017), a captura pode ocorrer em pontos distantes do nível de base ou do nível do mar e é controlada diretamente pelos seguintes fatores: litológicos (resistência da rocha à erosão); tectônicos (mudança de pendente) e climáticos (mudança climática e alteração de descarga dos canais). Estes fatores associados contribuem para o estabelecimento, aceleração e evolução do processo de captura fluvial, reorganizando as bacias de drenagem.

A partir da análise das capturas fluviais, pode-se analisar a influência do nível de base como agente regulador do processo de captura e entender como a agressividade das áreas capturadas favorecem a evolução de vertentes, modificando a paisagem. Prince et al. (2011), aborda esta relação como fator determinante na evolução das capturas fluviais. Para este autor os níveis de base são reposicionados de acordo com atividade tectônica recente ou por reativações no arcabouço tectônico pré-existente. Essa remobilização provoca um *input* de energia nos canais de drenagem que, por sua vez, exercem por erosão remontante nas cabeceiras, força para capturar as drenagens adjacentes e assim contribuir para a evolução do escapamento. Nesse contexto, as capturas têm papel central na evolução morfodinâmica de escarpas por acelerarem o recuo destas a partir da incisão da drenagem da área capturada (PRINCE et al., 2010; PRINCE et al., 2011; SALGADO et al, 2012).

O processo evolutivo das cabeceiras de drenagem sendo capturadas, formando novos vales, pode ser evidenciada no modelo proposto por Prince et al. (2010) (Figura 22). A erosão proeminente na escarpa evolui rapidamente ao longo de uma linha fraqueza ortogonal (fratura) e se aproxima de um ponto de captura inicial (Figura 22A). Com o avanço da erosão remontante sobre a escarpa, ocorre a captura de cabeceiras de drenagem. Este processo leva a dissecação rápida e a progressão da erosão é condicionada ao controle estrutural das drenagens. Devido à rede de drenagem apresentar um padrão retilíneo, e baixo gradiente, duas capturas adicionais são agora iminentes.

Entretanto, um terraço pode ter sido preservado pela decapitação da drenagem preexistente (Figura 22B). A captura de mais dois fluxos ortogonais de escarpa leva a dissecação rápida de toda a bacia afetada pela captura inicial. A incisão rápida provocada pelas drenagens ocasiona um input de energia nestes novos canais, provocando a dessiccação de porções da escarpa, preservando agora dois novos terraços remanescentes (Figura 22C). Com o decorrer do processo, ocorre a dissecação completa da bacia capturada, levando ao recuo da escarpa.

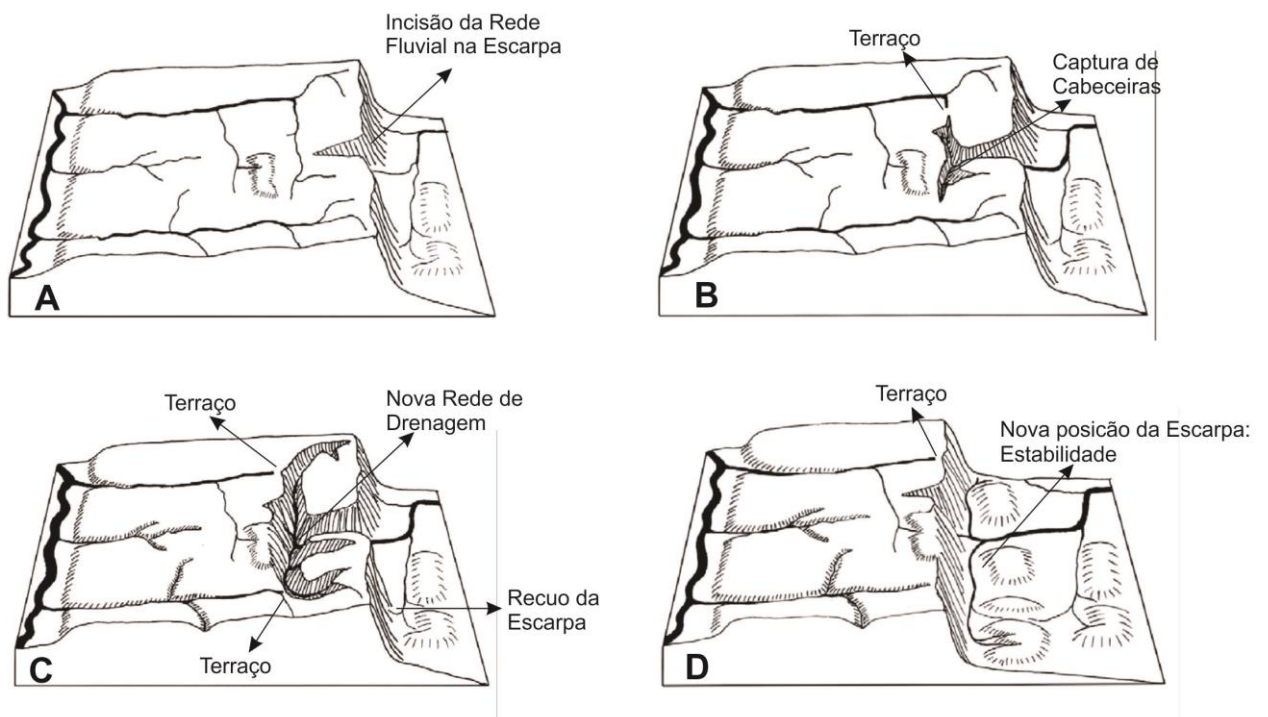
A drenagem próxima, embora decapitada, foi rejuvenescida pelo rebaixamento do nível de base, transportando material e criando depósitos aluviais ao longo da nova planície (Figura 22D). Neste contexto, ocorre a estabilidade na escarpa, preservando assimetria do relevo. O rearranjo da drenagem favorece uma nova fase de capturas fluviais que pode ocorrer desde que esta esteja adaptada a linameamentos estruturais ortogonais, iniciando um novo processo de captura e remobilização de materiais (PRINCE et al. 2010).

Vale ressaltar que no Brasil os estudos referentes à identificação e análise das capturas fluviais são iniciados na década de 1950, com o pioneiro trabalho do professor Aziz Ab'Sáber sobre o cotovelo do rio Paraíba do Sul, na região de Gurarema (AB'SÁBER, 1957).

Atualmente, uma gama de novos trabalhos vem abordando a evolução do relevo no Brasil oriental, através de estudos baseados em processos de evolução da paisagem a longo termo, utilizando como parâmetro de análise as capturas fluviais. Dentre estes, merecem ser destacados os de Oliveira (2010), Salgado et al. (2012), Cherem et al. (2013), Marent e Valadão (2015) e Sordi et al. (2015).

Importante salientar que alguns desses trabalhos (Salgado et al., 2012; Cherem et al., 2013; Sordi et al., 2015) encontraram na morfogênese dos degraus de relevo que marcam o limite entre grandes bacias hidrográficas do Brasil Sul/Sudeste, processos extremamente semelhantes àqueles descritos por Prince et al. (2010) (Figura 22). Sendo assim, parece que esse modelo é aplicável a boa parte do movimentado interflúvio entre as grandes bacias hidrográficas da porção meridional do Brasil.

Figura 22: Esquema evolutivo do processo de capturas de drenagem e evolução do relevo; A) Incisão da rede de drenagem na escarpa por erosão remontante; B) Capturas de cabeceiras de drenagem e formação de vales secos terraços; C) Dissecação da escarpa, instalação de uma nova rede de drenagem, está toda capturada e modificada do nível de base local; D) Recuo e estabilidade da escarpa e presença de terraço nas drenagens superiores, evidenciando a captura fluvial.



Fonte: Modificado de Prince et al. (2010).

### 3.3 Capturas Fluviais e Processos Associados ao Ambiente Amazônico

As pesquisas, baseadas no contexto dos processos de capturas/pirataria fluvial no cenário amazônico ganham grande importância para o entendimento da evolução das paisagens regionais. Neste campo, é notório o destaque de pesquisadores que trazem para a discussão acadêmica, o tema da captura fluvial como condicionante geomorfológica na Amazônia (ALMEIDA FILHO, MIRANDA, BEISL, 2005; ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI et al., 2015; ROSSETTI, MOLINA, CREMON, 2016; CREMON et al.; 2016; STOKES, GOLDBERG, PERRON, 2018; NASCIMENTO, et al., 2019).

Almeida Filho, Miranda, Beisl (2005), aborda inquietações sobre os processos de reorganização das redes de drenagem alta bacia do rio Negro, com cabeceiras de drenagem do rio Orenoco (Venezuela). Neste contexto, o estudo aborda evidências ligadas a movimentos tectônicos/estruturais.

Os estudos mais aprofundados, levando em considerações dados paleoambientais e processos tectônicos/estruturais, abriram novas formas de análise de processos de rearranjo de drenagem e capturas fluviais. Neste contexto, os estudos de Rossetti et al. (2015); Rossetti, Molina, Cremon (2016), abordam o pantanal setentrional da Amazônia e sua organização por meio de eventos de reorganização das drenagens. Os estudos apontam mudanças paleoambientais, condicionados a formação de depósitos neógenos e drenagens diferenciais. Estas mudanças contribuíram para a formação de leques aluvionares correlacionados como evidências de rearranjos e capturas fluviais na porção norte da Amazônia.

Estudos mais recentes abordam a direta influência da reorganização da rede de drenagem da bacia Amazônica com evidências de capturas fluviais na região. Nos estudos de Cremon et al. (2016); Stokes, Goldberg, Perron (2018); Nascimento et al. (2019), abordam a reorganização das redes de drenagem nas altas bacias dos rios Negro e Branco, através de análises em depósitos correlatos, capturas de cabeceiras de drenagem e a formação de leques aluvionares, caracterizando evidências plausíveis para uma construção de um modelo evolutiva na região. Porém é notado poucos estudos e dados escassos para o aprofundamento de pesquisas, o que sugere um campo extenso para novas pesquisas na Amazônia.

## **4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS**

Os procedimentos metodológicos que conduziram a efetiva execução desta pesquisa, têm a perspectiva de realizar o entendimento do arranjo morfotectônico e das capturas fluviais da rede de drenagem da alta/média bacia do rio Branco, associados à análise evolutiva das formas de relevo. Estes procedimentos estão subdivididos em três níveis: trabalhos de gabinete, de campo e laboratoriais.

A fundamentação teórico-metodológica, organizada pela coleta textos de referência, além da manipulação dos dados de sensoriamento remoto e produtos morfométricos multifontes, se desenvolveu em trabalho de gabinete e práticas em laboratório. Os dados de campo foram coletados através de campanhas de campo, específicas, em dois momentos, realizadas em áreas chaves, identificadas durante o mapeamento e fotointerpretação em imagens de sensoriamento remoto, e associados ao banco de dados, sendo importantes para as análises levantadas. Por fim, estas etapas, associadas aos procedimentos de identificação e mapeamento morfométricos de capturas fluviais, foram base para a interpretação e mapeamento da rede de drenagem e capturas fluviais, interpretação morfoestrutural, mapeamento das unidades geomorfológica, identificação e mapeamento de superfícies geomórficas e de endorreísmo, por meio da identificação de leques aluvionares, resultantes de capturas fluviais, na área de estudo, objeto desta pesquisa.

### **4.1 Materiais Utilizados**

Para a realização desta pesquisa foi necessário à utilização de materiais distintos, que serviram como apoio as aplicações dos procedimentos metodológicos, tanto em campo como em laboratório.

Os materiais de cunho bibliográfico foram oriundos de artigos científicos e capítulos de livros referentes aos conceitos abordados tanto no referencial teórico, como para a construção dos procedimentos metodológicos aplicados.

Para auxiliar nos trabalhos práticos de campo e para a elaboração dos mapas temáticos foram utilizados os dados cartográficos referentes a Base Cartográfica

Contínua do Estado de Roraima, Escala 1:100.000, disponibilizada pelo Instituto de Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2011), dados de bacias hidrográficas e rede hidrológica do banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA) e dados geológicos de 2008, disponibilizados pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM).

Em conjunto a estes dados, utilizou-se como suporte na confecção dos produtos cartográficos o Modelo de Elevação Digital – MDE, elaborados a partir de dados altimétricos da Missão Topográfica do Radar Shuttle – SRTM (Shuttler Radar Topography Mission), realizada pela NASA no ano de 2000 (RABUS et. al, 2003), original, com resolução de 30 x 30 metros, fornecido pelo banco de dados da Agencia Espacial Americana (NASA) e em conjunto com estes dados o MDE refinado, com resolução espacial de 30 x 30 metros, fornecido pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil – TOPODATA/INPE (VALERIANO, 2008), na escala de 1:250.000.

Os dados de sensoriamento remoto utilizados consistiram no mosaico de imagens ópticas dos satélites LANDSAT-8, sensor OLI nas bandas 6, 5 e 4, apresentando resolução radiométrica de reflectância, com resolução espacial de 30x30 metros, fornecida pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Em conjunto com as imagens LANDSAT, utilizou-se o mosaico de imagens óticas do satélite SENTINEL-2, sensor MSI, bandas 4,3 e 2 com resolução espacial de 10x10 metros, fornecida pela Agência Espacial Europeia (ESA).

Para a aplicação dos procedimentos metodológicos tanto em campo como em laboratório, foram utilizados aplicativos computacionais e equipamentos específicos, a seguir descritos.

Para a obtenção das coordenadas geográficas dos pontos das feições geológicas e geomorfológica utilizou-se o aparelho GPS (Global Position Sistem) Garmin, modelo GPSMap 76CSx. Para a medição de feições geológicas e geomorfológicas como direção e atitude das estruturas locais e declividade do terreno utilizou-se a Bússola de Brunton. Todos estes equipamentos foram cedidos pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima.

Para os procedimentos de processamento de imagens de sensores remotos foi utilizado o aplicativo PCI Geomatics, versão 10.2. Na criação e manipulação do banco de dados georreferenciados e aplicação de técnicas de geoprocessamento utilizou-se os Sistemas de Informação Geográfica (SIG's) ArcGis Desktop, versão 10.2.

## **4.2 Trabalho Prático de Campo**

O trabalho prático de campo foi desenvolvido em duas campanhas distintas, sendo a primeira realizada no mês de janeiro de 2018 e a segunda realizada em janeiro de 2019. Na primeira campanha realizou-se o reconhecimento geral da área e a visualização das feições na paisagem a serem estudados, acesso a estas e localização dos principais pontos de estudo.

A segunda campanha de campo resultou na coleta de pontos chave, tais como identificação de possíveis paleodepósitos fluviais, cotovelos de drenagem, possíveis depósitos aluvionares e a morfologia regional, em conjunto com a descrição dos dados morfológicos e morfométricos da paisagem.

## **4.3 Processamento e Fotointerpretação em Imagens de Sensoriamento Remoto e Manipulação de dados Morfométricos**

O procedimento metodológico para a interpretação dos dados referentes ao rearranjo de drenagem, mapeamento da rede de drenagem e capturas fluviais, interpretação morfoestrutural, mapeamento das unidades geomorfológica, identificação e mapeamento de superfícies geomórficas e de endorreísmo, por meio da identificação de leques aluvionares, resultantes de capturas fluviais, na área da alta/média bacia do rio Branco, foi realizado através dos procedimentos de fotointerpretação de imagens digitais de sensores remotos óptico e de modelagem de Modelos Digitais de Elevação (MDE's) específicos.

O pré-processamento nas imagens de sensoriamento remoto ocorreu com a criação do banco de imagens. Neste procedimento, as imagens do satélite

SENTINEL-2, sensor MSI, com resolução espacial de 10x10 metros, fornecida pela Agencia Espacial Européia (ESA), coletadas em abril de 2018, e as imagens ópticas dos satélites LANDSAT-8, sensor OLI, apresentando resolução radiométrica de reflectância, com resolução espacial de 30x30 metros, fornecida pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), coletadas em novembro de 2019, foram agrupadas e recompostas seguindo a composição das bandas em pseudocolor. Os períodos de coleta específicos das imagens orbitais, correspondem ao período seco na região (setembro a abril), pois a cobertura de nuvens é menor, possibilitando produtos de melhor qualidade para as análises propostas.

As imagens ópticas passaram por um rigoroso processo de tratamento que depende da correta aplicação de operações de processamento destinadas a atenuar os efeitos da interferência atmosférica e das distorções geométricas.

As técnicas de correção atmosférica têm como principal objetivo a implementação de métodos para a atenuação dos efeitos de espalhamento e absorção atmosférica. Seguindo este pressuposto, optou-se neste trabalho pela utilização do método de subtração do pixel escuro (CHAVEZ, 1988; TAVARES JÚNIOR, 2004), que consiste em uma técnica mais prática em que considera a média dos valores digitais (ND – Número Digital) de alvos selecionados, sendo estes corpos d'água limpa, sombras topográficas e de nuvens, que teoricamente teriam níveis de cinza igual à zero, mas em razão da interferência atmosférica, os referidos alvos possuem valor do ND diferenciado.

Posteriormente, foram avaliados os histogramas das imagens para que estas apresentassem valores de pixel nulos. Em seguida subtrai-se os NDs médios, obtidos para cada banda, dos níveis de cinza de todos os pixels da imagem da respectiva banda, obtendo-se assim as imagens com efeito atmosférico atenuado.

Em conjunto com as imagens de sensoriamento remoto, foram utilizados como suporte para a aquisição de dados morfométricos, os seguintes MDE's. O MDE-SRTM, original, com resolução de 30 x 30 metros, fornecido pelo banco de dados da Agência Espacial Americana (NASA), em conjunto com os dados reamostrados de resolução espacial de 30 x 30 metros, fornecido pelo banco de dados geomorfométricos TOPODATA/INPE (VALERIANO, 2008), foram processados e analisado, compondo assim o banco de dados morfométricos. Os



dados obtidos através da manipulação do MDE foram importantes para a construção de produtos altimétricos, e irá auxiliar na implantação de índices morfométricos.

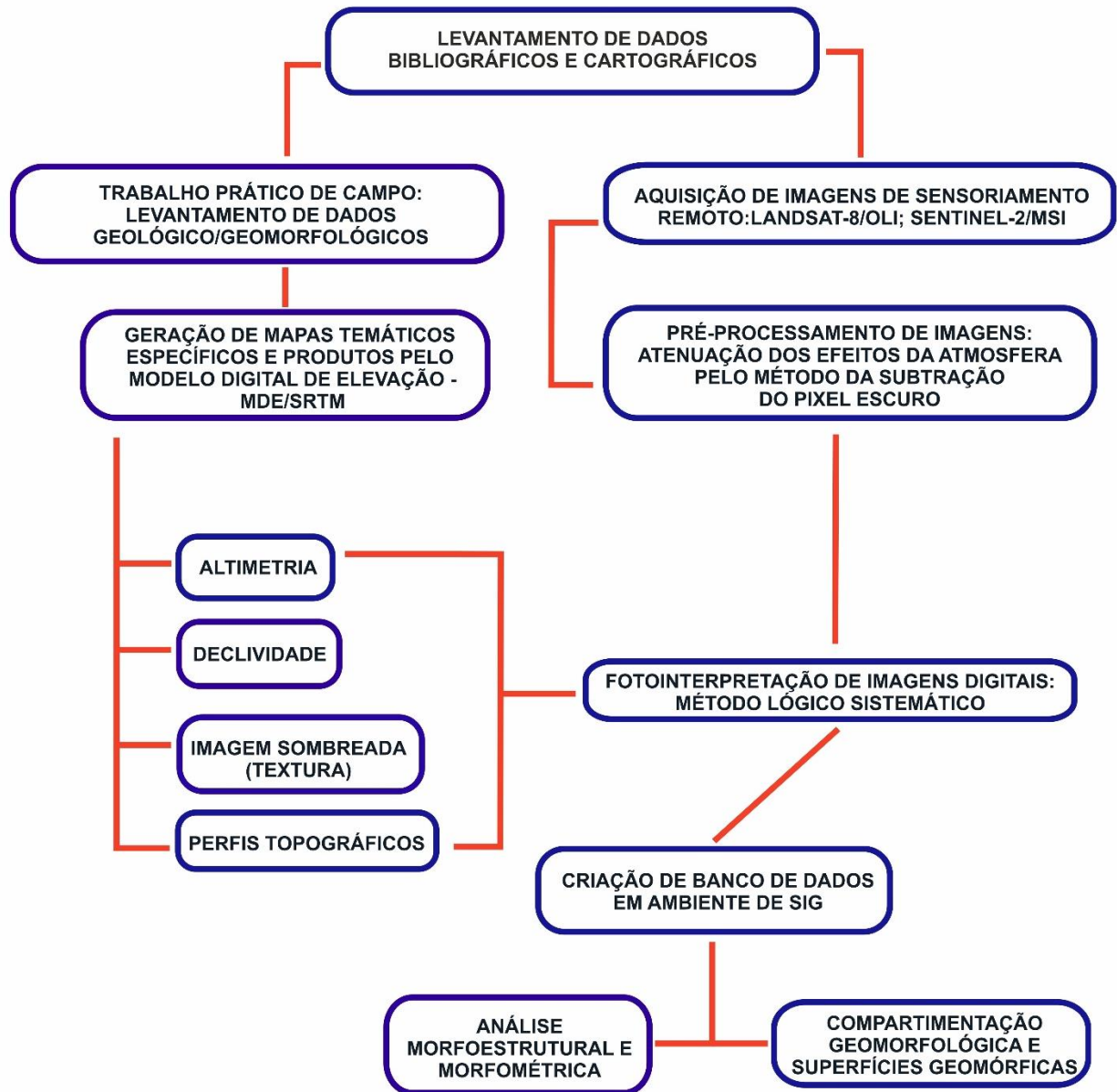
A metodologia de manipulação dos dados do MDE baseou-se nas propostas de Rabus et al. (2003); Carvalho e Latrubesse (2004); Silva e Rodrigues (2009), que realizaram a compilação de dados geomorfológicos e geomorfométricos. Seguindo esta premissa, a imagem representativa do MDE foi compilada e tratada em ambiente de SIG. Utilizando o pacote *Spatial Analyst*, da plataforma ArcGis, o modelo de elevação passou por ferramentas que extraíram dados referentes aos produtos utilizados como suporte a pesquisa, tais como o mapa altimétrico, mapa de declividade e imagens de texturas (sombreada).

As imagens sombreadas são representações da rugosidade das morfologias da paisagem através do cálculo da variação altimétrica do terreno por meio de fator de realce deste (exagero). Portanto, por meio do MDE SRTM, foi gerada uma imagem sombreada, com um azimute de 0° (N) e ângulo de iluminação de 45°, com exagero vertical de 3 vezes, sendo este o melhor produto para análise. O MDE também foi utilizado para a criação de perfis topográficos, perfis transversais e perfis longitudinais dos principais canais fluviais, que são importantes para a compreensão das variações topográficas e determinação das unidades estruturais, compartimentos geomorfológicos e de superfícies geomórficas, com exagero vertical de 2x, propiciando melhor identificação dos processos associados.

A partir do MDE SRTM, 30x30 metros de resolução, foi extraída a rede de drenagem inicial. A extração da drenagem foi feita no módulo ArcHydro Tools, utilizando os processos de manipulação do MDE, inicialmente com a ferramenta Fill. Foi gerado raster de direção de fluxo (Flow Diretion) e acumulação (Flow Accumulation). Foi utilizado um limiar > 2.000 para a extração da drenagem. Nesse caso, quanto menor o valor maior as feições de drenagem extraídas. Após a extração da drenagem procedeu-se a extração das bacias hidrográficas do alto/médio Branco e do rio Maú, afim de caracterizar os padrões de drenagem e as evidências de capturas fluviais.

