



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.14.17.12-TDI

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DO RIO BRANCO - NORTE DA AMAZÔNIA - COM BASE EM DADOS ORBITAIS E GEOLÓGICOS

Édipo Henrique Cremon

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 27 de junho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LSDRJB>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.14.17.12-TDI

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DO RIO BRANCO - NORTE DA AMAZÔNIA - COM BASE EM DADOS ORBITAIS E GEOLÓGICOS

Édipo Henrique Cremon

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 27 de junho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LSDRJB>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Cremon, Édipo Henrique.

C863e Evolução quaternária do Rio Branco - Norte da Amazônia
- com base em dados orbitais e geológicos / Édipo Henrique
Cremon. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xx + 113 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.14.17.12-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. Rio Branco. 2. Amazônia setencional. 3. Quaternário tardio.
4. Evolução sedimentar. 5. Captura de drenagem. I.Título.

CDU 551.3.051:528.8(811.2)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Édipo Henrique Cremon**

Título: " EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DO RIO BRANCO - NORTE DA AMAZÔNIA - COM
BASE EM DADOS ORBITAIS E GEOLÓGICOS".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Sensoriamento Remoto

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



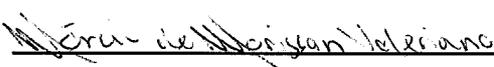
Presidente / Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Márcio de Morisson Valeriano



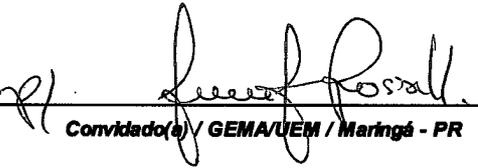
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira



Convidado(a) / IG/Unicamp / Campinas - SP

Dr. Edvard Elias de Souza Filho



Convidado(a) / GEMA/UEM / Maringá - PR

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 27 de Junho de 2016

*“A alegria do leopardo são suas pintas, os chifres do búfalo, seu orgulho.
Mas, sem dúvida, mais forte é o caçador que sobre seu poder não faz barulho.
Se descobrir que no ar o touro pode lançar você, ou que o grande cervo é capaz de
fazer seu sangue correr,*

*Há muito sabemos disso; não perca seu tempo vindo nos dizer.
Não persiga filhotes desconhecidos. Chame a todos de irmã minha e de irmão meu,
Porque podem ser muito novos e fracos, mas terem como pai um urso que ainda
não comeu.*

*”Eu sou o maior!”, proclama o filhote, quando mata sua primeira preza.
Mas pequeno é o filhote, imensa é a selva. Deixe-o que cresça e que ela lhe dê
esperteza”.*

Lições de Balu

RUDYARD KIPLING
em “O livro da selva”, 1894

*A meus pais **Simone** e **Valdir**, e à comunidade
remoteira e geomorfóloga*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Inpe pela maravilhosa infraestrutura e corpo docente que me proporcionaram muito aprendizado nos últimos 6 anos.

À CAPES pela concessão de bolsa de doutorado e doutorado sanduíche BEX 0487/15-5, à FAPESP pelo financiamento do projeto 2010/09484-2 e 13/50475-5 e ao Programa de Pós-Graduação de Sensoriamento Remoto (PGSER) que financiou parte de um dos trabalhos de campo via PROEX.

Agradeço, e muito, minha orientadora Dilce Rossetti, pela forma de conduzir a orientação, paciência, apoio, profissionalismo e por ter abraçado a ideia de estudar o rio Branco.

Agradeço aos membros da banca, Professores Edvard Elias de Souza Filho, Evlyn Novo, Francisco Ladeira e Márcio Valeriano, pelas sugestões e correções.

Aos irmãos de orientação ao longo dos meus 6 anos de inpeano: Ericson Hayakawa, Hiran Zani, Clódis Filho, Thiago Bertani, Carlos Leandro Cordeiro, Fabio Alves, Rosana Gandini, Silvia Polizel e Viviana Aguilar. Só gente boa!!!