Todos estes processos foram realizando em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG'S), utilizando o software ArcGis Desktop, v 10.2 e pode ser identificado no fluxograma metodológico da Figura 23.

Figura 23: Fluxograma metodológico das etapas de processamento e interpretação dos dados de sensoriamento remoto e dados morfométricos.



Fonte: Autoria própria.

#### 4.4 Análise Morfoestrutural e Morfométrica

A análise morfoestrutural foi realizada na área de estudo, como principal objetivo a identificação das feições tectono-estruturais que compõe a paisagem da bacia, constituindo a sustentação das feições geomorfológicas atuais. As morfoestruturas são caracterizadas por estruturas pré-existentes identificadas a partir da análise e interpretação de informações básicas e propriedades texturais, como padrões de drenagem e feições de relevo.

A metodologia utilizada como instrumento para a interpretação morfoestrutural baseia-se na análise sistemática das propriedades texturais de drenagem e relevo (padrão de drenagem, arranjo estrutural) e identificação das unidades morfoestruturais.

Neste procedimento foi realizada a análise de forma sistemática das propriedades texturais que estão concordantes ao arranjo tectônico da paisagem com o auxílio das imagens de sensoriamento remoto, pode-se realizar a fotointerpretação destes e geração dos produtos, por meio da rede de drenagem local já mapeada. Neste contexto, a análise da rede de drenagem seguiu a metodologia proposta por Howard (1967); Deffontaines e Chorowicz (1988), que considera padrões de drenagem, textura e anomalias de drenagem como ferramenta importante na fotointerpretação geológica, pois evidencia o arranjo desta e reflete as estruturas tectônicas que condicionam as morfologias de relevo.

Associada a esta fase, foram aplicadas etapas metodológicas adaptadas a características da área de estudo, com base na proposta de Veneziani e Anjos (1982), para imagens ópticas. Esta técnica resulta na organização de conhecimentos que permite a análise lógica das imagens fotográficas e adaptadas as imagens digitais. Seguindo este princípio, foi aplicado o procedimento de retirada do traçado das feições lineares de drenagem, que correspondem à interseção de planos estruturais (falhas, fraturas, foliações, dobras, acamamentos), com a superfície do terreno. Posteriormente, as feições lineares de relevo serão extraídas para a identificação dos elementos texturais fortemente estruturados, retilíneos ou curvos.

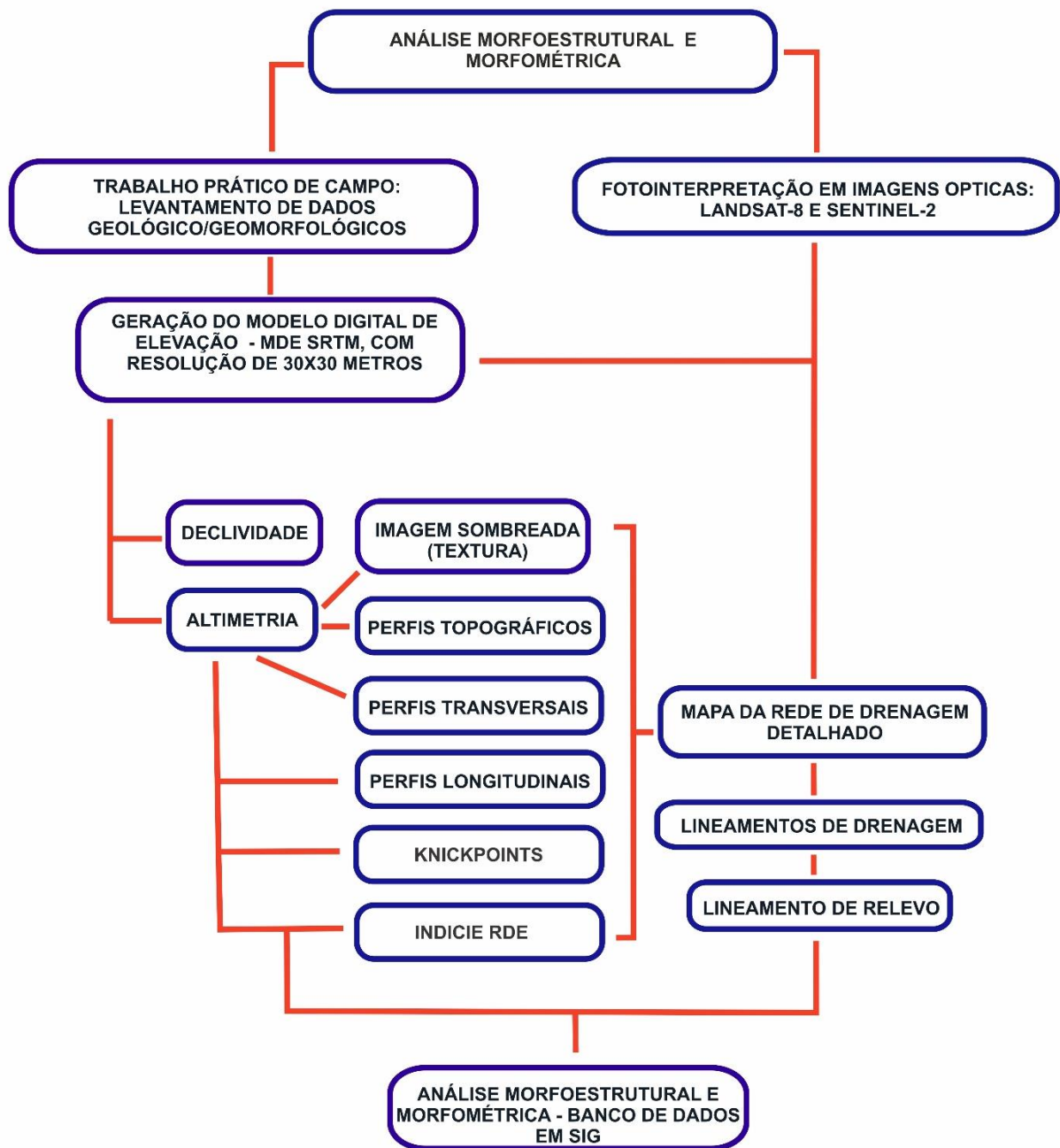
A partir das feições lineares de drenagem e relevo, foram extraídos os lineamentos estruturais, que correspondem aos principais indicadores das estruturas planares de maior grandeza tais como zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis. Desta forma, os dados obtidos contribuíram para a interpretação do arranjo estrutural, baseado nos estudos de Madrucci, Veneziani e Paradella (2002); Araújo, Yamamoto e Madrucci (2003), onde o mapeamento morfoestrutural procura, através de padrões de drenagem e dos lineamentos estruturais (drenagem e relevo), traçar as flexuras do terreno derivadas de processos geológicos. Todos estes procedimentos fotointerpretativos e mapeamento destas estruturas serão realizados em ambiente de SIG's.

Para as análises associadas aos dados morfoestruturais, com base nos dados morfométricos, obtidos por meio de manipulação dos MDE's SRTM, foram extraídos os pontos de quebra da rede de drenagem (*knickpoints*), direção dos lineamentos de drenagem e direção dos canais de primeira e segunda ordem, por meio de técnicas de geoprocessamento em ambiente de SIG's, para o entendimento do arranjo morfotectônico da bacia.

Associados a estes procedimentos foi aplicado, para o entendimento dos processos de capturas fluviais e análise da rede hidrográfica, o índice RDE (relação declividade-extensão do canal), proposto por Hack (1973), com base em perfis longitudinais dos canais, pode-se identificar anomalias de drenagem, podendo estas, evidenciar pontos de rupturas ou capturas fluviais. Porém, os resultados obtidos com a aplicação deste índice não foram satisfatórios, as características morfológicas da paisagem regional (drenagem e relevo), não propuseram uma melhor interpretação dos processos de rearranjo de drenagem, e desta forma foram ignorados.

Os resultados mais satisfatórios dentro deste contexto foram obtidos com base na fotointerpretação de imagens de satélite associados aos dados morfométricos de altimetria e declividade, tais como a interpretação de cotovelo de captura, baixos divisores e vales superdimensionados. Todos estes procedimentos, foram realizados em ambiente do software ArcGis, v 10.5, e podem ser visualizados no fluxograma da Figura 24.

Figura 24: Fluxograma metodológico evidenciado as etapas de análise morfoestrutural e morfométricos.



Fonte: Autoria própria.

#### 4.5 Mapeamento Geomorfológico e de Superfícies Geomórficas

A interpretação dos compartimentos geomorfológicos na área da média/alta bacia do rio Branco terá como base a análise morfoestrutural em conjunto com os dados obtidos na aplicação de índices morfométricos, a fim de caracterizar as morfologias de relevo da bacia.

Neste sentido, a metodologia que será utilizada baseia-se na classificação abordada por Ross (1985); (1992); Ross e Moroz (1996), que leva em consideração a formação do atual modelado do relevo através da interpretação do antagonismo entre os processos endógenos e exógenos, por meio dos estudos de Penck (1953), e utilizando os conceitos de morfoestruturas e morfoesculturas (GUERASIMOV, 1946; MESERJAKOV, 1968), por meio de imagens de sensoriamento remoto, para a subdivisão do relevo em seis táxons distintos – Unidade Morfoestrutural; Unidade Morfoescultural; Unidade Morfológicas ou de Padrões de Formas Semelhantes; Tipos de Formas de Relevo; Tipos de Vertentes e Formas Menores (processos atuais).

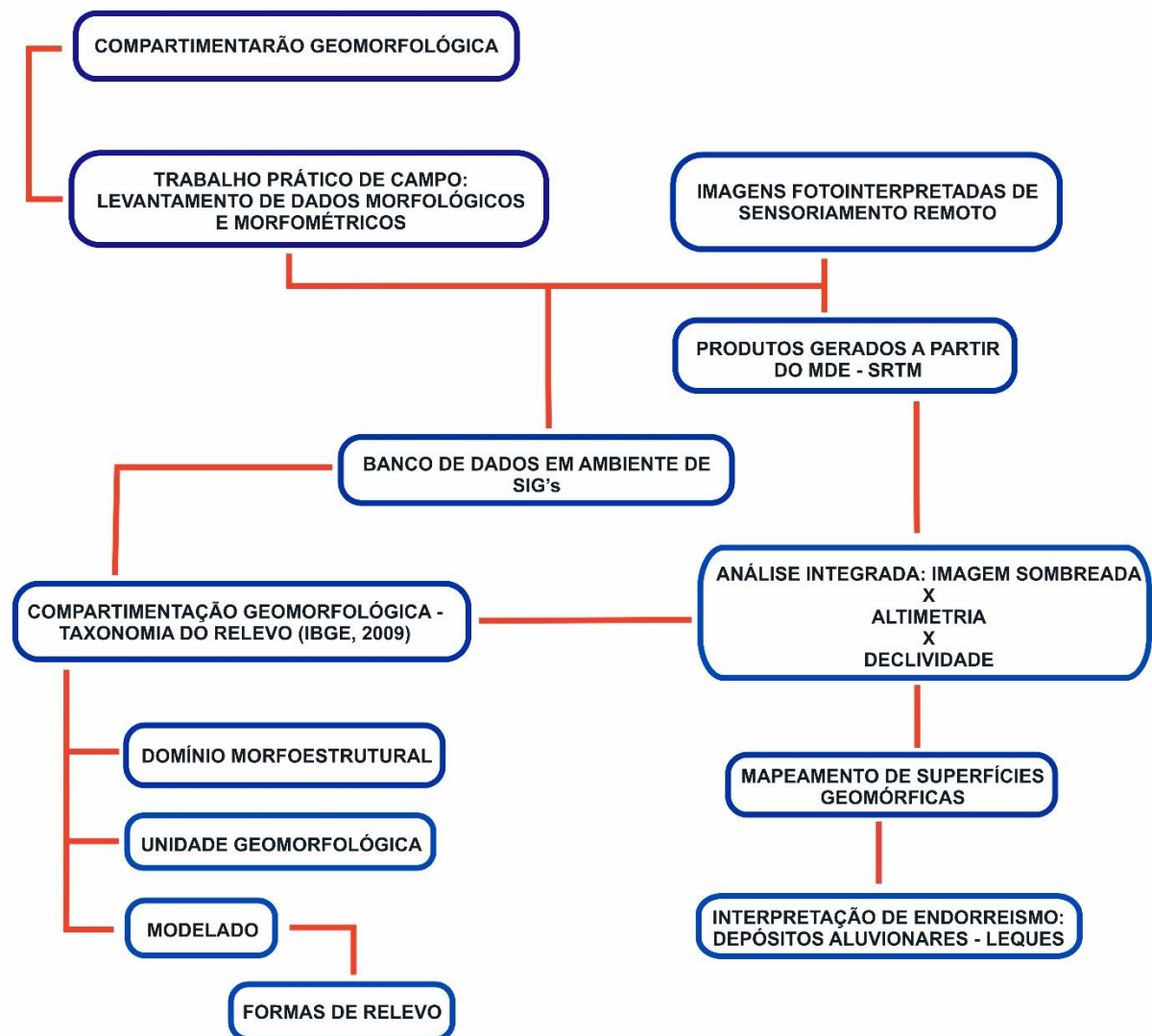
Atualmente, a metodologia mais utilizada como suporte para o mapeamento geomorfológico é baseada na proposta de IBGE (2009), que utiliza os pressupostos metodológicos de Ross (1992), cujo ordenamento dos fatos geomorfológicos se configura através do estudo dos modelados como unidade básica, subdividindo-se em quatro hierarquias de grandezas distintas – Domínios Morfoestruturais; Regiões Geomorfológicas; Unidades Geomorfológicas, Modelado e Formas de Relevos Simbolizados.

Posteriormente, foi realizada a correlação entre os dados de sensoriamento remoto em conjunto com o MDE SRTM para a obtenção do mapeamento geomorfológico e das superfícies geomórficas. O mapeamento dessas superfícies se deu pela interpretação dos elementos texturais da paisagem (drenagem e relevo), associadas ao critério de diferenciação entre altimetria x declividade, obtendo-se morfologias de padrões semelhantes. Seguiu-se a proposta do Ross (1992) que subdivide o relevo por meio de táxons e que foi aprofundada por IBGE (2009).

A interpretação geomorfológica das feições de rearranjo de drenagem e de depósitos aluvionares se deu de acordo com os modelos propostos por Nichols e

Fisher (2007); Nicholes (2009); Chakraborty e Parthasarathi Ghosh (2010); Cremon et al. (2016) que consistem na interpretação de canais de drenagem, morfologias associadas ao trabalho dos rios e comparações com perfis transversais, no entendimento da evolução de leques aluvionares. Todos estes dados e processos serão aplicados em ambiente de SIG, utilizando o software ArcGis, v 10.5. Estes procedimentos podem ser visualizados no fluxograma metodológico da Figura 25.

Figura 25: Fluxograma metodológico evidenciado as etapas de análise geomorfológica e das superfícies geomórficas.



Fonte: Autoria própria.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 Introdução

Os resultados que serão apresentados ao longo deste capítulo, são o produto dos processos obtidos por meio do entendimento das relações entre os processos de rearranjos da rede de drenagem influenciadas pelo arranjo morfotectônico e das capturas fluviais da rede de drenagem, associados à análise evolutiva das formas de relevo.

As estas etapas, associadas aos procedimentos de identificação e mapeamento de capturas fluviais, permitiram a confecção de três artigos distintos que analisados de forma integrada, pode-se interpretar de maneira clara, a evolução dos processos de rearranjo de drenagem da alta/média bacia do rio Branco.

O primeiro artigo refere-se as “Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional”, aborda evidencias claras de processos ligados a redes de drenagem indiferenciadas que promoveram episódios de endorreísmo, favorecendo o surgimento de depósitos aluvionares na forma de leques, o que caracteriza um estágio mais evoluído no processo de captura e rearranjo nos sistemas hidrográficos entre as bacias do Amazonas e Essequibo, sendo este já publicado na Revista Brasileira de Geomorfologia, n 20, v 3, no ano de 2019. Por seguinte, o segundo artigo, intitulado “A Importância da Rede de Drenagem para a Evolução das Superfícies Geomórficas na Alta/Média Bacia Hidrográfica do rio Branco”, aborda o cenário da evolução de superfícies geomórficas nesta porção da bacia, sendo estas, produtos da reorganização da drenagem e capturas fluviais. Por fim, o terceiro artigo “Evidências de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia Hidrográfica do rio Branco (Interflúvio Amazonas/Essequibo), Norte de Roraima-Brasil”, tem como escopo principal, a compreensão da organização destes processos de rearranjo da drenagem regional e suas principais evidências, a fim de evidenciar um modelo evolutivo do processo de captura fluvial e a inversão da bacia do rio Branco em direção a bacia amazônica.



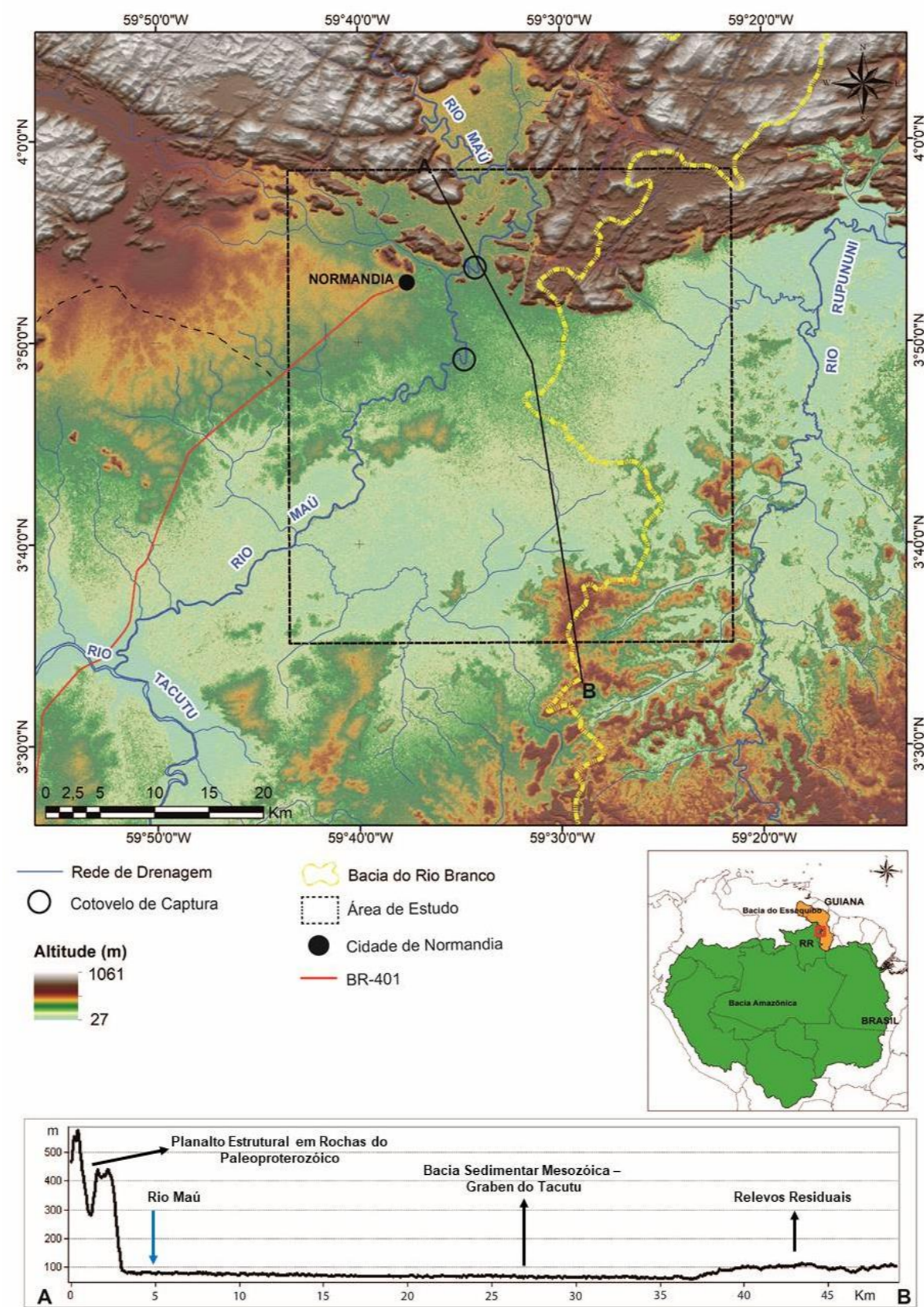
## **5.2 Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Esequibo - Amazônia Setentrional**

### **5.2.1 Apresentação**

Capturas fluviais permitem interpretar processos de rearranjo de drenagem que, por sua vez, constituem elemento chave para a morfogênese de diversas regiões do globo. Para Bishop (1995), os rearranjos na rede de drenagem podem estar condicionados a mudanças no nível de base regional e permitem que drenagens próximas, uma vez conectadas, reorganizem-se formando novos sistemas fluviais. Em geral as capturas fluviais alteram profundamente a morfodinâmica, pois implementam um novo nível de base. Este processo, leva ao rebaixamento das vertentes, favorecendo a alteração na morfodinâmica das bacias capturadas, transferência parcial ou total do fluxo de um rio para outro, rearranjo de drenagem e, por vezes, profundas alterações na paisagem (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HUGGETT, 2007; PRINCE et al., 2010).

A região Amazônica, entre diversos fatores, se destaca pelo seu mosaico de paisagens inserido no grande sistema fluvial do rio Amazonas (GUPTA, 2007; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). No entanto, a porção setentrional desta região ainda é pouco estudada, principalmente a bacia hidrográfica do rio Branco - localizada no Estado de Roraima/Brasil - que drena em direção ao rio Amazonas, mas se localiza no tríplice limite desta com as dos rios Orenoco (Venezuela) e Essequibo (Guiana) (Figura 26). Segundo Guerra (1957); Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon et al. (2016), há indícios de que o setor norte da bacia do rio Branco teria um curso preferencial em sentido SW-NE, em direção ao mar do caribe, formando a bacia de drenagem denominada Proto-Berbice. Para estes autores, durante o Quaternário inicial, a rede de drenagem desta região foi reorganizada graças a uma captura fluvial. Esta reorganização das drenagens teria favorecido o direcionamento do atual curso do rio Branco para o rio Amazonas e proporcionado uma nova configuração no relevo regional.

Figura 26: Localização da área de estudo, integrado com a topografia do terreno elaborado a partir do MDE ALOS, compreendendo os compartimentos de relevo da área de estudo e sua localização entre o divisor hidrográfico Amazona/Essequibo, no norte de Roraima. Detalhe para perfil topográfico A-B, apresentando as morfologias locais, com exagero vertical 3,5x.



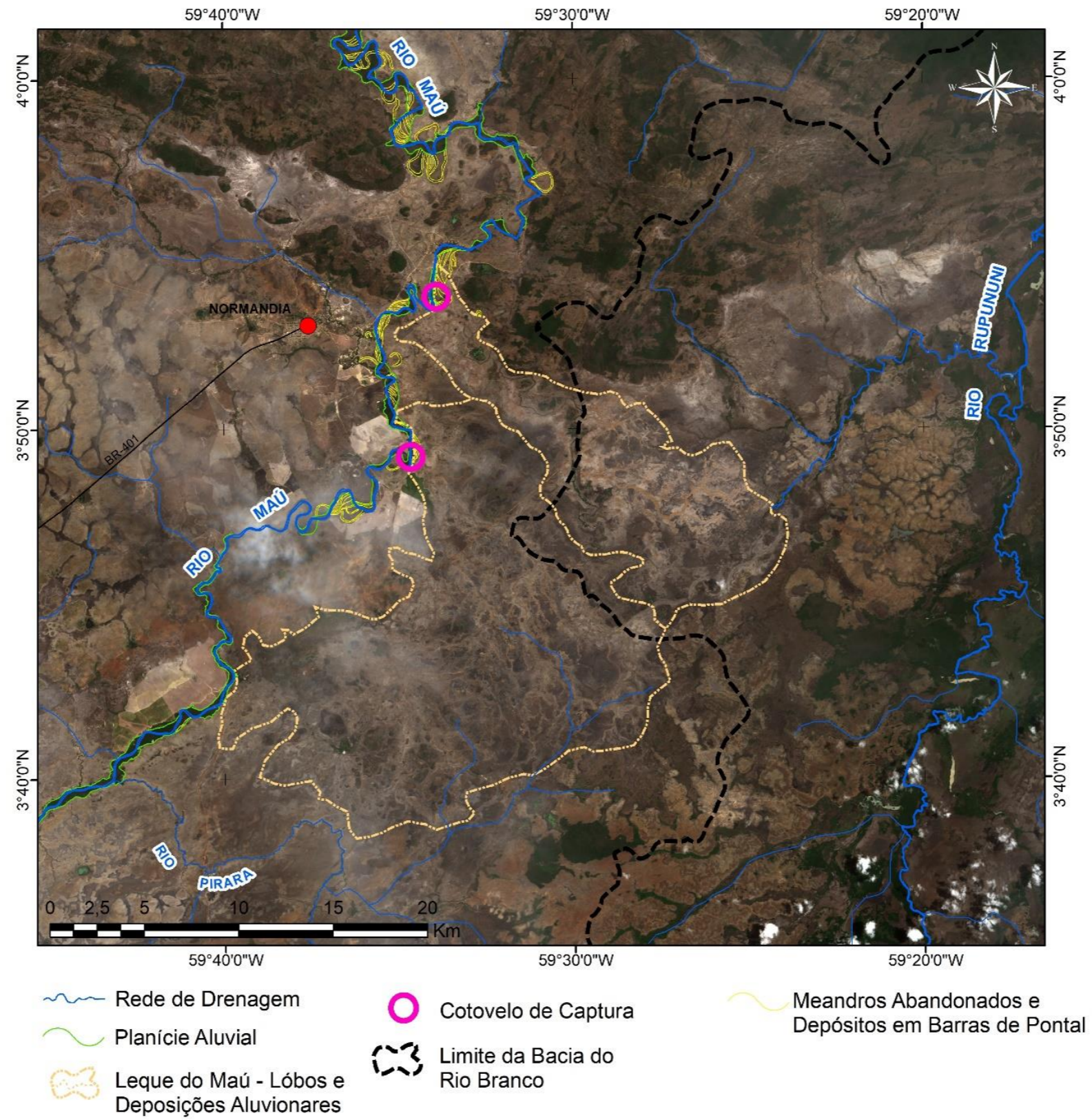
Fonte: Autoria própria.

Considerando-se que a existência desta captura nunca efetivamente foi comprovada e que a mesma, se evidenciada, é um fato maior na evolução paleogeográfica da bacia Amazônica, torna-se importante realizar investigações que, através de sensoriamento remoto, geoprocessamento e trabalhos de campo, comprovem, ou não, a existência deste rearranjo de drenagem. Neste contexto, insere-se o presente estudo que utilizará de ferramentas de sensoriamento remoto para investigar essa possibilidade de rearranjo da rede de drenagem.

### 5.2.2 Discussão

O canal principal do rio Maú percorre, em seu alto curso, os relevos dissecados do Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco (IBGE, 2005; COSTA, 2008). À medida que este penetra os relevos aplainados da Depressão Boa Vista, sua competência é diminuída (IBGE, 2005; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008) passando a divagar na planície, formando depósitos arenosos como barra de pontal, lagos periféricos e meandros abandonados. É possível notar que cotovelos estão associados a estes depósitos de barras e que, paralelamente, ocorrem paleocanais de drenagem que se estendem ao longo da planície adjacente (Figura 38). Estes se estendem por uma área que alcança mais de 25 km de extensão por 32 km de largura e formam uma complexa rede secundária, interligada por áreas abaciadas e lagos intermitentes, que correm perpendiculares ao sentido do canal principal do rio Maú. São evidenciados dois cotovelos no qual se forma feições de paleocanais distributivos, espraiando-se em direção a leste formando novas ramificações de canais que aparentam conexão com canal tributário do rio Rupununi, na bacia caribenha do Essequibo (Figura 27).

Figura 27: Dado SENTINEL-2, com o detalhamento da feição geomorfológica do leque do rio Maú, com detalhe na rede paleocanais abandonados e morfologias de lóbos de deposição aluvionar.



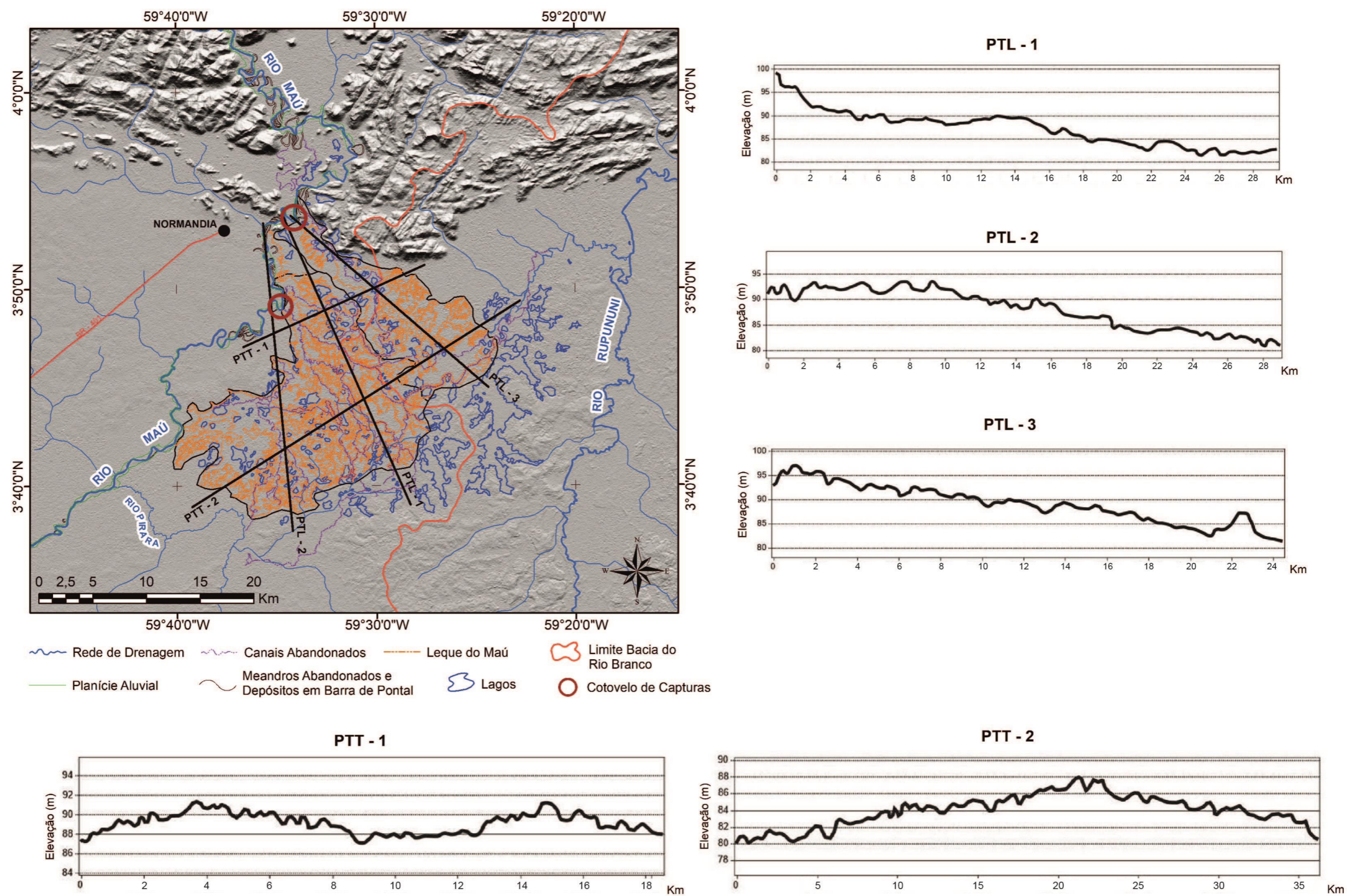
Fonte: Autoria própria.

Estes fatos indicam que o sistema fluvial do médio/baixo curso do rio Maú possuía pouca ação erosiva, pois seu nível de base regional permitiu o transbordamento lateral e a formação da rede de paleocanais distributários constituindo uma feição de leque aluvionar. Além disso, os paleocanais identificados (Figura 27) apontam para uma paleoconexão entre o canal anterior do rio Maú e a rede de drenagem da bacia do rio Essequibo. Estes dados corroboram com os estudos de Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon et al. (2016), que argumentam evidências geomorfológicas de conexão entre as bacias do rio Branco, no qual o rio Maú teria sido tributário e o rio Essequibo.

Os aspectos geomorfológicos interpretados pelas feições de depósitos recentes e paleocanais distributivos, reforçam a ideia de que ocorreu a formação de sistemas de leques aluviais. Com base na interpretação de perfis topográficos longitudinais e transversais, extraído do MDE ALOS, a variação morfológica das feições apresentam padrões comprobatórios da formação dos leques (Figura 28), conforme discutido nos modelos de Corradani e Assine (2012); Nichols e Fisher (2007); Nicholes (2009); Chakraborty e Ghosh (2010).

Os perfis longitudinais PTL-1, PTL-2 e PTL-3 (Figura 28), apresentam uma suave superfície rebaixada em relação ao canal principal do rio Maú que possui cotas na área próxima aos 95 m de altitude. Os sistemas ramificados de paleocanais se distribuem na superfície com uma suave inclinação, percorrendo cotas entre 90 e 80 m de altitude. Chama a atenção o fato de que as feições de paleocanais e depósitos aluvionares se estendem num raio de 28 km de extensão, caracterizando a morfometria deposicional longitudinal dos leques. Já na análise dos perfis transversais PTT-1 e PTT-2 (Figura 28), a morfologia dos lobos deposicionais fica mais evidenciada.

Figura 28: Imagem sombreada ALOS, com detalhe para as morfologias do leque aluvionar do rio Maú. Detalhe para os perfis transversais PTT-1 e PTT-2, em conjunto com os perfis longitudinais PTL-1, PTL-2 e PTL-3, com exagero vertical 4x.



Fonte: Autoria própria.

Segundo Zani et. al, (2009), estas feições alongadas expressam um padrão de sedimentação, elaborado por rede de drenagem distributária, onde ocorre a construção e abandono de depósitos sedimentares. Ao longo do perfil, na parte mais elevada, o canal principal com o fluxo concentrado tem seus diques marginais rompidos. Ao romper os diques, novos canais são entalhados e estes se ramificam formando depósitos distributivos em forma de lobos deposicionais. Esta análise morfológica propicia o entendimento de que com a ramificação dos paleocanais distributivos, o processo de deposição avançava. Contudo, a migração lateral destes canais, proporcionava o abandono dos lobos, reconfigurando o processo de deposição dos leques.

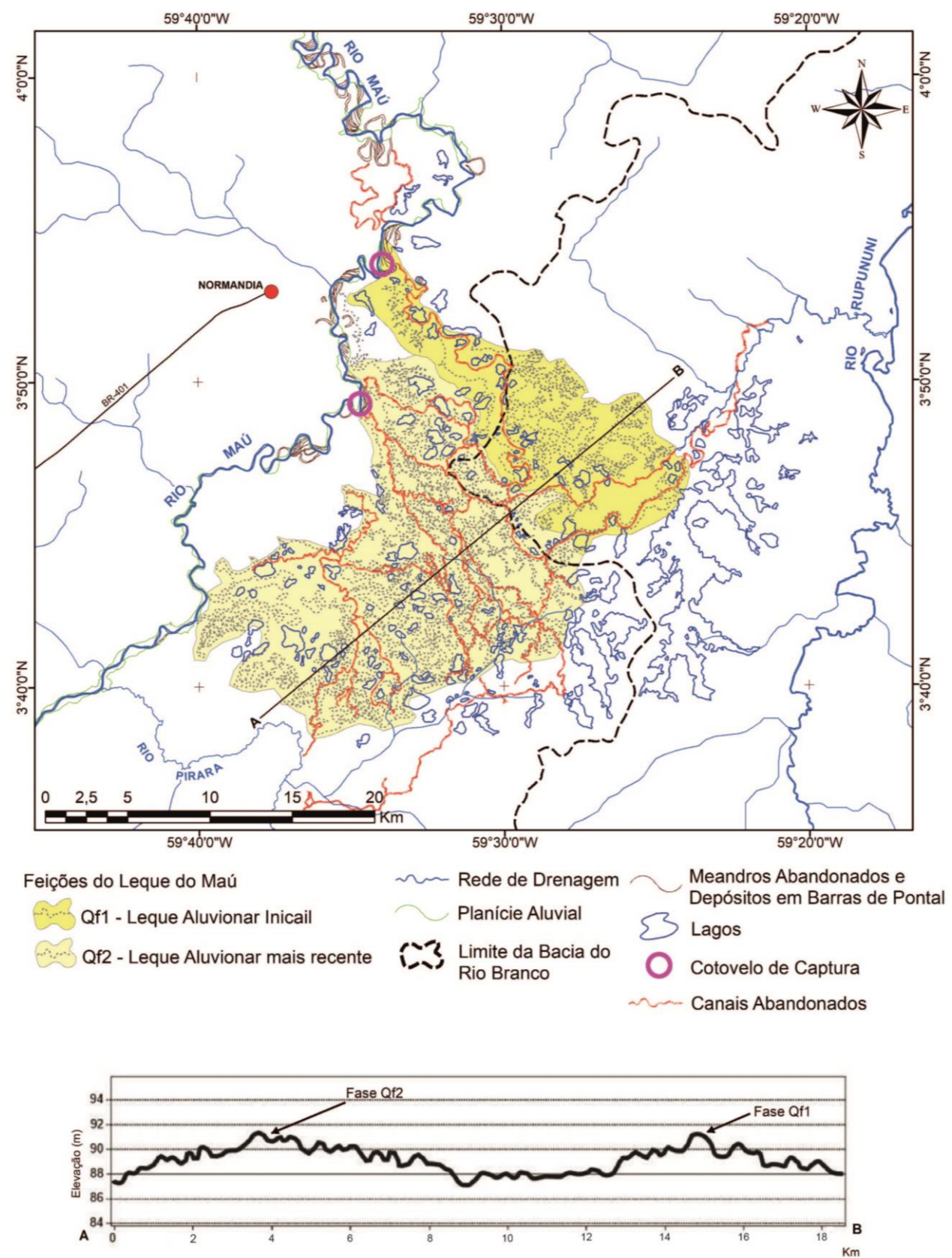
Ao longo do trecho do médio/baixo curso do rio Maú, depósitos sedimentares fluviais como barras de pontal e feições morfológicas de meandros abandonados, indicam a diminuição de sua competência energética, pois o canal flui por um vale entulhado e com suave desnível altimétrico. Associados aos depósitos ocorrem paleocanais de drenagem distributárias, formando depósitos em leques aluviais. Vale ressaltar que a distribuição e ramificação da complexa rede de paleocanais e seus depósitos associados sugere um entendimento em duas fases distintas (Figura 29). A fase QF1, assim denominada, apresenta uma rede organizada de paleocanais de drenagem conectados diretamente com um afluente do rio Rupununi. Nesta fase, o processo de ruptura dos diques marginais e trasbordamento lateral nos canais não foi constante, sugerindo um equilíbrio momentâneo. A fase QF2, por outro lado, apresenta a maior complexidade na distribuição dos paleocanais, mas mantém a conexão com o tributário do rio Rupununi. O período compreendido pela fase QF2 corresponde com as abordagens discutidas por Corradani e Assine (2012); Nichols e Fisher (2007); Nicholes (2009); Chakraborty e Ghosh (2010), no qual a presença das feições alongadas, lobos, é resultante de um fluxo concentrado em canais distributários.

Possivelmente, com uma mudança no nível de base do canal principal do rio Maú, o lobo aluvionar QF1 sofreu abandono. Este processo acelerou a reorganização da rede de canais, favorecendo então o surgimento do lobo QF2. O perfil topográfico A-B (Figura 29) exemplifica os dois momentos distintos e suas

características principais. As evidências inferidas quanto a este processo denotam que devido a um provável rebaixamento do nível de base regional na bacia do rio Branco, todos seus tributários ao norte sofreram influência direta. O *input* energético pode ser identificado com a presença de cotovelos de capturas no canal principal do rio Maú, próximo aos sistemas QF1 e QF2 (Figura 29).



Figura 29: Modelo evolutivo de feições geomorfológicas de leques aluvionares no médio/baixo curso do rio Maú. Detalhe para o perfil transversal A-B com a fazes de deposição Qf1 e Qf2, com exagero vertical 4x.



Fonte: Autoria própria.

As evidências apontam para uma reorganização dos sistemas de paleocanais distributários por migração lateral, favorecendo o abandono dos lobos aluvionares e conseqüentemente, a comunicação com a bacia do rio Essequibo. Estas evidências demonstram com clareza que o sistema fluvial do alto/médio curso da bacia do rio Branco teria comunicação com a bacia do rio Essequibo, corroborando com as discussões de Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon et al. (2016). Indicam ainda que os últimos estágios desta comunicação seriam a captura total da bacia do rio Maú, tendo como produto a presença de feições de leques aluvionares.

### 5.2.3 Conclusão

A caracterização morfológica baseada em sensoriamento remoto e análise de dados altimétricos multifontes, levou a conclusão que o sistema hidrográfico do rio Maú apresentava no seu médio/baixo curso morfologias de canais distributários com comunicação com um tributário do rio Rupununi na bacia hidrográfica caribenha do rio Essequibo (Guiana). Estes se organizavam como leques aluvionares, cuja formação é entendida por fluxos provenientes do transbordo e ruptura dos diques marginais dos canais principais, constituindo feições de lobos de sedimentos depositados ao longo das planície aluvial. Uma aparente mudança no nível de base regional do rio Branco favoreceu a captura do rio Maú para a Bacia Hidrográfica Amazônica. Em decorrência deste fato, os fluxos de deposição são interpretados em momentos distintos, sendo abandonados pela captura final do rio Maú pela bacia do rio Branco. Tais conclusões abrem espaço para estudos futuros que visem datar os depósitos sedimentares e assim remontar a idade dos sistemas de leques e da captura da região drenada pelo rio Maú para a bacia Amazônica.

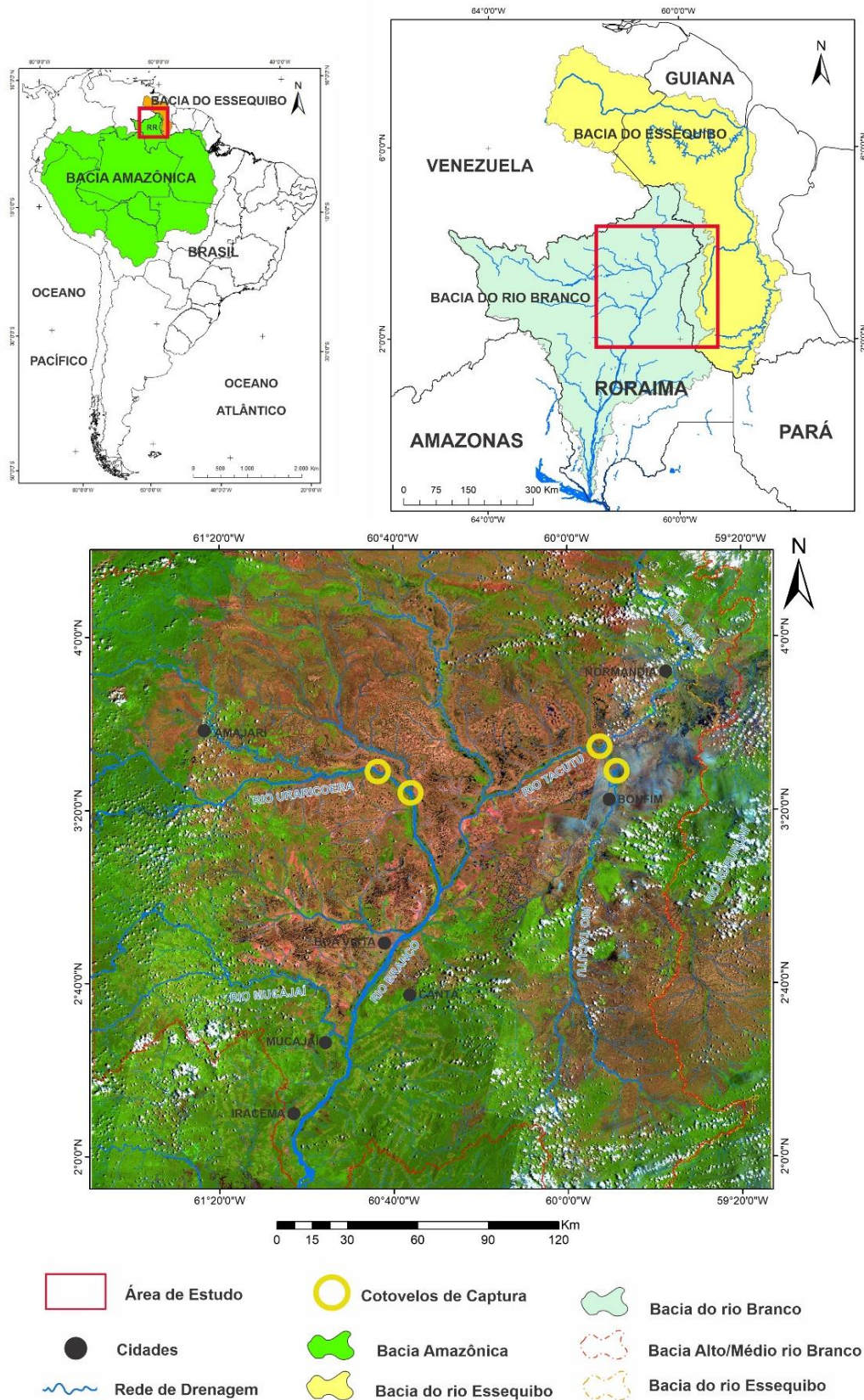
### **5.3 A Importância da Rede de Drenagem para a Evolução das Superfícies Geomórficas na Alta/Média Bacia Hidrográfica do Rio Branco**

#### **5.3.1 Apresentação**

A região amazônica representa área de interesse para estudos em diversos campos da ciência, inclusive para as Geociências. Neste sentido, merece destaque sua porção setentrional, pois possui paisagens incomuns que foram muito pouco estudadas como, por exemplo, àquelas que se localizam na alta e média bacia hidrográfica do rio Branco (Figura 30). Este curso fluvial se forma pela confluência de dois de seus tributários, os rios Uraricoera e Tacutu, que drenam terrenos aplainados e savânicos, dispostos entre os interflúvios das bacias hidrográficas dos rios Amazonas, Orenoco e Essequibo.