Ao Prof. André Sawakuchi e às laboratoristas Luciana e Thays pelo suporte nas datações LOE no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescencia do IGc/USP. Vale um "muito obrigado" ao Rogério Marinho (Ciba), Matheus Andrade e o José Carlos Ribeiro (Zé Safadão) pela hospedagem e presepadas nos meses em "Sampa Meeeu".

Ao Prof. Eder Molina do IAG/USP pelo processamento dos dados gravimétricos.

Ao Rogério Galante Negri por me receber no estágio docência na UNESP e sua catequização em utilizar o \LaTeX .

Ao Professor Rolf Aalto da *University of Exeter* por me receber para o período de estágio sanduíche. Embora os resultados obtidos não tenham sido os esperados, a experiência foi válida. Sou muito horando por ter conhecido pessoas maravilhosas no Reino Unido, em especial as pessoas do grupo Capoeira Libertação (James, Dorleta, Joana, Oliver, Marketa, etc) e minha *housemate* Angela Martin. Foram excelentes 6 meses de convivência!

Como tenho apego aos tranqueiras, ao longo do doutorado fiz muitos amigos no

Inpe. Vir muitos nomes em mente já bate um sentimento saudosista, é muita gente. Vai um salve especial à galera do Sub-Inpe (Matheus, William, Vinicius e Denis), ao povo que passou pela República Cabaré da Leila na minha estadia (menino Otávio Montanher, Rei Lino Augusto, Claytinho, Felipe Gordo, Marcelo Celito Curtarelli e os agregados Fabinho C.D.A., Everton *Two and Half Man* e João Bosco *The Father*) e aos tensos veteranos (Gigio, Gabriel da Fran e Raianzinho). Nesse bolo coloco o Eduardo Morais, vulgo Duzera, parceiro de geomorfologia desde Maringá.

À "Irmandade" de Araçatuba, ainda falando do meu apego aos tranqueiras...

A minha família, em nome de Simone Dias Corrêa Cremon e Valdir Cremon, meus pais, pelo amor, alicerce, paciência e incentivo para que eu atingisse meus objetivos.

Por fim, ao Google!

RESUMO

Trabalhos prévios propõem que o rio Branco, localizado no norte da Amazônia, antes de fluir para sul em direção aos rios Negro-Amazonas, tinha drenagem orientada de sudoeste para nordeste em direção ao Mar do Caribe. Entretanto, os dados disponíveis são ainda insuficientes para comprovar essa hipótese. O objetivo deste trabalho foi reconstituir a história geológica e geomorfológica quaternária do rio Branco em um contexto climático e tectônico. Para isso, foi necessário a integração de dados de sensoriamento remoto advindos de imagens óticas, radar de abertura sintética e modelo digital de elevação, além de dados cartográficos e gravimétricos. Esse conjunto de dados permitiu: o mapeamento das formas de relevo; a análise de lineamentos, anomalias e índices morfoestruturais visando caracterização tectônica; a análise morfodinâmica do curso inferior do rio Branco; e a análise sedimentológica e geocronológica dos depósitos fluviais baseada em datações por radiocarbono e luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo. Os resultados revelaram que entre 100 e 250 ka (mil anos), a região estudada foi dominada por sedimentação fluvial compatível com canais meandранtes, registrada pelo embasamento sedimentar da Formação Içá. O preenchimento do vale aluvial do rio Branco é representado por duas unidades aluviais. A primeira fase de aggradação sedimentar ocorreu entre 18,7 ka (idade LOE) e 7.592 - 7.754 anos calibrados AP (antes do presente), e formou a planície aluvial superior. Antes de 5.075 - 4.956 anos calibrados AP, essa unidade passou por incisão, seguida pela aggradação da planície aluvial inferior que possui sedimentação até os dias atuais. A constatação de aggradação aluvial durante o Último Máximo Glacial (UMG) e a não constatação de mudança de carga sedimentar entre o UMG e o Tardiglacial evidenciam a pouca influência climática no desenvolvimento do rio Branco nesse intervalo de tempo. A análise morfoestrutural revelou que o vale aluvial do rio Branco trunca depósitos residuais de um megaleque (i.e., megaleque Caracará). Isto sugere a mega-captura de drenagem do atual rio Branco para a bacia amazônica desde o final do Pleistoceno, processo que levou ao abandono do megaleque. Com base nos lineamentos morfoestruturais, é possível sugerir predomínio de esforços com orientação NW-SE, seguido por esforços N-S. Estruturas com esses direcionamentos controlam a disposição da rede de drenagem tributária atual. Por outro lado, o clima passou a ter influência na dinâmica fluvial do rio Branco somente a partir do Holoceno. A análise morfodinâmica e sedimentológica indica relativa estabilidade atual do rio Branco, com baixa mobilidade lateral de suas margens e ilhas. Estas representam feições residuais da planície aluvial resultantes de processos avulsivos locais desde o Holoceno tardio ou foram formadas pela estabilização de barras fluviais. A abordagem integrada apresentada neste trabalho pode auxiliar na reconstrução da história geológica de muitos outros afluentes da Amazônia, o que pode contribuir para desvendar quando e como a bacia de drenagem amazônica tornou-se estabelecida no espaço e no tempo.

Palavras-chave: Rio Branco. Amazônia setentrional. Quaternário tardio. evolução sedimentar. captura de drenagem.

QUATERNARY EVOLUTION OF BRANCO RIVER - NORTHERN AMAZONIA - BASED ON ORBITAL AND GEOLOGICAL DATA

ABSTRACT

Previous works proposed that before flowing southward into the Negro-Amazon Rivers, the Branco River had a southwest to northeast course into the Caribbean Sea, which is a hypothesis that needs to be further tested. The present work aimed to reconstitute the geological and geomorphological history in the Quaternary the Branco River in a climatic and tectonic context. Based on integration of remote sensing data deriving from optical images, synthetic aperture radar and digital elevation model, added by cartographic and gravity data allowed to perform: the geomorphological mapping; the analysis of lineament, anomalies and indexes morphostructural aiming characterization tectonics; the morphodynamic analysis of the lower reach of the Branco River; and, as geological data, sedimentological and geochronological analysis of fluvial deposits based on radiocarbon dates and optically stimulated luminescence (OSL) in quartz grains. The river valley is incised into fluvial sedimentary units given by Içá Formation displaying ages between 100 and 250 ky (thousand years), which record fluvial sedimentation compatible with meandering channel. The valley fill includes two alluvial plain units. First aggradation phase was between 18.7 ky (OSL age) and 7,592 - 7,754 cal yrs BP (calibrated years before present), and built the upper alluvial plain. Before 5,075 - 4,956 cal yrs BP, this unit has gone through incision, followed by aggradation of the lower alluvial plain which has sedimentation to the current days. The confirmation of alluvial aggradation during the Last Glacial Maximum (LGM) and not observation sedimentary load change between UMG and Tardiglacial show a little climatic influence on the development of the Branco River in this time interval. Morphostructural analysis revealed that the alluvial valley of the Branco River truncates megafan residual deposits (i.e., Caracaraí Megafan). This suggests the mega-capture of the current Branco River drainage to the Amazon basin since the late Pleistocene, a process that led to the abandonment of the megafan. Based on morphostructural lineaments, it is possible to suggest predominance efforts with NW-SE orientation, followed by N-S efforts. Structures with these directions control the arrangement of the current drainage network. On the other hand, the climate began to have influence on the fluvial dynamics of the Branco River only from the Holocene. Morphodynamic and sedimentological analysis indicates relative current stability of the Branco River, with low lateral mobility of its banks and islands. These represent residual features of the floodplain resulting from avulsion process locally since the late Holocene or were formed by bars stabilizations. Integrated approach presented in this work can assist in the reconstruction of the geological history of many other tributaries of the Amazon, which may contribute to unravel when and how the drainage basin of the Amazon became established in space and time.