Nas proximidades da formação do rio Branco, os rios Uraricoera e Tacutu apresentam anomalias fluviais que foram interpretadas como resultantes de processos de rearranjo fluvial (GUERRA, 1957; BERRANGÉ, 1975; SCHAEFER E DALRYMPLE, 1996; CREMON ET AL., 2016; STOKES ET AL., 2018; NASCIMENTO ET AL., 2019). Mais especificamente, a maior parte desses autores apontam evidências de que os rios Uraricoera e Tacutu drenavam em direção ao mar do Caribe e eram afluentes do rio Essequibo (Figura 30).

Figura 30: Localização da área de estudo e evidências de capturas fluviais, elaborado em Mosaico de Imagens LANDSAT-8.



Fonte: Autoria própria.

Grandes processos de rearranjo de drenagem, ao condicionarem mudanças no nível de base regional, alteram sensivelmente a evolução geomorfológica das áreas capturadas e conseqüentemente propiciam uma nova dinâmica para as paisagens (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007; HUGGETT, 2007; PRINCE et al., 2010). Logo, as mudanças da paisagem proporcionadas pelo processo de reorganização da rede de drenagem podem ser elemento chave na interpretação da evolução de superfícies geomórficas, inclusive nas de aplanamento. Neste contexto, o presente estudo tem por objetivo investigar o papel da evolução da rede de drenagem, em especial os processos de pirataria fluvial, na configuração das superfícies geomórficas da alta/média bacia do rio Branco.

### 5.3.2 Discussão

A interpretação da rede de drenagem, associada aos aspectos altímetros e de declividade, formaram base para uma espacialização de superfícies distintas, com morfogênese diretamente ligada ao rearranjo dos canais fluviais (pirataria). Afirma-se isso, pois na área de estudo os canais principais dos rios Uraricoera e Tacutu, bem como seus principais tributários, drenam uma ampla superfície quase plana, com declividade entre 0 a 5% (Figura 34). Esta ampla área representa a unidade geomorfológica Depressão de Boa Vista (IBGE, 2005) e apresenta uma baixa variação altimétrica que circula entre 55m a 160m. Porém, existe um escalonamento nesta unidade, pois a ampla superfície em si caracteriza-se por uma hipsometria entre 55m a 95m. Adjacente a estes terrenos, ocorre um modelado suavemente ondulado com altimetria entre 95m e 160m e declividade entre 5 a 11%. Isto sugere uma leve dissecação de uma superfície anterior no interior da Depressão Boa Vista (IBGE, 2005; COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008) e a formação de uma nova (a atual de expressão regional) em altimetria mais baixa (entre os 55 e os 95m de altitude).

Já nas cabeceiras de drenagem a norte e a oeste, há uma ruptura considerável na extensa superfície plana. São terrenos mais elevados caracterizados por patamares dissecados com altimetria entre 150m a 250m (Figura

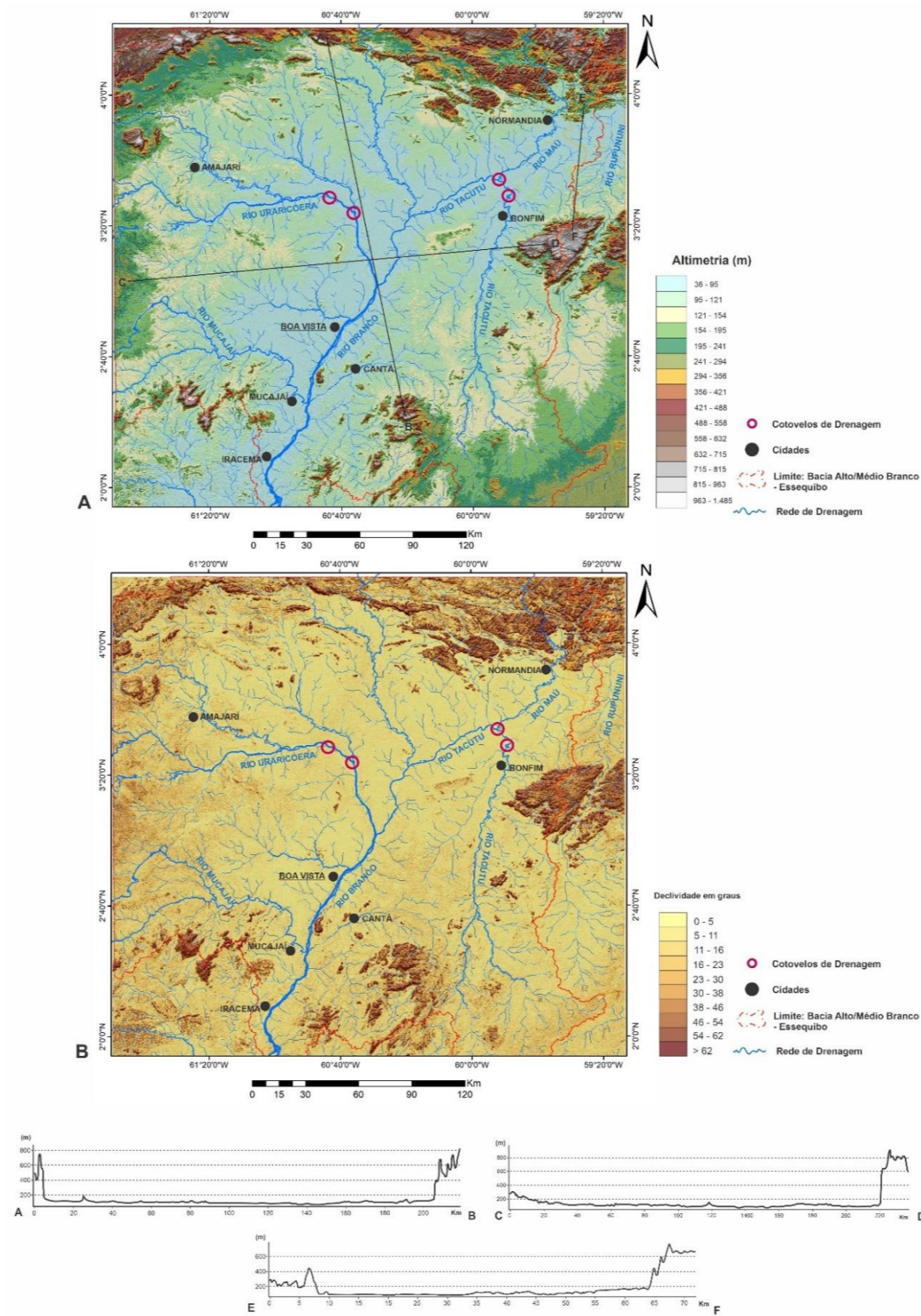
31A) e declividade superior a 16% (Figura 31B). Paralelamente, nestas áreas coexistem relevos mais elevados formados por planaltos estruturais dissecados com morfologias de morros e serra que podem chegar a mais de 1.500m de altitude. Estes planaltos constituem interflúvio entre as diferentes bacias hidrográficas. Possuem em suas escarpas declividades superiores a 30%, mas seus topos constituem superfícies somitais com níveis aplanados (Figura 31B).

Já a nordeste, no interflúvio entre as bacias hidrográficas dos rios Branco e Essequibo, algo incomum ocorre, pois existe um baixo divisor com altimetria média entre 55m a 85m (Figura 31A) e declividade de 0 a 5% (Figura 31B). Ou seja, o divisor hidrográfico entre essas duas grandes bacias é imperceptível e situa-se completamente dentro da superfície inferior que caracteriza a Depressão de Boa Vista. Porém, este baixo divisor embutido dentro da superfície da Depressão de Boa Vista, é descontinuado a leste, onde um enorme maciço estrutural dissecado se ergue na paisagem (Figura 31).

Por fim, a sul, ocorre um segmento de relevos dissecados residuais, com altimetria média entre 450m a 750m (Figura 31A), mas que podem ultrapassar 800m de altitude. Estes relevos estão intercalados por patamares intermediários dissecados com altimetria entre 250m a 300m (Figura 31A). É em meio a esses relevos e patamares que o rio Branco atravessa aparente anfiteatro com saída topográfica voltada para nordeste e o rompe na direção sul, fluindo em sentido à Bacia Hidrográfica do rio Amazonas. Ao fazer essa passagem adentra, de fato, na planície amazônica.

Os perfis hidrográficos demonstram o escalonamento das diferentes superfícies geomórficas. No perfil N-S (A-B) (Figura 31), o ponto mais rebaixado representa exatamente a confluência dos rios Uraricoera e Tacutu e a formação do rio Branco, em meio à superfície inferior da Depressão de Boa Vista. Já no perfil W-E (C-D) destaca-se a superfície inferior da Depressão de Boa Vista ladeada a leste por patamares mais elevados e a oeste pelo relevo residual que interrompe o baixo divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Branco e Essequibo. O último perfil (E-F) atravessa de N-S o baixo divisor entre as bacias hidrográficas dos rios Branco e Essequibo e mostra a uniformidade da paisagem nessa região.

Figura 31: Caracterização morfológica da área de estudo. A) Mapa hipsométrico apresentando a variação morfológica da área em conjunto com perfis transversais (A-B), (C-D), (E-F); B) Mapa de declividade de área. Integrados aos produtos, imagens sombreadas do SRTM.



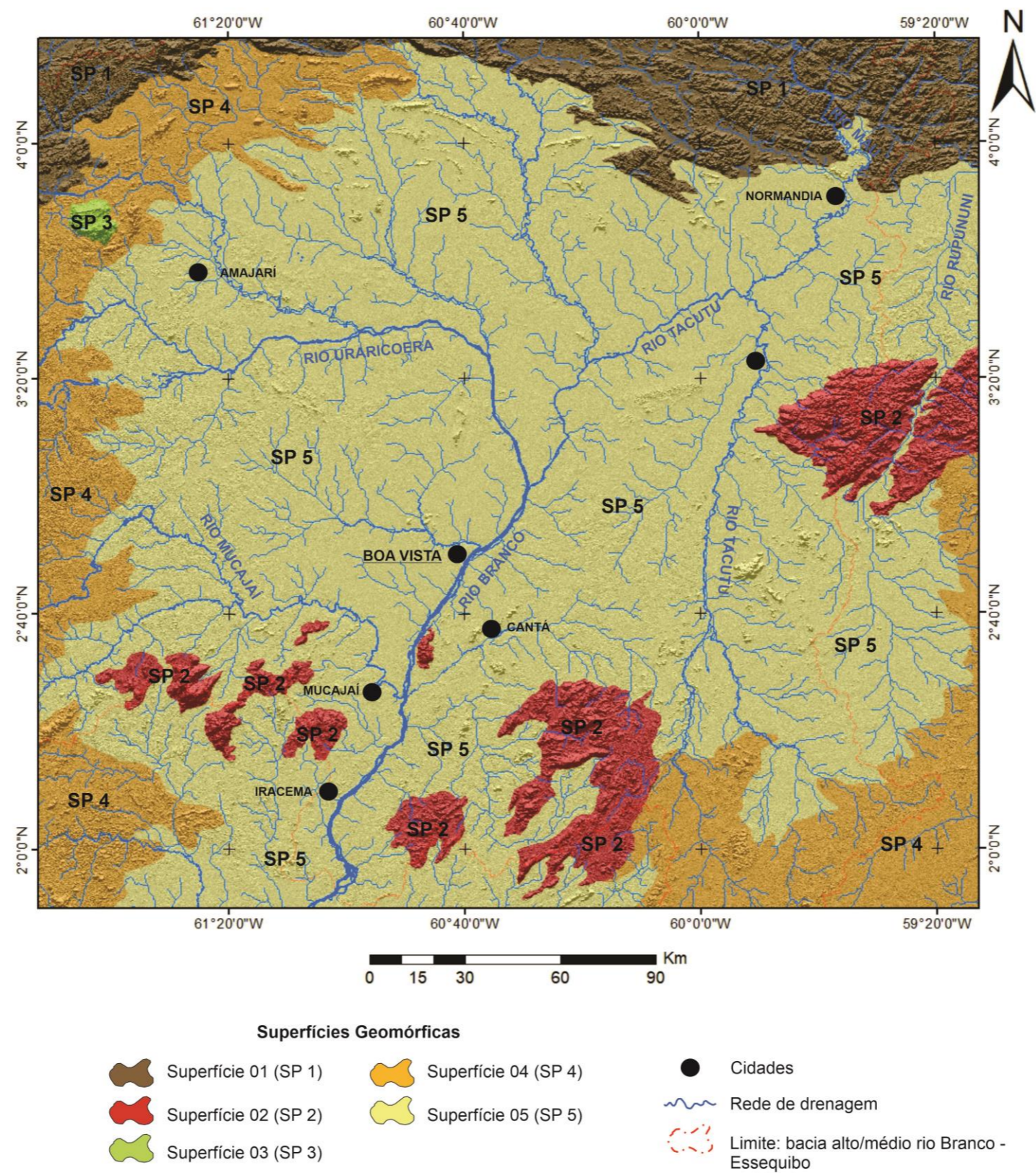
Fonte: Autoria própria.

Diante do acima apresentado, foi possível, para além dos mapeamentos geomorfológicos tradicionais, identificar um conjunto de sete superfícies geomórficas na área de estudo (Figura 32). A mais antiga é aqui denominada de SP 1 (Figura 33A) e constitui uma superfície erosiva somital que gerou diversos níveis elevados de aplanamento. Ela se situa no topo dos relevos elevados situados ao norte da área de estudo e que constituem interflúvio entre as bacias hidrográficas dos rios Branco e Essequibo com o Orenoco.

A superfície SP 2 compreende terrenos elevados, dissecados e residuais dos Planaltos Residuais Norte da Amazônia e de Roraima (Figura 32, 33B). Compreende uma superfície dissecada que marca o entorno sul e leste do anfiteatro que circundava a rede de drenagem regional quando ela fluía para nordeste em direção ao rio Essequibo e ao mar do Caribe (SCHAEFER e DALRYMPLE, 1996; SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997). Entretanto, na atualidade, a mesma já se encontra descontínua, principalmente na sua porção sul. Por sua vez, a superfície SP 3 (Figura 33C) representa na área de estudo o Planalto do Tepequém, pertencente ao Planalto Sedimentar Roraima, composta pelos pacotes sedimentares, sobretudo areníticos e conglomeráticos, da Formação Tepequém (Figura 33) (CPRM, 1999). Morfológicamente o Planalto do Tepequém lembra um tepuí, com o topo subdividido entre níveis erosivos aplanados e dissecados.



Figura 32: Mapa das Superfícies Geomórficas diferenciadas levando em consideração topografia x declividade e unidades geomorfológicas e suas interações com o rearranjo de drenagem regional.



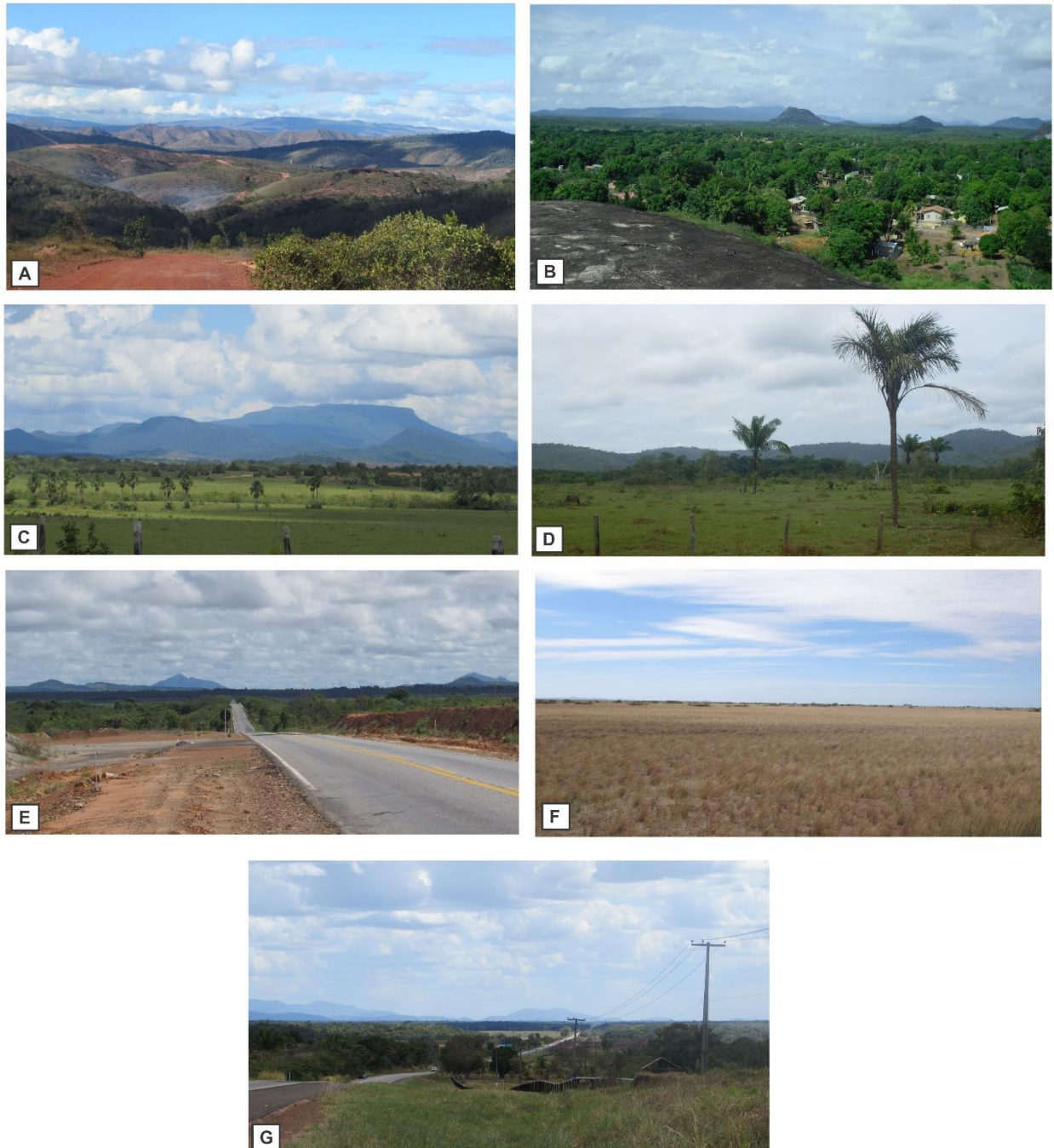
Fonte: Autoria própria.

No interior da área de estudo ocorrem as superfícies SP 4 e SP 5, as três que apresentam maior extensão espacial (Figura 32). A SP 4 (Figura 33D) representa uma superfície erosiva ativa levemente ondulada que compõe a passagem da superfície inferior da Depressão de Boa Vista com os relevos mais elevados do entorno. Considerando os trabalhos que tratam acerca do grande rearranjo fluvial que ocorreu na área de estudo (GUERRA, 1957; BERRANGÉ, 1975; SCHAEFER E DALRYMPLE, 1996; CREMON ET AL., 2016; STOKES ET AL., 2018; NASCIMENTO ET AL., 2019), esta superfície parece ter constituído o patamar basal da área de estudo na época em que a rede de drenagem regional era endorréica (Nascimento et al., 2019). Aceitando-se essa hipótese, é razoável considerar que durante o período de endorreísmo, a SP4 constituía uma superfície aplanada em equilíbrio com o nível de base intracontinental existente na região. No entanto, após esse período endorréico, a rede de drenagem regional se organizou novamente em direção ao rio Essequibo.

Com isso, foi estabelecido um nível de base mais baixo e, através de erosão remontante, se formou a superfície aplanada de maior dimensão na área de estudo, a SP5 (Figura 32). Esta superfície erosiva, apesar de estar pontilhada por elevações residuais, se confunde com o próprio piso da Depressão de Boa Vista e bem aplanada. Porém, a captura da área de estudo para a Bacia Hidrográfica do rio Amazonas, fez com que, também por erosão remontante, a porção central da SP5 que envolve os principais cursos fluviais, fosse suavemente rebaixada, caracterizada por degraus muito sutis na paisagem. Tão sutis que topograficamente é pouco perceptível a distinção entre as superfícies. Entretanto, além de ser sutilmente mais baixa, a superfície sofre direta influência dos canais principais dos rios Uraricoera, Tacutu e Branco. Logo, além das diferenças morfogenéticas relacionadas ao rearranjo de drenagem, se confundem em mesmo patamar altimétrico porções erosivas com outras de acumulação.

Por fim, ao sul da área de estudo, ocorre superfícies (Figura 33G), em área externa ao grande anfiteatro da alta/media Bacia Hidrográfica do rio Branco (Figura 32). Logo, trata-se de uma superfície diretamente controlada pela Bacia Hidrográfica do rio Amazonas e que tende a avançar sobre demais superfícies que a delimitam em sua porção norte.

Figura 33: Panorama das superfícies geomórficas que compõem a paisagem da área de estudo. A) Cimeira da superfície SP1, superfície somital das superfícies de aplainamento; B) Superfície SP2, antigo interflúvio entre a bacia do Amazonas e a proto bacia Branco/ Essequibo; C) Superfície erosiva SP3, formada pelo planalto do Tepequém; D e E) Superfícies SP4 e SP5, dissecadas que constituíam o nível de base antes da inversão da bacia; F) e G) Superfície SP5, atual nível de base, sendo a superfície erosiva mais ativa, escalonada, condicionada diretamente as antigas drenagens ao sul, reativadas pós captura.



Fonte: Autoria própria.

Neste contexto, o rearranjo da rede de drenagem na área de estudo provocou influências diretas na dinâmica da paisagem regional e no escalonamento de suas superfícies geomórficas, notadamente nas SP4 e SP5. Deste modo, inicialmente ocorriam drenagens indiferenciadas e endorreísmo (Nascimento et al., 2019) e foi formada a superfície SP4. Com a ligação da rede de drenagem da área de estudo em direção ao mar do Caribe formou-se a superfície SP5. Após isso, graças a pirataria fluvial que capturou a área de estudo em direção à Bacia Amazônica, há a superfície agradacional mais baixa, que representa a área que sempre esteve drenando em direção ao rio Amazonas. Desta forma, ocorre o escalonamento de superfícies geomórficas diferenciadas com as mais antigas sendo desmontadas graças a processos de rearranjo fluvial.

### 5.3.3 Conclusão

Processos de pirataria fluvial são seguramente transformadores da paisagem. Muito além de interferir na biota e nos fluxos de sedimentos e energia, alteram também os processos de acumulação e de dissecação do relevo. Neste contexto, conforme demonstrado nessa pesquisa, as mudanças das paisagens proporcionadas pelos processos de reorganização da rede de drenagem podem ser elementos chave para a evolução de superfícies geomórficas na área de estudo.