Keywords: Branco River. northern Amazonia. Late Quaternary. sedimentary evolution. drainage capture.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>	
2.1	Localização da bacia de drenagem do rio Branco no norte do Brasil.	6
2.2	Litologias da bacia de drenagem do rio Branco.	7
2.3	Domínios estruturais da bacia de drenagem do rio Branco.	8
3.1	Representação dos padrões de canais.	10
3.2	Parâmetros utilizados no cálculo do índice de Hack.	14
3.3	Relações entre \ln da declividade e \ln do comprimento do canal.	17
3.4	Resposta da bacia de drenagem ao basculamento tectônico.	18
3.5	Parâmetros utilizados no cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT).	19
4.1	Gráfico das imagens PALSAR/ALOS-1 utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Branco na estação de Caracaraí no ano de 2008.	26
4.2	Relação dos métodos e dados de sensoriamento remoto.	29
4.3	Exemplo de perfil longitudinal com geometria escalonada a cada metro (dado original) e com dados filtrados.	35
5.1	Trecho do baixo rio Branco ilustrando características das unidades geomorfológicas mapeadas.	40
5.2	Mapa geomorfológico da área de estudo no baixo rio Branco.	41
5.3	Arenito ou argilito cimentado e com concreções de ferro.	44
5.4	Afloramentos representativos de associações de fácies na área de estudo.	46
5.5	Perfis litoestratigráficos e cronologia das ilhas aluviais (ver localização do perfil na Figura 5.2).	52
5.6	Perfis litoestratigráficos e cronologia da planície aluvial inferior (a) e superior (b). A legenda é a mesma da Figura 5.5, ver localização do perfil na Figura 5.2.	53
5.7	Perfis litoestratigráficos e cronologia da planície aluvial indiferenciada. A legenda é a mesma da Figura 5.5, ver localização do perfil na Figura 5.2.	54
5.8	Perfis litoestratigráficos e cronologia do embasamento sedimentar (a) e dos depósitos de megaleque (b) (ver localização do perfil na Figura 5.2).	56
5.9	Depósitos residuais de megaleque próximo ao rio Branco.	58
5.10	Anomalias de drenagem nos tributários do baixo curso do rio Branco.	59
5.11	Perfil longitudinal de toda a extensão formada pelos rios Uraricoera-Branco.	60
5.12	Diagrama para o cálculo os parâmetros do índice DS.	61

5.13	Resultados dos índices de gradiente DS e SL aplicado ao perfil longitudinal do rio Branco.	61
5.14	Sub-bacias do baixo rio Branco e diagramas polares e de rosetas com os valores de FSTT.	63
5.15	Anomalia Bouguer para a bacia do rio Branco.	65
5.16	Visualização geral dos lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da rede de drenagem para a região do baixo rio Branco.	66
5.17	Direcionamentos dos lineamentos morfoestruturais derivados da rede de drenagem no baixo rio Branco	67
5.18	Lineamentos morfoestruturais separados por modas dominantes.	68
5.19	Balanço entre erosão e acreção para o baixo rio Branco entre os anos de 1985 e 2014.	70
5.20	Processos de sedimentação identificados por evolução de barras fluviais entre os anos de 1985 e 2014.	71
6.1	Dados cronológicos da área de estudo e sua comparação com dados paleoambientais da Amazônia Setentrional desde o episódio do 70 ka atrás).	80
6.2	Resultados dos índices de gradiente DS e SL aplicado ao perfil longitudinal do rio Branco com as respectivas anomalias morfoestruturais.	84
6.3	Modelo esquemático que representa a evolução da paisagem do rio Branco, com deposição sedimentar	85
A.1	Gráficos de dispersão dos valores de doses equivalentes obtidos por LOE em função dos erros estatísticos de cada amostra.	112