Para além das superfícies SP1, SP2 e SP3 moldadas em suas características principais por processos muito antigos, foi possível perceber uma estreita relação entre a evolução da rede de drenagem regional e a gênese das superfícies SP4 e SP5. Deste modo, em relação à alta/média Bacia Hidrográfica do rio Branco, a superfície SP4 foi estabelecida no momento de endorreísmo; a SP5 quando a região era drenada em direção ao rio Essequibo, começa a ser moldada quando a área é capturada pela Bacia Hidrográfica do rio Amazonas e é esculpida diretamente por esses ambientes.

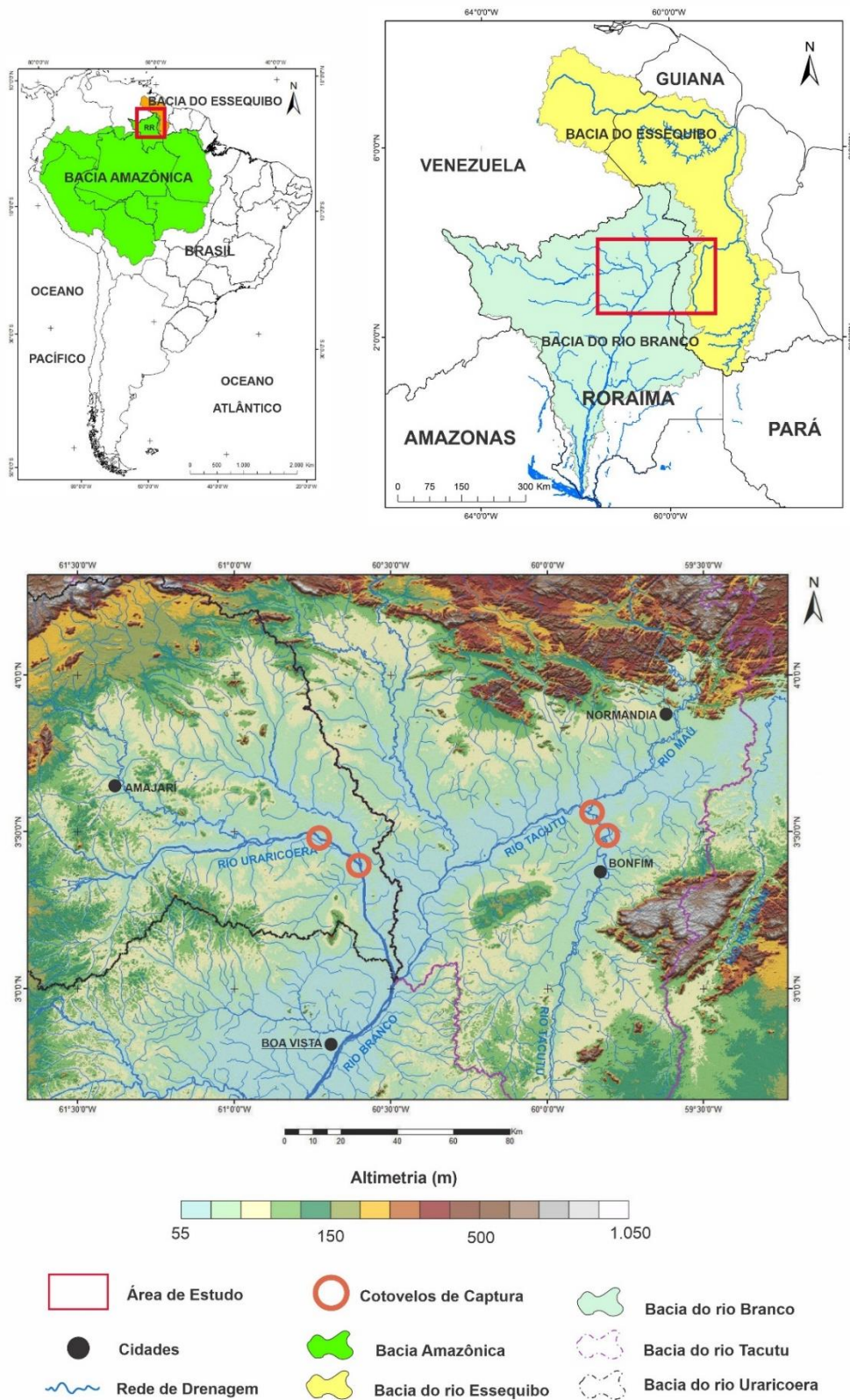
## **5.4 Evidências de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia Hidrográfica do Rio Branco (Interflúvio Amazonas/Essequibo), Norte de Roraima-Brasil**

### **5.4.1 Apresentação**

A porção setentrional da região Amazônica apresenta paisagens ainda pouco estudadas, com destaque dentre essas para àquelas que se localizam na bacia hidrográfica do rio Branco em Roraima/Brasil. Este curso fluvial tem sua formação a partir da confluência de seus principais tributários ao norte: rios Uraricoera e Tacutu (Figura 28). O rio Uraricoera escoia pela porção ocidental da bacia do rio Branco, drenando terrenos cujas nascentes estão dispostas nos interflúvios entre as bacias do Amazonas e do Orenoco. Já o rio Tacutu drena a porção oriental da bacia, tendo suas principais nascentes e seu curso principal escoando no sentido oposto em relação ao rio Branco, no interflúvio com a bacia do rio Essequibo (Guiana). No baixo curso destes canais, nas proximidades da formação do rio Branco, os rios Uraricoera e Tacutu, apresentam feições de cotovelos que podem ser compreendidos como anomalias que constituem possível evidência de processos de rearranjo de drenagem (Figura 34).

Esta evidência é reforçada pelo fato de que Guerra (1957), Berrangé (1975), Schaefer e Dalrymple (1996) e Cremon et al. (2016) sugerem que o setor norte da bacia do rio Branco teria um curso preferencial em sentido SW-NE, em direção ao Mar do Caribe, formando uma bacia hidrográfica denominada Proto-Berbice. Para estes autores, durante o Quaternário inicial, a rede de drenagem desta região foi reorganizada graças a uma captura fluvial. Esta reorganização teria favorecido o direcionamento do atual curso do rio Branco, e conseqüentemente, modificado o curso da drenagem dos rios Uraricoera e Tacutu. No entanto, os autores supracitados não apresentaram comprovações desse possível rearranjo fluvial, fato que deixa a questão ainda em aberto.

Figura 34: Localização da área de estudo e apresentando os principais cursos d'água e o divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Branco/Amazonas e Essequibo, com a topografia do terreno elaborado a partir do MDE SRTM/TOPODATA.



Fonte: Autoria própria.

A interpretação e identificação dos processos de rearranjo de drenagem tem ganhado importância nos estudos acerca da evolução da paisagem, pois processos desse tipo como, as capturas fluviais, constituem elemento chave para a morfogênese regional (BISHOP, 1995; DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007). Os rearranjos na rede de drenagem podem estar condicionados a mudanças no nível de base regional e permitem a formação de novos sistemas fluviais, alterando profundamente a morfodinâmica das bacias capturadas e conseqüentemente, proporcionando uma nova dinâmica nas paisagens regionais (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HUGGETT, 2007; PRINCE et al., 2010).

Neste contexto, a identificação e comprovação de processos de rearranjo de drenagem nos principais tributários do rio Branco configura nova possibilidade de aprofundamento de estudos acerca da evolução da bacia Amazônica. Sendo assim, o presente estudo tem por finalidade verificar e caracterizar a existência desses processos no baixo curso dos rios Uraricoera e Tacutu através da interpretação por sensoriamento remoto, dados morfométricos e observações de campo.

#### 5.4.2 Discussão

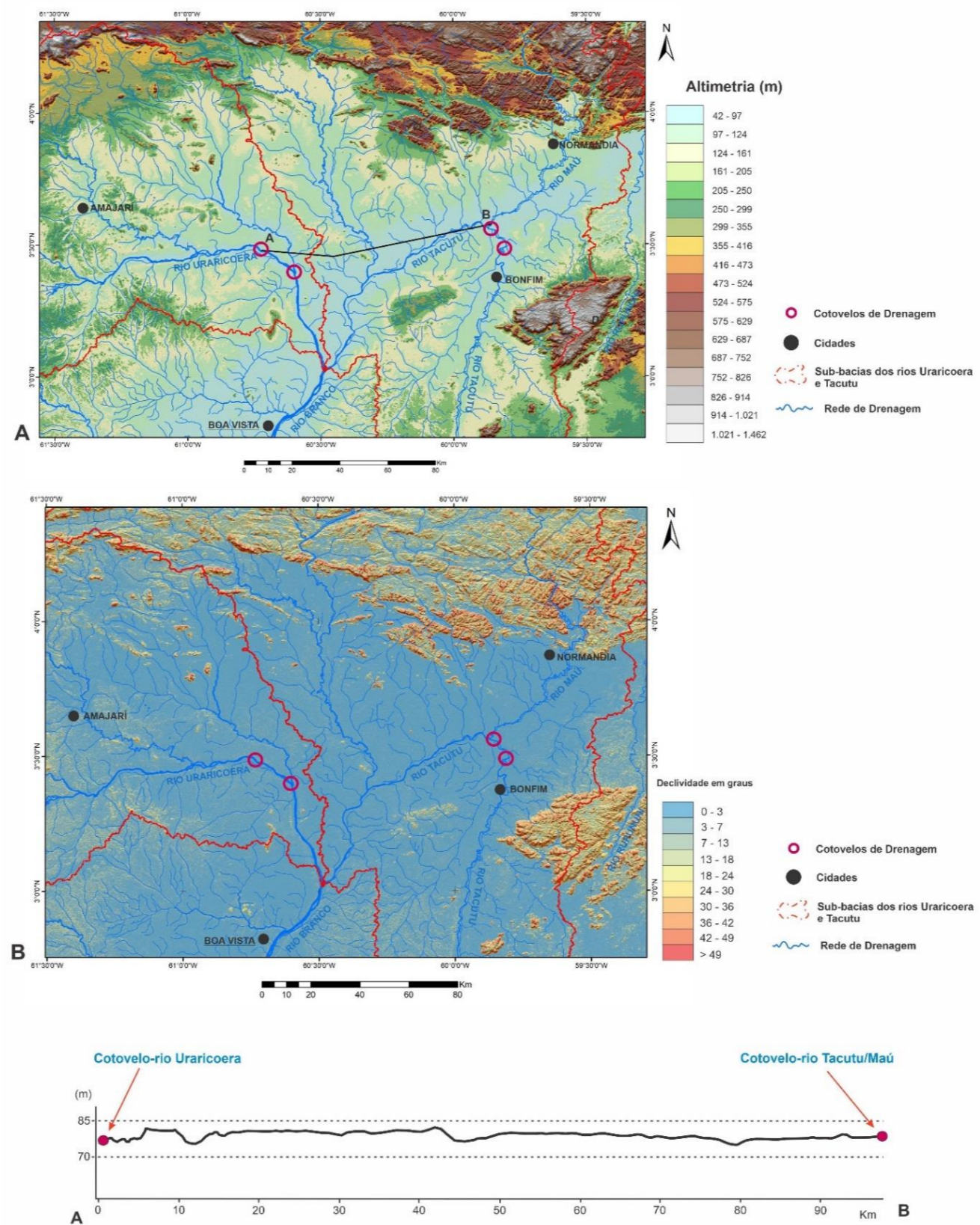
Na área de estudo os canais principais dos rios Uraricoera e Tacutu estão instalados em uma ampla superfície aplainada – declividade entre 0 a 7% - que apresenta uma variação altimétrica de 50m a 160m de altitude (Figura 35) conhecida como Depressão de Boa Vista (IBGE, 2005). Entretanto, o canal principal do rio Uraricoera percorre um modelado levemente dissecado, com morfologia suavemente ondulosa e apresenta direção preferencial para W-E (Perfil A-B, Figura 35A). Na transição para os terrenos mais aplainados da Depressão Boa Vista (IBGE, 2005; COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008), ocorre uma abrupta mudança na direção canal principal, formando dois cotovelos de drenagem com mais de 25km de extensão que faz com que o rio Uraricoera adquira direção N-S.

Já o canal principal do rio Tacutu percorre terrenos aplainados e rebaixados em relação aos terrenos adjacentes. Seu vale é extenso e intercalado por relevos residuais proeminentes. O canal principal, em seu médio curso apresenta, assim

como seus tributários, uma orientação preferencial na direção S-N (Figura 35). Na transição do médio para o baixo curso, o rio Tacutu, também possui dois cotovelos de drenagem que o reorientam em quase 145° fazendo com que escoe na direção NE-SW. Interessante notar que nas duas bacias hidrográficas supracitadas, à montante dos cotovelos a rede de drenagem, os afluentes também estão organizados na mesma direção dos cursos principais na típica forma de “espinha de peixe”. Considerando que uma bacia hidrográfica só se organiza na forma de “espinha de peixe” quando há uma longa estabilidade temporal na direção de seu canal principal, no caso W-E para o Uraricoera e S-N para o Tacutu, os cotovelos de drenagem e as mudanças de direção dos dois rios constitui uma anomalia que praticamente só pode ser explicada por processos de pirataria fluvial.



Figura 35: Caracterização morfológica da área dos baixos cursos dos rios Uraricoera e Tacutu. A) Mapa hipsométrico apresentando a variação morfológica da área em conjunto com perfil transversal entre os canais dos rios Uraricoera e Tacutu (A-B); B) Mapa de declividade da área. Integrados aos produtos, imagens sombreadas do SRTM.



Fonte: Autoria própria

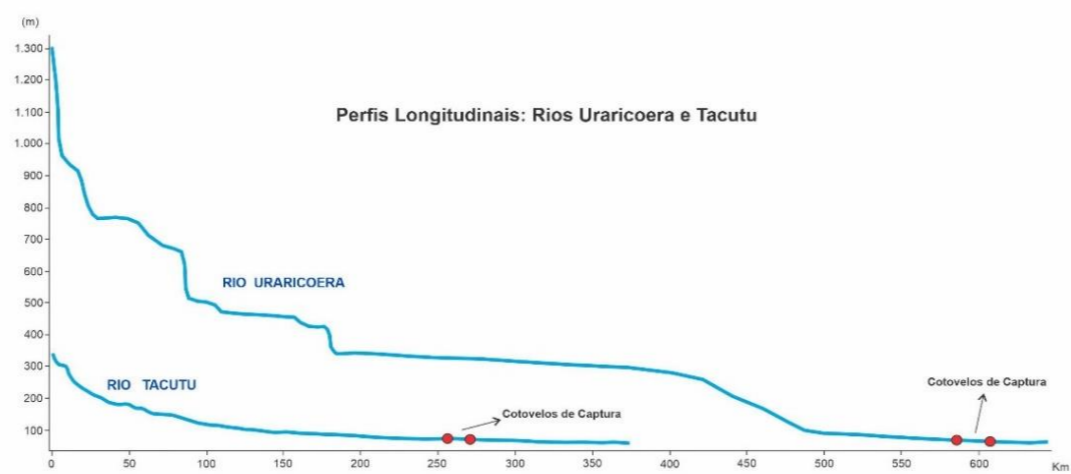
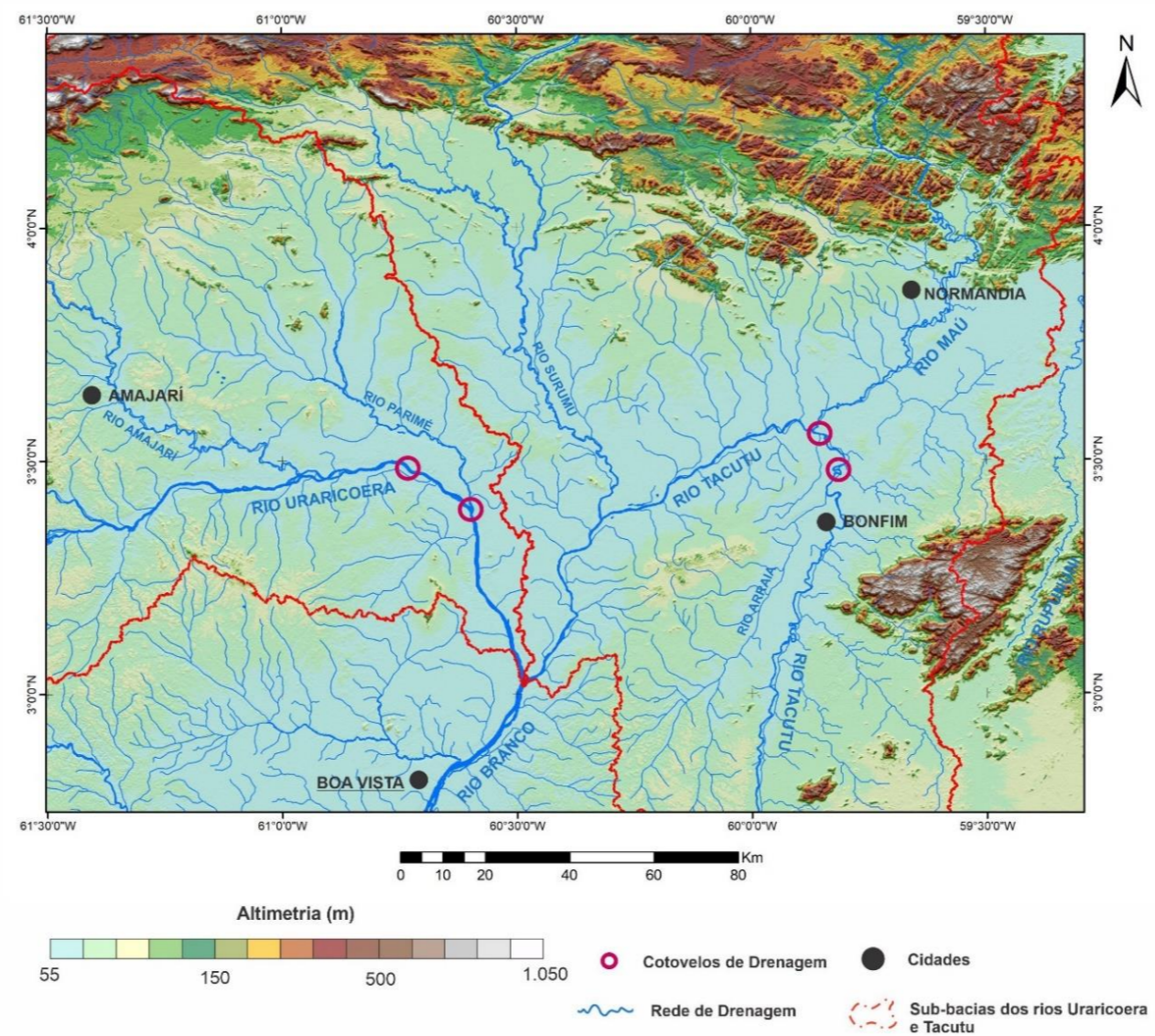
Nos trechos onde estão os grandes cotovelos de drenagem dos rios Uraricoera e Tacutu, ocorre a formação de extensas áreas abaciadas. Estas, em termos topográficos e morfológicos, traçam ligação entre as planícies fluviais dos rios Uraricoera e Tacutu (Figura 35). De fato, perfil topográfico A-B mostra que não existe nenhum tipo de barreira topográfica entre as calhas dos rios Uraricoera e Maú, passando pelo Tacutu. Este fato é um forte indício de uma possível ligação entre a drenagem entre destes cursos fluviais. Esta comunicação pode ter sido extinta graças a uma mudança no nível de base regional de um proto Rio Branco que permitiu um input de energia para suas cabeceiras e assim interceptou o rio Uraricoera, capturando-o.

Os perfis longitudinais também indicam para uma provável captura dos rios Uraricoera e Tacutu por um proto Rio Branco na região dos grandes cotovelos, pois todos os cursos fluviais estão ajustados em uma ampla planície (Figura 36). Estas evidências sugerem um modelo de evolução da paisagem no baixo curso do rio Uraricoera baseado em rearranjos fluviais e parecem corroborar com as discussões de Berrangé (1975), Schaefer & Dalrymple (1996) e Cremon et al. (2016) que apontam para a possibilidade de uma captura regional da porção norte da bacia do rio Branco.

Neste contexto, é possível propor o seguinte modelo evolutivo (Figura 37): na fase inicial A, existiam dois sistemas de drenagem: um em direção ao rio Essequibo (Atlântico Norte) e outro ligado ao rio Amazonas. Sendo assim, nessa fase o rio Uraricoera se juntava ao Tacutu na região onde atualmente se localiza o grande cotovelo deste último e ambos drenavam em direção ao rio Essequibo e ao Mar do Caribe. Na fase B as cabeceiras do proto-rio Branco interceptem e invertam a direção do paleocanal do rio Uraricoera causando a pirataria de toda sua bacia hidrográfica.

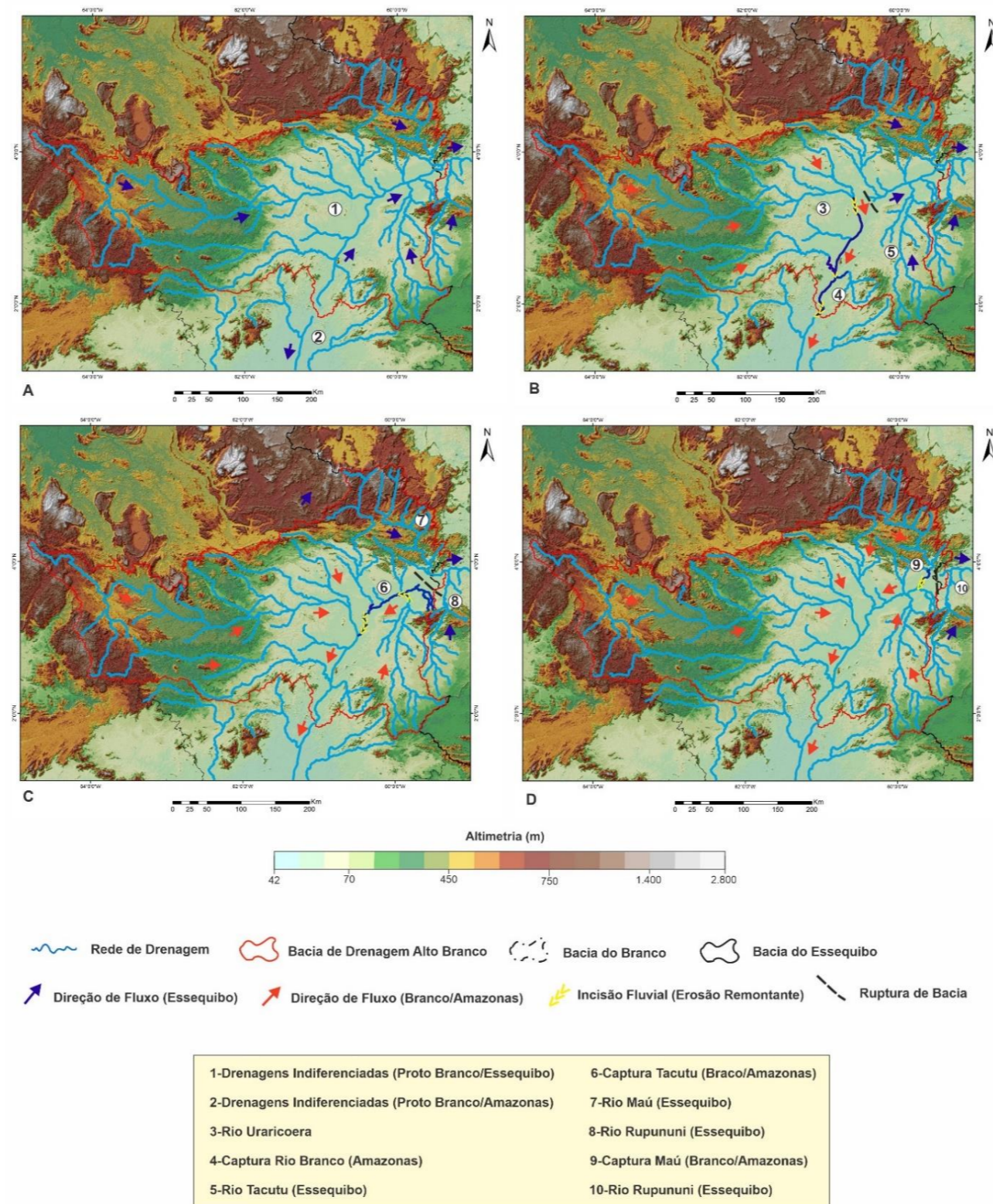
Esta reorganização da drenagem provocou o abandono da comunicação do rio Uraricoera com o Tacutu. Já a fase C compreende a continuação da erosão remontante das cabeceiras do proto-rio Branco e a conseqüente captura do rio Tacutu. Esta mudança reorganizou, por efeito cascata, todos os tributários a norte, sendo que ao sul, manteve a configuração anterior. Apenas as drenagens que hoje constituem o rio Maú e seus afluentes manteve comunicação com a paleo-bacia hidrográfica do rio Essequibo (Figura 37). Por fim, na fase D a drenagem do proto-rio Branco intercepta a do rio Maú e provoca a inversão completa do rio Tacutu. Este fato faz com que toda a área centro norte do Estado de Roraima seja incorporada a bacia do rio Branco e drenada em direção ao rio Amazonas.