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Chave de interpretação desenvolvida para elaboração do mapa geomorfológico.	30
4.2 Protocolo LOE-SAR utilizado nas medidas de dose equivalente de grãos de quartzo para o baixo rio Branco.	33
4.3 Cenas utilizadas para a análise morfodinâmica, com indicação do nível hidrométrico e da porcentagem de cobertura de nuvens.	37
5.1 Características das fácies sedimentares na área de estudo, com interpretação dos processos sedimentares correspondentes.	43
5.2 Idades ^{14}C e idades calibradas (2σ) (em anos AP) para depósitos do trecho inferior do rio Branco.	49
5.3 Idades LOE dos depósitos do trecho inferior do rio Branco, incluindo informações da localização geográfica, profundidade, bem como os valores dos parâmetros mensurados para o cálculo das idades. Também é indicado a os valores de umidade (umid.) e dispersão global (σ_{od}) das doses adquiridas.	50
5.4 Parâmetros do Fator de Simetria Topográfica Transversal para as sub-bacias do baixo rio Branco.	62
5.5 Parâmetros do direcionamento de decaimento gravimétrico de acordo com diferença de anomalia Bouguer média para cada lado das sub-bacias do baixo rio Branco.	64
5.6 Relação entre erosão e acreção entre os anos de 1985 e 2014 para as ilhas e margens do curso inferior do rio Branco. Os números 1, 2, 3 e 4 correspondem aos trechos definidos do baixo rio Branco (ver figura 5.13), (i) e (m) correspondem a ilha e margem, respectivamente.	71
A.1 Resultados do teste de recuperação de dose.	113

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Hipótese	2
1.2 Objetivos	3
2 FISIOGRAFIA E CONTEXTO GEOLÓGICO	5
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
3.1 Morfologia de vales aluviais	9
3.2 Análise morfotectônica em sistemas fluviais	12
3.2.1 Índices de ruptura de equilíbrio de perfil longitudinal	13
3.2.1.1 Índice de Hack	13
3.2.1.2 Índice DS	15
3.2.2 Índices indicativos de basculamento	17
3.2.2.1 Fator de assimetria da bacia de drenagem	17
3.2.2.2 Fator de simetria topográfica transversal (FSTT)	18
3.3 Sensoriamento remoto orbital aplicado à geomorfologia fluvial de grandes rios	20
4 MATERIAIS E MÉTODOS	25
4.1 Materiais	25
4.1.1 Dados SRTM	25
4.1.2 Imagens SAR	25
4.1.3 Imagens Ópticas	26
4.1.4 Dados gravimétricos	27
4.1.5 Dados cartográficos	28
4.1.6 Dados hidrológicos	28
4.2 Métodos	28
4.2.1 Mapeamento geomorfológico	28
4.2.2 Análises sedimentológicas e estratigráficas	30
4.2.3 Análises geocronológicas	31
4.2.4 Análise morfotectônica	33
4.2.4.1 Lineamentos e anomalias morfoestruturais	33
4.2.4.2 Índices de gradiente	34

4.2.4.3	Assimetria de drenagem e anomalia gravimétrica	35
4.2.5	Análise morfodinâmica	36
5	RESULTADOS	39
5.1	Caracterização geomorfológica	39
5.2	Descrição faciológica e ambiente deposicional	42
5.3	Depósitos sedimentares e cronologia das unidades geomorfológicas	48
5.3.1	Ilhas aluviais	51
5.3.2	Planície aluvial	51
5.3.3	Embasamento sedimentar e megaleques	54
5.4	Anomalia de rede drenagem	57
5.5	Índices de gradiente em perfil longitudinal	60
5.6	FSTT	62
5.7	Anomalia Bouguer	63
5.8	Lineamentos morfoestruturais	65
5.9	Análise histórica da morfodinâmica fluvial	69
6	DISCUSSÃO	73
6.1	Eficiência dos produtos orbitais	73
6.2	Evolução deposicional	74
6.3	Evolução histórica	78
6.4	Influência climática	79
6.5	A influência tectônica	82
7	CONCLUSÕES	89
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91
	APÊNDICE A - MATERIAL SUPLEMENTAR	111

1 INTRODUÇÃO

O estudo de grandes rios desempenham um papel importante na compreensão da dinâmica da Terra ao longo da história geológica e geomorfológica recente. Com base na análise morfológica e de depósitos sedimentares é possível reconstituir mudanças da dinâmica fluvial, bem como de padrões de drenagem e tipologia de canal, ao longo do tempo geológico, além de inferir sobre suas causas (p.e., clima, tectônica, variações do nível do mar).