Figura 36: Hipsometria integrado a rede de drenagem, apresentando cotovelos de drenagem entre os canais dos rios Uraricoera e Tacutu. Em detalhe perfis longitudinais dos canais fluviais.



Fonte: Autoria própria

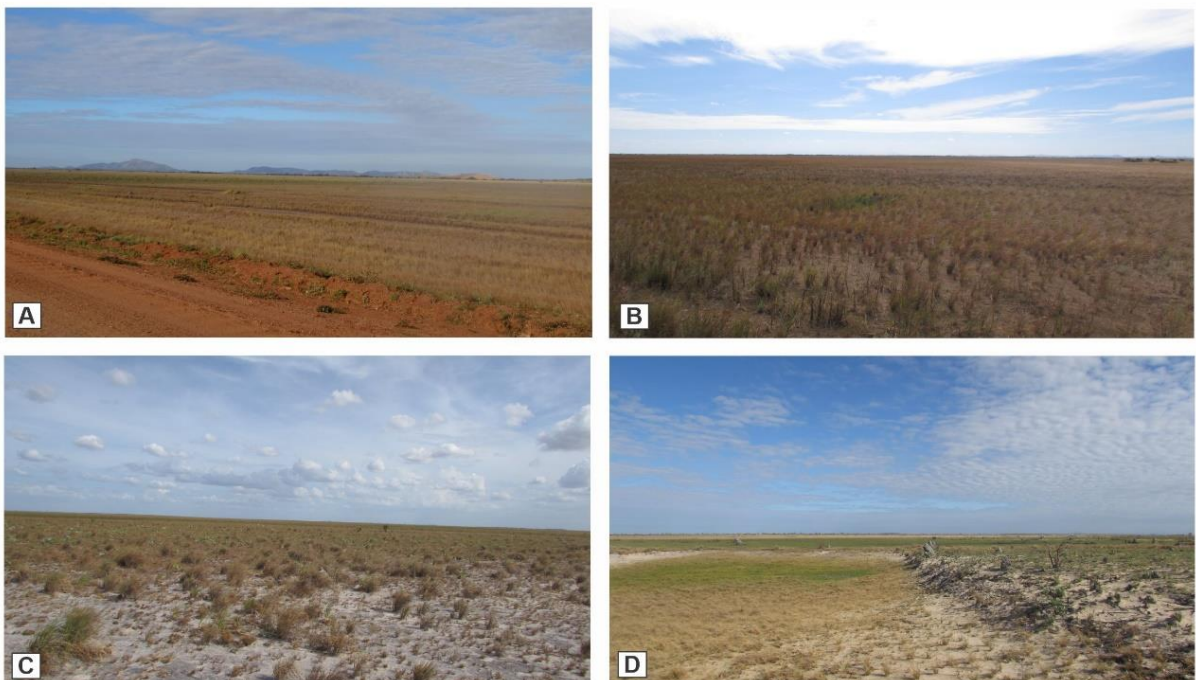
Figura 37: Proposta de Modelo Evolutivo da rede de drenagem no trecho do baixo curso do rio Uraricoera, Tacutu e formação do rio Branco. A) Drenagens indiferenciadas com possível comunicação com o rio Essequibo (Atlântico Norte); B) Reorganização da rede de drenagem ao sul; C) Captura das drenagens do rio Tacutu e D) Captura total do rio Tacutu e tributários de menor ordem, caracterizando a reorganização completa da bacia do rio Branco.



Fonte: Autoria própria

O rearranjo da rede de drenagem local provocou influências diretas na dinâmica da paisagem regional. Porém, em campo não é possível identificar as feições características como terraços ou depósitos correlatos típicos, frutos deste rearranjo de drenagem, pois o forte intemperismo da região amazônica permitiu apenas reconhecer uma extensa superfície de acumulação. A paisagem da região do rio Uraricoera (Figura 38 A e B) é caracterizada por uma extensa superfície aplainada que se estende para além do seu interflúvio com a bacia hidrográfica do rio Tacutu. Já nas adjacências do rio Tacutu a extensa superfície plana é marcada por áreas abacias que formam lagos intermitentes (Figura 38 C e D). Estes lagos parecem ser a única evidência de campo que sobrou do paleocanal que ligava as duas bacias em direção ao Essequibo.

Figura 38: Panorama da paisagem no área da possível paleopassagem entre os rios Uraricoera e Tacutu. A) Morros e colinas, marcando a cimeira de pequenas sub-bacias; B) ampla superfície de aplainamento ; C) e D) Extensas superfícies aplainadas na área do possível paleocanal entre os rios, com a formação de lagos sazonais.



Fonte: Autoria própria.

Quanto às causas do rearranjo de drenagem, destacam-se duas opções principais: alterações no nível de base do proto-rio Branco ou mudanças climáticas. O primeiro caso pode ser fruto (i) de neotectônica que permitiu um *input* de energia no proto-rio Branco; (ii) da erosão de uma soleira geomórfica a jusante de Boa Vista ou; (iii) de uma outra captura fluvial mais antiga na porção média ou inferior do rio Branco como, por exemplo, a que foi identificada por Cremon et al. (2016).

Já em termos climáticos, durante o Pleistoceno, a intercalação entre climas tropicais sazonais e semiáridos eram maiores. Segundo Schaefer e Dalrymple (1996); Schaefer e Vele Júnior (1997); estas flutuações climáticas criaram um ambiente propício para a formação de drenagens endorreicas (NASCIMENTO et al., 2019) e inumação de extensas superfícies aplainadas, sobre um regime climático mais seco (HAMMEN e HOOGHIEMSTRA, 2000). As mudanças ambientais pós glaciação (holoceno), como a influência direta na circulação atmosférica e o aumento da umidade, podem ter contribuído como um *input* de energia e, conseqüentemente, com os rearranjos de drenagem identificados.

### 5.3.3 Conclusão

Não foi possível determinar inequivocamente a ocorrência das capturas fluviais e do conseqüente rearranjo da drenagem na área de estudo, pois não foram identificados terraços na área entre os rios Uraricoera e Tacutu. No entanto, a pirataria fluvial é seguramente o processo que melhor explica as anomalias de drenagem (cotovelos, planícies fluviais coalescidas, estrutura das bacias hidrográficas tributárias em forma de “espinha de peixe” e áreas abaciadas) existentes na alta bacia hidrográfica do rio Branco. Deste modo, na ausência de outra (e melhor) explicação para essas anomalias e morfologias identificadas, a pirataria fluvial constitui a única hipótese plausível para elucidar a morfogênese recente da rede de drenagem da alta bacia hidrográfica do rio Branco. Sendo assim é possível dizer que a caracterização morfológica baseada em sensoriamento remoto e análise de dados altimétricos multifontes levou a conclusão que os baixos cursos dos rios Uraricoera e Tacutu, apresentam fortes evidências de rearranjo

fluvial. Este rearranjo teve por origem um input de energia oriundo de uma alteração no nível de base do proto-rio Branco ou em razão de mudanças climáticas.

Em decorrência desse processo promoveu-se a total captura e reorganização da drenagem das bacias hidrográficas dos rios Uraricoera e Tacutu, possibilitando a perda de importantes paleotributários do rio Essequibo. Tal processo, dada sua dimensão, constitui importante fator ambiental, pois permitiu não só a introdução na bacia hidrográfica do rio Amazonas de espécimes de peixes originárias do rio Essequibo, como alterou fluxos hídricos e de sedimentos que iam para o mar do Caribe e agora são redirecionados para a bacia Amazônica.



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Partindo do princípio, as abordagens apresentadas neste estudo foram embasadas pela hipótese central, em que boa parte do trecho superior da bacia do rio Branco, fazia parte de uma protobacia de drenagem correspondente ao atual rio Essequibo na Guiana, constituindo um sistema de drenagem com foz no Oceano Atlântico, próximo ao Caribe. Devido a processos geológico/geomorfológicos controlados pela litoestrutura, ocorreu uma megacaptura pela bacia do rio Amazonas, ocasionando a reorganização do sistema fluvial e o arranjo do relevo regional.

Em síntese, como abordado no capítulo anterior, referente aos resultados obtidos, a dinâmica do processo de reorganização da drenagem do trecho superior (alta/média) bacia do rio Branco, apresenta uma complexidade decorrente da interação de processo morfológicos distintos, porém influentes em eventos que culminaram no rearranjo dos canais fluviais, o que contribuiu para a interpretação de evidências identificadas neste estudo.

A interpretação e identificação dos processos de rearranjo de drenagem tem ganhado importância nos estudos acerca da evolução da paisagem, pois processos desse tipo como, as capturas fluviais, constituem elemento chave para a morfogênese regional (BISHOP, 1995; DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007), condicionando a mudanças no nível de base regional e permitindo a morfodinâmica das bacias capturadas e conseqüentemente, proporcionando uma nova dinâmica nas paisagens regionais (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HUGGETT, 2007; PRINCE et al., 2010).

Levando em consideração as características morfotectônicas e geomorfológicas, na área de estudo, os canais principais dos rios Uraricoera e Tacutu estão instalados em uma ampla superfície aplainada, com declividade entre 0 a 7% - e uma variação altimétrica de 50m a 160m de altitude (Figura 31) conhecida como Depressão de Boa Vista (IBGE, 2005).

Porém, os principais tributários do rio Branco, apresentam uma dinâmica fluvial diferenciada, enquanto o canal principal do rio Uraricoera percorre um modelado levemente dissecado, com morfologia suavemente ondulosa com direção

preferencial para W-E (Perfil A-B, Figura 35A), ocorre uma abrupta mudança, na transição para os terrenos mais aplainados ao sul, formando dois cotovelos de drenagem com mais de 25km de extensão que faz com que o rio Uraricoera adquira direção N-S. Já o canal principal do rio Tacutu percorre terrenos aplainados e rebaixados em relação aos terrenos adjacentes. Seu vale é extenso e intercalado por relevos residuais proeminentes. O canal principal, em seu médio curso apresenta, assim como seus tributários, uma orientação preferencial na direção S-N (Figura 35). Na transição do médio para o baixo curso, o rio Tacutu, também possui dois cotovelos de drenagem que o reorientam em quase 145° fazendo com que escoe na direção NE-SW.

Interessante notar que nas duas bacias hidrográficas supracitadas, à montante dos cotovelos a rede de drenagem, os afluentes também estão organizados na mesma direção dos cursos principais. As bacias de drenagem destes rios apresentam uma estabilidade, evidenciadas nos perfis transversais e longitudinais, caracterizando uma rede hidrográfica na forma de “espenha de peixe”. Tanto o rio Uraricoera, quanto o rio Tacutu apresentarem um sistema uniforme com uma notória estabilidade, apresenta proeminentes cotovelos de drenagem em seus baixos cursos, alinhados com direção NE-SW, proporciona a interpretação de fortes evidências de pirataria fluvial no sistema.

Neste contexto, esta organização fluvial, apresenta uma conformidade com a interpretação da compartimentação geomorfológica, associada aos aspectos altímetros e de declividade. Esta compartimentação em conjunto com os dados morfométricos tornaram possível a interpretação e espacialização de superfícies distintas, com morfogênese diretamente ligada ao rearranjo dos canais fluviais (pirataria).

Com base nas análises, área de drenagem dos canais principais dos rios Uraricoera e Tacutu, bem como seus principais tributários, drenam uma ampla superfície quase plana, com declividade entre 0 a 5% (Figura 35) e apresenta uma baixa variação altimétrica que circula entre 55m a 160m. Contudo, existe um escalonamento nestas morfologias, pois a ampla superfície em si caracteriza-se por uma hipsometria entre 55m a 95m. Adjacente a estes terrenos, ocorre um modelado suavemente ondulado com altimetria entre 95m e 160m e declividade entre 5 a 11%.

Fato este que indica uma leve dissecação de uma superfície anterior no interior da Depressão Boa Vista (IBGE, 2005; COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008) e a formação de uma nova (a atual de expressão regional) em altimetria mais baixa (entre os 55 e os 95m de altitude).

Os perfis hidrográficos demonstram o escalonamento das diferentes superfícies geomórficas. No perfil N-S (A-B) (Figura 31), o ponto mais rebaixado representa exatamente a confluência dos rios Uraricoera e Tacutu e a formação do rio Branco. Já no perfil W-E (C-D) destaca-se a superfície inferior da Depressão de Boa Vista ladeada a leste por patamares mais elevados e a oeste pelo relevo residual que interrompe o baixo divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Branco e Essequibo.

Estas evidências abordam que, com o processo de rearranjo da rede de drenagem dos rios Uraricoera e Tacutu, a protobacia que ligava estas drenagens ao rio Essequibo, condicionava um ambiente com superfícies somitais, com intenso trabalho de dissecação. São terrenos mais elevados caracterizados por patamares dissecados com altimetria entre 150m a 250m e declividade superior a 16%. Nestas áreas, coexistem relevos mais elevados formados por planaltos estruturais dissecados com morfologias de morros e serra que podem chegar a mais de 1.500m de altitude.

Com o rebaixamento do nível de base e a formação da drenagem do rio Branco, a incisão fluvial favoreceu a formação de um vago no interflúvio entre as bacias hidrográficas dos rios Branco e Essequibo, algo incomum, pois existe um baixo divisor com altimetria média entre 55m a 85m e declividade de 0 a 5% (Figura 35B). Esta evidência, corrobora a interpretação de que o divisor hidrográfico entre essas duas grandes bacias é imperceptível e situa-se completamente dentro da superfície inferior que caracteriza a Depressão de Boa Vista. Constituindo superfícies geomórficas distintas, influenciadas diretamente pela dinâmica fluvial do rio Branco capturado.

As superfícies SP1 e SP2 compreendem terrenos elevados, dissecados e residuais e constitui uma superfície erosiva somital, que gerou diversos níveis elevados de aplanamento, formando na área o interflúvio entre as bacias hidrográficas dos rios Branco e Essequibo com o Orenoco. Já a superfície SP3,

apresenta um planalto relictual da serra do Tepequém, pertencente ao Planalto Sedimentar Roraima, composta pelos pacotes sedimentares com o topo subdividido entre níveis erosivos aplanados e dissecados. Estas superfícies compreendiam as superfícies que marcavam o entorno norte e oeste do anfiteatro que circundava a rede de drenagem regional quando ela fluía para nordeste em direção ao rio Essequibo e ao mar do Caribe (SCHAEFER e DALRYMPLE, 1996; SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997).

As superfícies SP4 e SP5 (Figura 32), apresentam superfícies ativas que compõem a passagem da superfície inferior da Depressão de Boa Vista com os relevos mais elevados do entorno. A formação destas superfícies, podem estar associadas a um patamar basal da área de estudo na época em que a rede de drenagem regional era endorréica (NASCIMENTO et al., 2019).

Estas evidências são peculiares e sua interpretação favorece a argumentação de que durante o período de endorreísmo, a SP4 constituía uma superfície aplanada em equilíbrio com o nível de base intracontinental existente na região. No entanto, após esse período endorréico, a rede de drenagem regional se organizou novamente em direção ao rio Essequibo. Com *input* de energia no interior da bacia, por erosão remontante, se formou a superfície aplanada de maior dimensão na área de estudo. Com a evolução deste processo, a captura da área de estudo para a Bacia Hidrográfica do rio Amazonas, fez com que, também por erosão remontante, a porção central da SP5 que envolve os principais cursos fluviais, fosse suavemente rebaixada, caracterizada por degraus muito sutis na paisagem.

Estes resultados, corroboram a interpretação de um modelo síntese evolutivo para esta porção da bacia, baseado em rearranjos fluviais e, de certo modo, parecem corroborar com as discussões de Berrangé (1975), Schaefer & Dalrymple (1996) e Cremon et al. (2016) que apontam para a possibilidade de uma captura regional da porção norte da bacia do rio Branco. É possível propor um modelo evolutivo (Figura 37): no qual, existiam dois sistemas de drenagem: um em direção ao rio Essequibo (Atlântico Norte) e outro ligado ao rio Amazonas. As cabeceiras do proto-rio Branco interceptaram e inverteram a direção do paleocanal do rio Uraricoera causando a pirataria de toda sua bacia hidrográfica. Esta reorganização da drenagem provocou o abandono da comunicação do rio Uraricoera com o Tacutu.

Consequentemente, com a evolução do processo, por erosão remontante, ocorre a captura das cabeceiras do proto-rio Branco e a consequente, a captura do rio Tacutu. Esta mudança reorganizou, por efeito cascata, todos os tributários a norte, sendo que ao sul, manteve a configuração anterior. Apenas as drenagens que hoje constituem o rio Maú e seus afluentes manteve comunicação com a paleo-bacia hidrográfica do rio Essequibo (Figura 37). Por fim, a drenagem do proto-rio Branco intercepta a do rio Maú e provoca a inversão completa do rio Tacutu. Este fato faz com que toda a área centro norte do Estado de Roraima seja incorporada a bacia do rio Branco e drenada em direção ao rio Amazonas.

A completa inversão da bacia do rio Tacutu, configura a fase final do processo de rearranjo da drenagem da bacia do rio Branco e suas influências neste cenário está ligado diretamente ao processo de endorreísmo. Os resultados obtidos no estudo do baixo curso do rio Maú, corroboram com esta análise. À medida que o canal de drenagem penetra os relevos aplainados da Depressão Boa Vista, sua competência é diminuída (IBGE, 2005; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008), passando a divagar na planície, formando depósitos arenosos como barra de pontal, lagos periféricos e meandros abandonados. É possível notar que cotovelos e a ocorrências de paleocanais de drenagem que se estendem ao longo da planície adjacente. São evidenciados dois cotovelos no qual se forma feições de paleocanais distributivos, espalhando-se em direção a leste formando novas ramificações de canais que aparentam conexão com canal tributário do rio Rupununi, na bacia caribenha do Essequibo (Figura 37).

Estes fatos indicam que o sistema fluvial do médio/baixo curso do rio Maú possuía pouca ação erosiva, pois seu nível de base regional permitiu o transbordamento lateral e a formação da rede de paleocanais distributivos constituindo uma feição de leque aluvionar. Os aspectos geomorfológicos interpretados pelas feições de depósitos recentes e paleocanais distributivos, reforçam a ideia de que ocorreu a formação de sistemas de leques aluviais. Chama a atenção o fato de que as feições de paleocanais e depósitos aluvionares se estendem num raio de 28 km de extensão, caracterizando a morfometria deposicional longitudinal dos leques.

A interpretação de processos de formação de depósitos distributivos, constituindo leques aluvionares, corrobora as interpretações anteriores de um sistema de drenagens endorréicas, favorecendo a formação de extensas superfícies geomórficas que constituíram uma paisagem ligada a bacia do rio Essequibo. As evidências apontam para uma reorganização dos sistemas de paleocanais distributários por migração lateral, favorecidos por um *input* de energia, ocasionou um provável rebaixamento do nível de base regional na bacia do rio Branco, e todos seus tributários ao norte sofreram influência direta. Estas evidências demonstram com clareza que o sistema fluvial do alto/médio curso da bacia do rio Branco teria comunicação com a bacia do rio Essequibo.

No entanto, em virtude do estudo ser de caráter regional, e que a temática das análises dos processos de rearranjo de drenagem por meio de capturas fluviais ser um tema complexo e dinâmico, é necessário o aprofundamento em estudos mais detalhados e factuais que tendem a formar um arcabouço teórico/metodológico acerca desta temática, que não considere apenas a caracterização geomorfológica e morfométrica, mas também análises geogronológicas de depósitos e sedimentos retransalhados durante o processo de captura fluvial, favorecendo a confirmação de novas hipóteses e dados obtido.

Porém, é oportuno a investigação e aprofundamento de estudos de caráter regional na região Amazônica, haja visto, que a região é carente de estudos mais aprofundados sobre sua gênese e evolução. A interpretação da evolução geomorfológica de um setor específico da região Amazônica, como a da área de estudo da Alta/média bacia do rio Branco, por meio da análise de rearranjos de drenagem e capturas fluviais, contribui para o crescimento científico regional.

Dentre alguns dos desdobramentos que esta pesquisa culminou e novas abordagens levantadas para o aprofundamento das questões levantadas por esta tese destacam-se: 1) Propor, com maior efetivação, uma cronologia sustentada por análises laboratoriais de amostras coletadas em depósitos aluvionares e sedimentos fluviais, por meio de datação, que confirmem o real tempo de formação e evolução; 2) Elaborar uma metodologia mais precisa, para identificar feições morfológicas de paleodrenagem e depósitos e terraços abandonados; 3) Aperfeiçoar métodos mais eficazes para a identificação e interpretação de feições de capturas fluviais no

ambiente Amazônico e 4) Aprofundar as metodologias e unificar uma proposta de classificação geomorfológica para os estado de Roraima, considerando suas particularidades no cenário geológico/geomorfológico regional.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 26, p. 38-49, 1957.
- ALMEIDA, F. F. M. A Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus Homólogos do Hemisfério Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. **Anais**. SBG. v. 6. Recife, 1978. p. 2393- 2407.
- ALMEIDA FILHO, R.; MIRANDA, F. P.; BEISL, C. H. Evidência de uma mega captura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM. **Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. INPE, p. 1701-1707, 2005.
- BARBOSA, R. I. Distribuição das Chuvas em Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Eds.) **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. Ed. INPA. Manaus, 1997. p. 325-335.
- BERRANGÉ, J. P. The Geomorphology of Southern Guyana with Special Reference to the Development of Planation Surfaces. In: Conferência Geológica Interguianas. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Anais...** Belém, 1975. p. 804–824.
- BESERRA NETA, L. C.; COSTA, M. L.; BORGES, M. S. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: ROSA-COSTA, L. T. ; KLEIN, E. L.; VIGLIO, E. P. (Eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG - Núcleo Norte, 2007. v.5, pp.89-100.
- BESERRA NETA, L. C.; TAVARES JÚNIOR, S. S. (2008). Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensores Remotos. In: SILVA, P. R. F.; OLIVEIRA, R. S. (Org.) **Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado**. Ed. UFRR. Boa Vista,. p. 168-192.
- BISHOP, P. Drainage Rearrangement by River Capture, Beheading and Diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- BRICEÑO, O. H.; SCHUBERT, C. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, Southeastern Venezuela. **Geomorphology**. Elsevier Science Publishers. nº 3. Amsterdam, 1990. pp. 125-141
- BÜDEL, J. **Climatic Geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.
- CARVALHO, T. M. **Caracterização Hidrogeomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Branco, Estado de Roraima, Brasil**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia, UFC. Fortaleza, 2018. 166p.



CARVALHO, T. M.; LATRUBESSE, E. M. Aplicação de Modelos Digitais do Terreno (MDT) em Análises Macrogeomorfológicas: O caso da Bacia Hidrográfica do Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 5, n 1, 2004. pp. 85-93

CARVALHO, T. M.; MORAES, R. P. Aspectos hidrogeomorfológicos do sistema fluvial do baixo rio Uraricoera e alto rio Branco como subsídio à gestão de terras. **Revista Geografia**. IGC/UFMG. Vol. 10, nº 2. Belo Horizonte, 2014. pp. 118-135

CHAKRABORTY, T.; GHOSH, P. The Geomorphology and Sedimentology of the Tista Megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for Megafan Building Processes. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 252-266, 2010.

CHRISTOFOLETTI, A. **A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem**. 1981.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. E. Blanchard. 1980.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic Accretionary Belts in the Amazonian Craton. **Geological Society of America Memories**. v. 200, p. 297-320. 2007

CORRADINI, F. A.; ASSINE, M. L. Compartimentação Geomorfológica e Processos Depositionais no Megaleque Fluvial do rio São Lourenço, Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Geociência**. v. 42 (Suplem. 1), p. 20-33. 2012.

COSTA, J. A. V. (2008). Compartimentação do Relevo do Estado de Roraima. In: OLIVEIRA, R. S. (Org.); **Roraima em Foco: Pesquisas e Apontamentos Recentes**. Ed. da UFRR. Boa Vista, p. 77-107.

COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; REIS, N. J.; PESSOA, M. R.; PINHEIRO, S. S. O Hemigraben do Tacutu: uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. **Geociências**. Vol. 10. São Paulo, 1991. p. 119-130.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. **Superintendência Regional de Manaus**. Manaus, 1999. 166p.

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

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

DAVIS, M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DE SORDI, M. V.; SALGADO, PAISINI, J. C. Evolução do Relevo em Áreas de Tríplice Divisor de Águas Regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: uma

Análise Morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Vol. 16. Nº 4. São Paulo, 2015. pp. 579-592

DOUGLASS, J.; SCHMEECKLE, M. Analogue Modeling of Transverse Drainage of Mechanisms. **Geomorphology**. v. 84. Sciencedirect. Amsterdã, 2007. p. 22-43

EVANGELISTA, R. A. O.; SANDER, C.; WANKLER, F. L. (2008). Estudo Preliminar da Distribuição Pluviométrica e do Regime Fluvial da Bacia do Rio Branco. In: SILVA, P. R. F.; OLIVEIRA, R. S. (Org.) **Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado**. Ed. UFRR. Boa Vista,. p. 142-167.

FRAGA, L. M. **A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozoicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia**. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Para, Belem, 2002. 351p. (abstract in English).

FRANCO, E. M.S.; DEL'ARCO, J. O.; RIVETT, M. **Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista**. In: **BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. Folha Na-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1975 pp. 139-180.

GUERRA, A. T. **Estudo Geográfico do Território Federal de Roraima**. Rio de Janeiro, IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1957. 252p.

GUPTA, A. (Ed.). **Large Rivers: Geomorphology and Management**. Wiley, Chichester, 2007. 689p.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HAHN, P. Y. S.; TAVARES JÚNIOR, S. S.; BESERRA NETA, L. C. Estudos Tectono-estrutural na Bacia do Tacutu-RR por meio de Fotointerpretação Geológica em Imagens Digitais do Sensor Óptico CCD/CBERS 2B e Levantamento em Campo. 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, **Anais...** vol. digital. Boa Vista, 2011.

HAMMEN, T.; HOOGHMSTRA, H. (2000). Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, n 19, v1 . Elsevier, Amsterdã (2000). p. 725-742.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L.; SCHOBENHAUS C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: **Subsídios para o Modelo Geotectônico**. Simp. Amaz.. v2. **Anais...** Manaus, 1984. p. 129-147.

HOWARD, A. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation. A Summation. **The American Association of the petroleum geologist Bulletin**. Vol 51, 1967. pp. 2246-2259.

HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Second ed. London: Taylor and Francis, 2007. 458p.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa Geomorfológico do Estado de Roraima. Diretoria de Geociências – **Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. 1ª Ed. Rio de Janeiro, 2005. Escala 1:1.000.000

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Manual Técnico de Geomorfologia. n 5, 2ª Ed. Rio de Janeiro, 2009. 175 p

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, Rajiv. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3, p. 187-206, 2005.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns: braided, meandering, and straight. **US Government Printing Office**, 1957.

MARENT, B.; VALADÃO, R. C. Compartimentação Geomorfológica dos Planaltos Escalonados do Sudeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, 2015.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLIENE, G.; DE MIN, A. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, n. 284, 1999. p. 616-618.

MESCERJAKOV, J. P. Les Concepts de Morphostructure et de Morphoesculpture, um nouvel instrument de analyse geomorphologique. **Annales de Geographie**. N 77. 1968. pp. 539-552.

NASCIMENTO, F.; SALGADO, A. A. R.; GOMES, A. A. T. Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n.20 v.3. 2019. p. 663-671.

NASCIMENTO, S. O. **Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Tacutu, centro-nordeste de Roraima**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências. Universidade Federal de Roraima. 2016. 120p.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. John Wiley & Sons, 2009.

NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, n. 1-2, p. 75-90, 2007.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.

PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: A Groundwater- Sapping Solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, 2001. p. 4–10.

PENK, W. **Morphological analisys of landforms: a contribution to physical geology**. London: MacMillan, 1953. First edition, 1924.

- PICCINI, L. Karst in Siliceous rocks: Karts Landforms and Caves in the Auyan-tepui (Est. Bolívar, Venezuela). **International Journal of Speleology**, n 24, 1995. pp. 41-54
- PRINCE, P. S., SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New Physical Evidence of the Role of Stream Capture in Active Retreat of the Blue Ridge Escarpment, Southern Appalachians. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4. 2010, p.305-319.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography mission – a new class of digital elevations models acquired by Spaceborne Radar. **Journal of Photogrammetry e Remote Sensing**. n 57, 2003. p.241-262.
- REIS N. J.; FARIA M. S. G.; FRAGA, L. M. B.; HADDAD, R. C. Orosirian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Cráton, Eastern Roraima State, Brazil. **Rev. Bras. Geociências**. v. 30, n 3, 2000. p.380-383.
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima. **Géologie de la France**. v. 2-3, 2003. p.71-84.
- ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos dos Fatos Geomorfológicos e a questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia da USP**. Vol 5. Ed. USP. São Paulo, 1992. pp. 17-29.
- ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C. L.; TATUMI, S. H.; SAWAKUCHI, A. O.; CREMON, E. H.; MITTANI, J. C. R.; BERTANI, T. C.; MUNITA, C. J. A. S.; TUDELA, D. R. G.; YEE, M.; MOYA, G. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. **Sedimentary Geology**. N 330. p. 1-15. Elsevier, 2015.
- ROSSETTI, D. F.; MOLINA, E. C.; CREMON, E. H. Genesis of the largest Amazonian wetland in northern Brazil inferred by morphology and gravity anomalies. **Journal of South American Earth Sciences**. n 69. p. 1-10. Elsevier, 2016.
- ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; COHEN, M.C.L.; CREMON, E. H. A Late Pleistocene-Holocene Wetland Megafan in the Brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology**. n 282, p 276-293. Elsevier, 2012.
- SACHAEFER, C. E.; VALE JÚNIOR, J. F. (1997). 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. (Eds.) **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. Ed. INPA. Manaus. v 01, p. 231-265
- SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L.C.; CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, DIDIER L.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantifi cação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-222, 2012.

SANDER, C. **Geomorfologia da Planície Aluvial do Alto Rio Branco em Roraima: Dinâmica e Processos Evolutivos**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia CCHLA, Universidade Estadual de Maringá-UEM. 2015. 231 pg.

SANDER, C.; GASPARETTO, N. V. L.; SANTOS, M. L.; CARVALHO, T. M. Características do Transporte de Sedimentos em Suspensão na Bacia do Rio Branco, estado de Roraima. **Revista Acta Geográfica**. v. 8, nº 17. EdUFRR. Boa Vista, 2014. pp. 71-85

SANTOS, J. O. S. et al. A compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período de 2000–2006. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 9, 2006, Belém. **Anais**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2008, CD-ROM.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MENAUGITON, N. J.; FLETTCHEER, I. R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U – Pb and Sm – Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, nº 4, 2000. pp. 453-488.

SCHAEFER, C. E.; DALRYMPLE, J. Pedogenesis and relict properties of soils with columnar structure from Roraima, north Amazonia. **Geoderma**. v. 71, n. 1-2, 1996. p. 1–17.

SCHUMM, S. A. River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. **US Government Printing Office**, 1968.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Wiley, 1977.

SILVA, E. L. (1997). A Vegetação de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Eds.) **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. Ed. INPA. Manaus. v 01, p.401-415.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. (2017). **Geomorfologia fluvial**. Oficina de Textos, v1, Rio de Janeiro. 250p.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Geomorfologia fluvial. Oficina de Textos, 2017.

STOKES, M. F.; GOLDBERG, S. L.; PERRON, J. T. (2018). Ongoing River Capture in the Amazon. **Geophysical Research Letters**. N 45. p. 5545-5552.

SUMMERFIELD, M. A. (1991). **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longman, 537p.

TASSINARI, C. G. C. & MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: NETO-MANTESSO, V.; BARTORELL, A.; CARNEIRO, C.D.R. & BRITONEVES, B.B. DE (Eds.) **Geologia do continente sulamericano**. São Paulo: Editora Beca, p. 471-486, 2004.

VALE JÚNIOR, J. F.; PARENTE JÚNIOR, W.; BENEDETTI, U. G.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MELO, V. F. Classificação e caracterização dos Solos sob Savana. In:(Org) VALE JÚNIOR, J. F.; SCHAEFER, C. E. G. R. **Solos Sob Savanas de Roraima: Gênese, Classificação e Relações Ambientais**. 1ª Ed. Boa Vista, 2011. pp. 37-108.

VALERIANO, M. M. (2008). TOPODATA: Guia de Utilização de Dados Geomorfológicos Locais. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE**. v 01. São José dos Campos. 75p.

VALÉRIO, C. S. Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozoicos das suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas [Ph. D. thesis]: Belém, Universidade Federal do Pará, 2011.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C. E.: Metodologia de Interpretação de Dados de Sensoriamento Remoto e Aplicações em Geologia. 2ª versão. Ed. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE**. São José dos Campos, 1982. 54 pg.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de Drenagem Distributária e Formas Depositionais no Megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, 2009. p.21-28.

**APÊNDICE A - ARTIGO EVIDÊNCIAS DE REARRANJOS FLUVIAIS NO  
INTERFLÚVIO AMAZONAS-ESSEQUIBO - AMAZÔNIA SETENTRIONAL**



www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, n° 3 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1520>



### NOTA TÉCNICA

## EVIDÊNCIAS DE REARRANJOS FLUVIAIS NO INTERFLÚVIO AMAZONAS-ESSEQUIBO - AMAZÔNIA SETENTRIONAL

## EVIDENCE OF FLUVIAL REARRANGEMENTS IN THE AMAZONAS- ESSEQUIBO INTERFLUVE - NORTHERN AMAZON

*Franzmilller Almeida Nascimento*

*Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais  
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31270-901. Brasil*

*ORCID:0000-0003-1063-0439*

*E-mail: franzmilller.nascimento@ufrr.br*

*André Augusto Rodrigues Salgado*

*Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais  
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31270-901. Brasil*

*ORCID:0000-0001-7679-5944*

*E-mail: aarsalgadofmg@gmail.com*

*Antônio Alberto Teixeira Gomes*

*CEGOT - Departamento de Geografia, Universidade do Porto  
Via Panorâmica, s/n, Porto. CEP: 4150-564. Portugal*

*ORCID:0000-0002-1764-0659*

*E-mail: albgomes@gmail.com*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
19/09/2018

Aceito (Accepted):  
08/10/2018

### Palavras-chave:

Capturas Fluviais; Bacia  
Amazônica; Mapeamento  
Geomorfológico.

### Keywords:

River Capture; Amazon Basin;  
Geomorphological Mapping.

### Resumo:

A região Amazônica, entre diversos fatores, destaca-se por apresentar um mosaico de paisagens, inseridas no grande sistema fluvial do rio Amazonas. No entanto, a porção setentrional desta região ainda necessita de um aprofundamento em estudos, principalmente em caráter geológico/geomorfológico. Neste contexto, a bacia hidrográfica do rio Branco - localizada no Estado de Roraima/Brasil, que drena em direção ao rio Amazonas, mas se localiza no triplice divisor hidrográfico com as dos rios Orenoco (Venezuela) e Essequibo (Guiana) - apresenta evidências de rearranjo de drenagens em diversos de seus tributários, assim como ocorre no rio Maú, extremo nordeste da área, no interflúvio entre as bacias do Amazonas e Essequibo. Portanto, este estudo tem como objetivo a interpretação de evidências de rearranjo de drenagem, no médio/baixo curso do rio Maú, tais como capturas fluviais e depósitos aluvionares, por meio de análises em imagens de sensoriamento remoto e dados morfométricos obtidos de MDE's. Os procedimentos de análise



*Nascimento F. A. et al.*

basearam-se na interpretação de imagens de sensoriamento remoto do satélite SENTINEL-2, 10x10 metros, sensor MSI, em conjunto com dados morfométricos obtidos dos MDE's ALOS/PALSAR, 12,5x12,5 metros e SRTM/TOPODATA, 30x30 metros, afim de analisar a rede de drenagem, feições morfológicas e depósitos aluvionares. Os dados interpretados indicam que o sistema fluvial do médio/baixo curso do rio Maú possuía pouca ação erosiva, pois seu nível de base regional permitiu o transbordamento lateral e a formação da rede de paleocanais distributários, constituindo feições de leques aluvionares, sendo estes canais afluentes do rio Rupununi (bacia do Essequibo). Posteriormente, em decorrência de uma aparente mudança no nível de base regional do rio Branco, favoreceu a captura do rio Maú para a Bacia Hidrográfica Amazônica, reorganizando os sistemas de drenagem local e consequentemente, promovendo mudanças na paisagem. Tais conclusões abrem espaço para estudos futuros que visem datar os depósitos sedimentares e assim remontar a idade dos sistemas de leques e da captura da região drenada pelo rio Maú para a bacia Amazônica.

**Abstract:**

The Amazon region stands out, among several reasons, for presenting a mosaic of landscapes in the Amazon River's large fluvial system. However, studies about the northern portion of this region still lack in depth, mainly in geology and geomorphology. In this context, the Branco River basin – located in the State of Roraima, in Brazil, which drains towards the Amazon River but is located in the triple hydrographic divisor with those of the rivers Orinoco (Venezuela) and Essequibo (Guiana) – presents evidence of drainage rearrangement in several of its tributaries, as occurs with the Maú River in the far northeast of the area, at the interflow between the Amazonas and Essequibo basins. Therefore, this study aims to interpret evidence of drainage rearrangement in Maú River's medium/low course, such as river capture and alluvial deposits, by means of remote sensing images and morphometric data obtained from DEM's. The analysis procedures were based on the interpretation of remote sensing images of the satellite SENTINEL-2, 10x10 meters, MSI sensor, together with morphometric data obtained from the MDE's ALOS/PALSAR, 12.5x12.5 meters and SRTM/TOPODATA, 30x30 meters, in order to analyze the drainage network, morphological features and alluvial deposits. The interpreted data indicate that the fluvial system of Maú River's medium/low course suffered little erosion because its regional base level had allowed lateral overflow and formation of a network of distributary paleochannels, constituting features of alluvial fans; the channels being tributaries of the Rupununi River (Essequibo Basin). Subsequently, a change in the regional base level of the Branco River apparently favored the capture of Maú River for the Amazon Hydrographic Basin, reorganizing the local drainage systems and, consequently, promoting changes in the landscape. These conclusions clear the path for future studies that aim to assess the dates of the sedimentary deposits and thus track down the age of the fan systems and the capture of the area drained by the Maú River into the Amazon basin.

**1. Introdução**

Capturas fluviais permitem interpretar processos de rearranjo de drenagem que, por sua vez, constituem elemento chave para a morfogênese de diversas regiões do globo. Para Bishop (1995), os rearranjos na rede de drenagem podem estar condicionados a mudanças no nível de base regional e permitem que drenagens próximas, uma vez conectadas, reorganizem-se formando novos sistemas fluviais. Em geral as capturas fluviais alteram profundamente a morfodinâmica, pois implementam um novo nível de base. Este processo, leva ao rebaixamento das vertentes, favorecendo a mudança na morfodinâmica das bacias capturadas, transferência parcial ou total do fluxo de um rio para outro, rearran-

jo de drenagem e, por vezes, profundas alterações na paisagem (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HUGGETT, 2007; PRINCE *et al.*, 2010).

A região Amazônica, entre diversos fatores, se destaca pelo seu mosaico de paisagens inserido no grande sistema fluvial do rio Amazonas (GUPTA, 2007; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). No entanto, a porção setentrional desta região ainda é pouco estudada, principalmente a bacia hidrográfica do rio Branco - localizada no Estado de Roraima/Brasil - que drena em direção ao rio Amazonas, mas se localiza no triplíce limite desta com as dos rios Orinoco (Venezuela) e Essequibo (Guiana) (Figura 1). Segundo Guerra (1957); Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996);

*Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional*

Cremon *et al.* (2016), há indícios de que o setor norte da bacia do rio Branco teria um curso preferencial em sentido SW-NE, em direção ao mar do Caribe, formando a bacia de drenagem denominada Proto-Berbice. Para estes autores, durante o Quaternário inicial, a rede de

drenagem desta região foi reorganizada graças a uma captura fluvial. Esta reorganização das drenagens teria favorecido o direcionamento do atual curso do rio Branco para o rio Amazonas e proporcionado uma nova configuração no relevo regional.

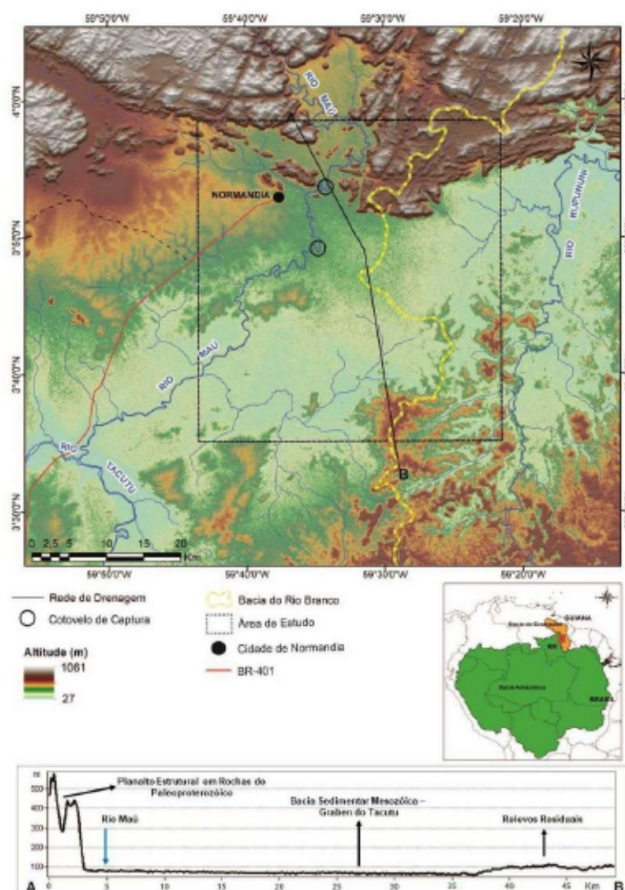


Figura 1 - Localização da área de estudo, integrado com a topografia do terreno elaborado a partir do MDE ALOS, compreendendo os compartimentos de relevo da área de estudo e sua localização entre o divisor hidrográfico Amazona/Essequibo, no norte de Roraima. Detalhe para perfil topográfico A-B, apresentando as morfologias locais, com exageiro vertical 3,5x.

Considerando-se que a existência desta captura nunca efetivamente foi comprovada e que a mesma, se evidenciada, é um fato maior na evolução paleogeográfica da bacia Amazônica, torna-se importante realizar investigações que, através de sensoriamento remoto, geoprocessamento e trabalhos de campo, comprovem, ou não, a existência deste rearranjo de drenagem. Neste

contexto, insere-se o presente estudo que utilizará de ferramentas de sensoriamento remoto para investigar essa possibilidade de rearranjo da rede de drenagem.

## 2. Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo desta pesquisa está localizada nas proximidades da cidade de Normandia, extremo

nordeste de Roraima, no quadrante de coordenadas geográficas 59°20' e 59°50' de longitude oeste e 03°30' e 04°00' de latitude norte (Figura 1). O setor de ocorrência das feições observadas abrange uma área com 1.762,07 km<sup>2</sup> (Figura 1).

O baixo/médio curso do rio Maú, assim como o divisor hidrográfico das bacias do rio Branco/Essequibo estão inseridos no contexto geológico regional de ambiente intracratônico, que corresponde aos terrenos da porção norte do Cratão Amazônico, no Escudo das Guianas (ALMEIDA *et al.*, 1978; CORDANI *et al.* 1997; HASUI *et al.* 1984; TASSINARI e MACAMBIRA 2004). A área de estudo abrange a porção a NE do domínio Surumu, limitando-se com o contato Graben do Tacutu. O Grupo Surumu consiste em dacitos, riódacitos e andesitos, intrudidos por monzo a sienogranitos e granodioritos (CPRM, 1999; REIS *et al.*, 2000; REIS *et al.*, 2003; MARZOLI *et al.*, 1999). Já ao sul, uma extensa área aplainada é sustentada por sedimentos mezozóicos depositados no Graben do Tacutu (CPRM, 1999). Segundo Costa *et al.* (1991); Hahn *et al.* (2011), Nascimento (2016), esta estrutura representa um seguimento distensivo correspondente a um rift aulocógeno intracontinental implantado no Mesozóico, numa zona de reativação do cratão amazônico pertencente ao domínio litoestrutural Cinturão Guiana Central. Esta região apresenta feições estruturais orientadas preferencialmente na direção NE-SW (CPRM, 1999; REIS, 2003) e é rica em depósitos quartzarenicos neogenicos de origem eólica e ao longo das drenagens ocorrem depósitos aluvionares (CPRM, 1999).

Na área de estudo o relevo pode ser subdividido em três porções que apresentam evidente controle litoestrutural: i) um Planalto localizado no interflúvio Amazonas-Orenoco; ii) uma depressão aplainada no entorno da cidade brasileira de Boa Vista e; iii) a Planície Amazônica, margeando os canais fluviais (IBGE, 2005; COSTA, 2008; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008). Ao norte, a primeira das unidades constituiu um relevo dissecado em cristas alongadas e pontões com encostas ravinadas e vales profundos, estruturada em rochas vulcano-plutônicas proterozóicas e falhas preferenciais ENE-WSW e E-W. Este relevo apresenta uma variação altimétrica de 250 a 1.000 metros (Figura 1). Ao sul, a depressão corresponde a um modelo de acumulação (agração), constituindo uma extensa região plana, com suave variação altimétrica, entre 60 a 100 metros. Estes terrenos são sustentados por superfícies neogênicas Formação Boa Vista e Formação Areais Brancas, que entulham a bacia mesozoica do Tacutu (CPRM, 1999). A Planície Amazônica é definida por ser uma morfologia de acumulação, formada por sedimentos

areno-argilosos holocênicos, com influência direta do regime hidrológico dos principais cursos fluviais (IBGE, 2005).

O clima característico é tipo climático "Aw", tropical sub-úmido, com estações sazonais bem definidas, sendo o período seco ocorrendo de setembro a março e o período úmido, de abril a agosto. Os valores de precipitação anuais média são de 1.600 mm., com temperatura média anual 28° C (BARBOSA, 1997; EVANGELISTA *et al.* 2008). A vegetação característica são as savanas gramíneas-lenhosas que distribuem nos relevos aplainados e suaves e nos altos planaltos, tendo como fitotipo vegetação arbustiva, árvores de pequeno porte e gramíneas. Nas encostas montanhosas, ocorre o predomínio de Floresta Ombrófila submontada (SILVA, 1997).

### 3. Procedimentos Metodológicos

O procedimentos metodológicos basearam-se em duas etapas: i) interpretação geomorfológica de feições em imagens de sensoriamento remoto associado a dados morfométricos obtidos em Modelos Digitais de Elevação (MDE's) e ii) mapeamento de feições morfológicas referentes a depósitos e leques aluvionares.

Para a interpretação de imagens de sensoriamento remoto e levantamento de dados morfométricos, utilizaram-se as imagens ópticas do satélite SENTINEL-2, sensor MSI, com resolução espacial de 10x10 metros, fornecida pela Agência Espacial Européia (ESA). Em conjunto com estas imagens, foi utilizado o MDE-SRTM (RABUS *et al.* 2003) re-amostrado espacialmente para a resolução de 30 x 30 metros, fornecido pelo banco de dados geomorfométricos TOPODATA/INPE (VALERIANO, 2008). Associado a estes dados utilizou-se o MDE adquirido pelo satélite ALOS, resolução espacial 12,5 x 12,5 metros, fornecido pela Agência Espacial Norte Americana-NASA. Os dados obtidos através da manipulação do MDE foram associados com o banco de dados fornecido pelo site *Planet.com*, auxiliado pela ferramenta Google Earth PRO.

A interpretação geomorfológica das feições de rearranjo de drenagem e de depósitos aluvionares se deu de acordo com os modelos propostos por Nichols e Fisher (2007); Nichols (2009); Chakraborty e Ghosh (2010); Cremon *et al.* (2016) que consistem na interpretação de canais de drenagem, morfologias associadas ao trabalho dos rios e comparações com perfis topográficos transversais, no entendimento da evolução de leques aluvionares. Todos estes processos foram realizados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG'S), utilizando o software ArcGis Desktop, v 10.5.

*Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional*

#### 4. Resultados e Discussões

O canal principal do rio Maú percorre, em seu alto curso, os relevos dissecados do Planalto do Interflúvio Amazonas-Orenoco (IBGE, 2005; COSTA, 2008). À medida que este penetra os relevos aplainados da Depressão de Boa Vista, sua competência é diminuída (IBGE, 2005; BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008) passando a divagar na planície, formando depósitos arenosos como barra de pontal, lagos periféricos e meandros abandonados. É possível notar que cotovelos estão associados a estes depósitos de barras e que,

paralelamente, ocorrem paleocanais de drenagem que se estendem ao longo da planície adjacente (Figura 2). Estes se estendem por uma área que alcança mais de 25 km de extensão por 32 km de largura e formam uma complexa rede secundária, interligada por áreas abacia-das e lagos intermitentes, que correm perpendiculares ao sentido do canal principal do rio Maú. São evidenciados dois cotovelos no qual se forma feições de paleocanais distributivos, espreado-se em direção a leste formando novas ramificações de canais que aparentam conexão com canal tributário do rio Rupununi, na bacia caribenha do Essequibo (Figura 2).

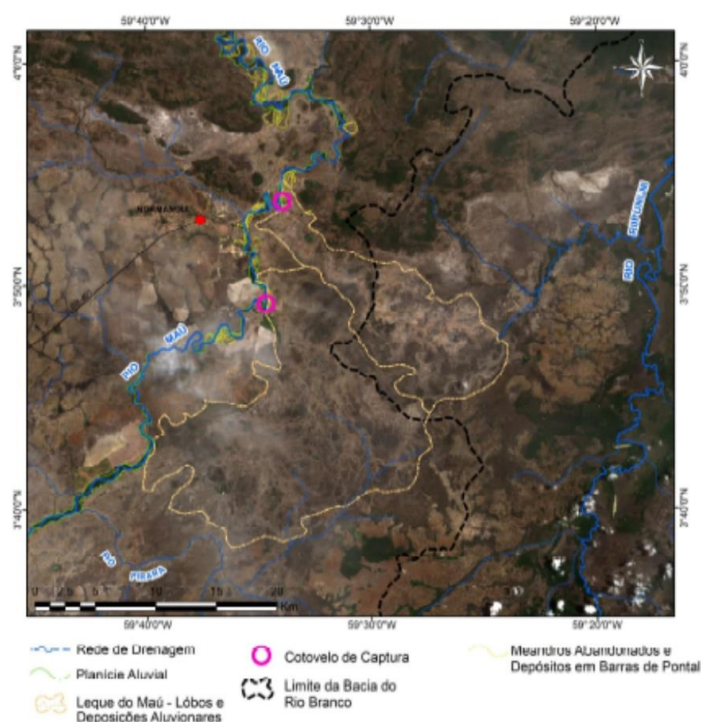


Figura 2 - Dado SENTINEL-2, com o detalhamento da feição geomorfológica do leque do rio Maú, com detalhe na rede paleocanais abandonados e morfologias de lóbos de deposição aluvionar.

Estes fatos indicam que o sistema fluvial do médio/baixo curso do rio Maú possuía pouca ação erosiva, pois seu nível de base regional permitiu o transbordamento lateral e a formação da rede de paleocanais distributivos constituindo uma feição de leque aluvionar. Além disso, os paleocanais identificados (Figura 2) apontam para uma paleoconexão entre o canal anterior do rio Maú e a rede de drenagem da bacia do rio Essequibo.

Estes dados corroboram com os estudos de Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon *et al.* (2016), que argumentam evidências geomorfológicas de conexão entre as bacias do rio Branco, no qual o rio Maú teria sido tributário e o rio Essequibo.

Os aspectos geomorfológicos interpretados pelas feições de depósitos recentes e paleocanais distributivos, reforçam a ideia de que ocorreu a formação de sistemas

Nascimento F. A. et al.

de leques aluviais. Com base na interpretação de perfis topográficos longitudinais e transversais, extraídos do MDE ALOS, a variação morfológica das feições apresenta padrões comprobatórios da formação dos leques (Figura 3), conforme discutido nos modelos de Corradani e Assine (2012); Nichols e Fisher (2007); Nichols (2009); Chakraborty e Ghosh (2010).

Os perfis longitudinais PTL-1, PTL-2 e PTL-3 (Figura 3), apresentam uma suave superfície rebaixada em relação ao canal principal do rio Maú que possui

cotas na área próxima aos 95 m de altitude. Os sistemas ramificados de paleocanais se distribuem na superfície com uma suave inclinação, percorrendo cotas entre 90 e 80 m de altitude. Chama a atenção o fato de que as feições de paleocanais e depósitos aluvionares se estendem num raio de 28 km de extensão, caracterizando a morfometria deposicional longitudinal dos leques. Já na análise dos perfis transversais PTT-1 e PTT-2 (Figura 3), a morfologia dos lobos deposicionais fica mais evidenciada.

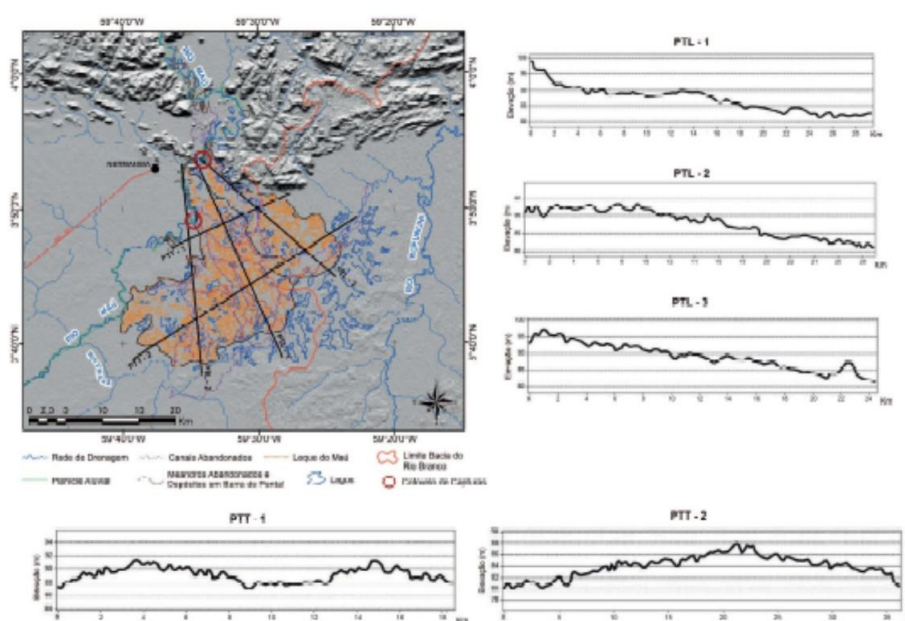


Figura 3 - Imagem sombreada ALOS, com detalhe para as morfologias do leque aluvionar do rio Maú. Detalhe para os perfis transversais PTT-1 e PTT-2, em conjunto com os perfis longitudinais PTL-1, PTL-2 e PTL-3, com exagero vertical 4x.

Segundo Zani *et al.*, (2009), estas feições alongadas expressam um padrão de sedimentação, elaborado por rede de drenagem distributária, onde ocorre a construção e abandono de depósitos sedimentares. Ao longo do perfil, na parte mais elevada, o canal principal com o fluxo concentrado tem seus diques marginais rompidos. Ao romper os diques, novos canais são entalhados e estes se ramificam formando depósitos distributivos em forma de lobos deposicionais. Esta análise morfológica propicia o entendimento de que com a ramificação dos paleocanais distributivos, o processo de deposição avançava. Contudo, a migração lateral destes canais, proporcionava o abandono dos lobos, reconfigurando

o processo de deposição dos leques.

Ao longo do trecho do médio/baixo curso do rio Maú, depósitos sedimentares fluviais como barras de pontal e feições morfológicas de meandros abandonados, indicam a diminuição de sua competência energética, pois o canal flui por um vale entulhado e com suave desnível altimétrico. Associados aos depósitos ocorrem paleocanais de drenagem distributárias, formando depósitos em leques aluviais. Vale ressaltar que a distribuição e ramificação da complexa rede de paleocanais e seus depósitos associados sugere um entendimento em duas fases distintas (Figura 4). A fase QF1, assim denominada, apresenta uma rede organizada de paleocanais

*Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional*

de drenagem conectados diretamente com um afluente do rio Rupununi. Nesta fase, o processo de ruptura dos diques marginais e trasbordamento lateral nos canais não foi constante, sugerindo um equilíbrio momentâneo. A fase QF2, por outro lado, apresenta a maior complexidade na distribuição dos paleocanais, mas mantém a conexão com o tributário do rio Rupununi. O período compreendido pela fase QF2 corresponde com as abordagens discutidas por Corradani e Assine (2012); Nichols e Fisher (2007); Nichols (2009); Chakraborty e Ghosh (2010), no qual a presença das feições alongadas, lobos, é resultante de um fluxo concentrado em canais distributários.

Possivelmente, com uma mudança no nível de base do canal principal do rio Maú, o lobo aluvionar QF1 sofreu abandono. Este processo acelerou a reorganização da rede de canais, favorecendo então o surgimento do lobo QF2. O perfil topográfico A-B (Figura 4) exemplifica os dois momentos distintos e suas características principais. As evidências inferidas quanto a este processo denotam que devido a um provável rebaixamento do nível de base regional na bacia do rio Branco, todos seus tributários ao norte sofreram influência direta. O *input* energético pode ser identificado com a presença de cotovelos de capturas no canal principal do rio Maú, próximo aos sistemas QF1 e QF2 (Figura 4).

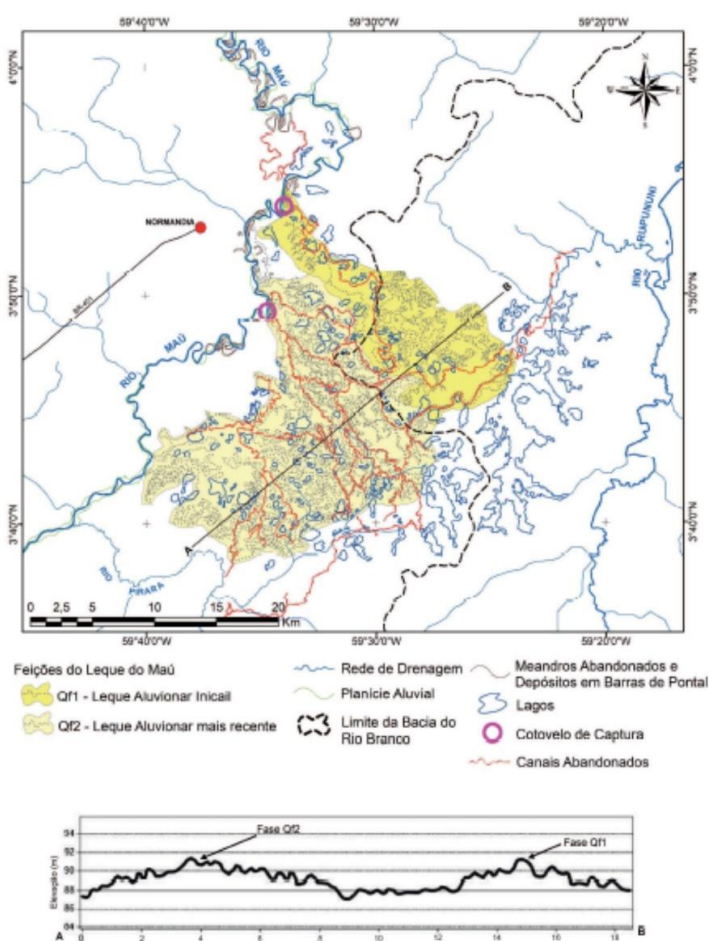


Figura 4 - Modelo evolutivo de feições geomorfológicas de leques aluvionares no médio/baixo curso do rio Maú. Detalhe para o perfil transversal A-B com a fazes de deposição Qf1 e Qf2, com exagero vertical 4x.

*Nascimento F. A. et al.*

As evidências apontam para uma reorganização dos sistemas de paleocanais distributários por migração lateral, favorecendo o abandono dos lobos aluvionares e conseqüentemente, a comunicação com a bacia do rio Essequibo. Estas evidências demonstram com clareza que o sistema fluvial do alto/médio curso da bacia do rio Branco teria comunicação com a bacia do rio Essequibo, corroborando com as discussões de Berrangé (1975); Schaefer e Dalrymple (1996); Cremon *et al.* (2016). Indicam ainda que os últimos estágios desta comunicação seriam a captura total da bacia do rio Maú, tendo como produto a presença de feições de leques aluvionares.

## 5. Conclusão

A caracterização morfológica baseada em sensoriamento remoto e análise de dados altimétricos multifontes, levou a conclusão que o sistema hidrográfico do rio Maú apresentava no seu médio/baixo curso morfológicas de canais distributários com comunicação com um tributário do rio Rupununi na bacia hidrográfica caribenha do rio Essequibo (Guiana). Estes se organizavam como leques aluvionares, cuja formação é entendida por fluxos provenientes do transbordo e ruptura dos diques marginais dos canais principais, constituindo feições de lobos de sedimentos depositados ao longo das planícies aluviais. Uma aparente mudança no nível de base regional do rio Branco favoreceu a captura do rio Maú para a Bacia Hidrográfica Amazônica. Em decorrência deste fato, os fluxos de deposição são interpretados em momentos distintos, sendo abandonados pela captura final do rio Maú pela bacia do rio Branco. Tais conclusões abrem espaço para estudos futuros que visem datar os depósitos sedimentares e assim remontar a idade dos sistemas de leques e da captura da região drenada pelo rio Maú para a bacia Amazônica.

## Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer ao Laboratório de Geografia Física da Faculdade de Letras da Universidade do Porto/Portugal em conjunto com o Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CGOT – UP/PT), pelo uso de suas instalações. Agradecem ainda ao Projeto CAPES COFECUB 869/15 pelo apoio.

## Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. A Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus Homólogos do Hemisfério Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Anais. SBG. v. 6. Recife, 1978. p. 2393- 2407.
- BARBOSA, R. I. (1997). Distribuição das Chuvas em Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Eds.) *Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. Ed. INPA. Manaus, p. 325-335.
- BERRANGÉ, J. P. The Geomorphology of Southern Guyana with Special Reference to the Development of Planation Surfaces. In: Conferência Geológica Interguianas. Departamento Nacional da Produção Mineral. Anais... Belém, 1975. p. 804-824.
- BESERRA NETA, L. C.; TAVARES JÚNIOR, S. S. (2008). Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensores Remotos. In: SILVA, P. R. F.; OLIVEIRA, R. S. (Org.) *Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado*. Ed. UFRF. Boa Vista, p. 168-192.
- BISHOP, P. Drainage Rearrangement by River Capture, Beheading and Diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- CHAKRABORTY, T.; GHOSH, P. The Geomorphology and Sedimentology of the Tista Megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for Megafan Building Processes. *Geomorphology*, v. 115, n. 3-4, p. 252-266, 2010.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic Accretionary Belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memories*. v. 200, p. 297-320. 2007
- CORRADINI, F. A.; ASSINE, M. L. Compartimentação Geomorfológica e Processos Depositionais no Megaleque Fluvial do rio São Lourenço, Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Geociência*. v. 42 (Suplem. 1), p. 20-33. 2012.
- COSTA, J. A. V. (2008). Compartimentação do Relevô do Estado de Roraima. In: OLIVEIRA, R. S. (Org.); *Roraima em Foco: Pesquisas e Apontamentos Recentes*. Ed. da UFRF. Boa Vista, p. 77-107.
- COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; REIS, N. J.; PESSOA, M. R.; PINHEIRO, S. S. O Hemigraben do Tacutu: uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*. Vol. 10. São Paulo, 1991. p. 119-130.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C,

*Evidências de Rearranjos Fluviais no Interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional*

- NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. **Superintendência Regional de Manaus**. Manaus, 1999. 166p.
- CREMON, E. H.; ROSSETTI, D. F.; SAWAKUCHI, A. O.; COHEN, M. C. L. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. *Geomorphology*, v. 271. Sciencedirect. Amsterdã, 2016. p. 22-39.
- EVANGELISTA, R. A. O.; SANDER, C.; WANKLER, F. L. (2008). Estudo Preliminar da Distribuição Pluviométrica e do Regime Fluvial da Bacia do Rio Branco. In: SILVA, P. R. F.; OLIVEIRA, R. S. (Org.) **Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado**. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 142-167.
- GUERRA, A. T. **Estudo Geográfico do Território Federal de Roraima**. Rio de Janeiro, IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1957. 252p.
- GUPTA, A. (Ed.). **Large Rivers: Geomorphology and Management**. Wiley, Chichester, 2007. 689p.
- HAHN, P. Y. S.; TAVARES JÚNIOR, S. S.; BESERRA NETA, L. C. Estudos Tectono-estrutural na Bacia do Tacutu-RR por meio de Fotointerpretação Geológica em Imagens Digitais do Sensor Óptico CCD/CBERS 2B e Levantamento em Campo. 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais...* vol. digital. Boa Vista, 2011.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L.; SCHOBENHAUS C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. *Simp. Amaz.* v.2. *Anais...* Manaus, 1984. p. 129-147.
- HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Second ed. London: Taylor and Francis, 2007. 458p.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa Geomorfológico do Estado de Roraima. Diretoria de Geociências – **Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. 1ª Ed. Rio de Janeiro, 2005. Escala 1:1.000.000
- MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLIE, G.; DE MIN, A. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, n. 284, 1999. p. 616-618.
- NASCIMENTO, S. O. **Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Tacutu, centro-nordeste de Roraima**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências. Universidade Federal de Roraima. 2016. 120p.
- NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, Facies and Architecture of Fluvial Distributary System Deposits. *Sedimentary Geology*, v. 195, n. 1-2, 2007. p.75-90.
- NICHOLS, G. (2009). **Sedimentology and stratigraphy**. John Wiley & Sons. 450p.
- PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution. *GSA Today*, v. 11, n. 9, 2001. p. 4-10.
- PRINCE, P. S., SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New Physical Evidence of the Role of Stream Capture in Active Retreat of the Blue Ridge Escarpment, Southern Appalachians. *Geomorphology*, v. 123, n. 3-4. 2010. p.305-319.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography mission – a new class of digital elevations models acquired by Spaceborne Radar. *Journal of Photogrammetry e Remote Sensing*, n. 57, 2003. p.241-262.
- REIS N. J.; FARIA M. S. G.; FRAGA, L. M. B.; HADDAD, R. C. Orosirian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Cráton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*. v. 30, n. 3, 2000. p.380-383.
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*. v. 2-3, 2003. p.71-84.
- SCHAEFER, C. E.; DALRYMPLE, J. Pedogenesis and relict properties of soils with columnar structure from roraima, north amazonia. *Geoderma*. v. 71, n. 1-2, 1996. p. 1-17.
- SILVA, E. L. (1997). A Vegetação de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Eds.) **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. Ed. INPA. Manaus. v.01, p.401-415.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. (2017). **Geomorfologia fluvial**. Oficina de Textos, v1, Rio de Janeiro. 250p.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991). **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longman, 537p.
- TASSINARI, C. G. C.; MACAMBIRA, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: NETO-MANTESSO, V.; BARTORELL, A.; CARNEIRO, C. D. R. & BRITONEVES, B. B. DE (Eds.). **Geologia do Continente Sulamericano**. São Paulo: Editora Beca, p.471-486.
- VALERIANO, M. M. (2008). **TOPODATA: Guia de Utilização de Dados Geomorfológicos Locais**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. v.01. São José dos Campos. 75p.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de Drenagem Distributária e Formas Depositionais no Megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 2, 2009. p.21-28.