A maioria dos grandes sistemas fluviais existentes no globo está localizada na América do Sul, em particular na bacia do rio Amazonas (LATRUBESSE et al., 2005). Com um comprimento de 6.992 km (INPE, 2008) e uma descarga de $175.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (WOHL, 2008), o rio Amazonas é uma drenagem transcontinental que mantém o ecossistema com um dos mais altos níveis de biodiversidade da Terra. Apesar desta importância, estudos com enfoque geológico e geomorfológico deste sistema fluvial são ainda escassos. Por exemplo, a história geológica do rio Amazonas e seus afluentes é um assunto aberto a debates. Publicações anteriores sobre este tema tiveram o objetivo de discutir hipóteses sobre quando o rio Amazonas teria mudado sua direção de fluxo de oeste, em direção ao Pacífico, para leste, em direção ao Oceano Atlântico (POTTER, 1978; FIGUEIREDO et al., 2009; SHEPHARD et al., 2010; SACEK, 2014). Por outro lado, discussões sobre a evolução dos principais afluentes amazônicos estão concentradas às bacias dos rios Madeira e Negro (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 1998; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE, 2003; RIGSBY et al., 2009; PLOTZKI et al., 2013; PLOTZKI et al., 2015; ROSSETTI et al., 2014).

O rio Branco é o principal afluente da bacia do rio Negro. Existe a hipótese de que antes de fluir de norte para sul, o rio Branco fazia parte de uma bacia de drenagem denominada Proto-Berbice (GUERRA, 1956; BERRANGÉ, 1975; CRAWFORD et al., 1985; GIBBS; BARRON, 1993; SCHAEFER; DALRYMPLE, 1996). Segundo esses autores, a bacia do rio Branco teria cursos com fluxo preferencial de sudoeste para nordeste em direção ao Mar do Caribe durante o Neógeno tardio ou Quaternário inicial. A erosão do embasamento rochoso do Escudo das Guianas teria permitido a ligação entre as bacias do Tacutu a norte e Solimões a sul (Figura 2.1). Esse processo teria promovido reorganização da rede de drenagem da bacia do Proto-Berbice e a reversão de seu fluxo principal para sul, tornando o rio Branco um afluente do rio Negro (SCHAEFER; DALRYMPLE, 1996). Tal reconstrução paleogeográfica tem sido utilizada para explicar a presença de espécies de peixe comuns entre as bacias dos rios Essequibo (que atualmente desagua no Caribe) e Branco (LUJAN, 2008;

LUJAN; ARMBRUSTER, 2011). No entanto, dados geológicos e geomorfológicos que possibilitem testar esta hipótese permanecem por ser apresentados.

Um tema importante que pode contribuir na reconstituição da evolução geológica do rio Branco é a determinação da relação temporal entre este rio e depósitos sedimentares de megaleques que ocorrem em seu entorno (ROSSETTI *et al.*, 2012; ROSSETTI *et al.*, 2014). Esses depósitos, que se estendem até as proximidades do rio Negro, formam as maiores áreas úmidas da Amazônia. Eles são testemunhos de paleodrenagens distributárias que diferem significativamente dos sistemas tributários modernos da bacia amazônica. Sendo assim, a reconstituição da paisagem do rio Branco no período Quaternário pode trazer novos elementos sobre a história evolutiva do norte da Amazônia.

Boa parte do rio Branco e seus tributários ocorrem sobre terrenos com depósitos sedimentares quaternários. Apesar da ampla distribuição geográfica, são poucos os afloramentos que permitem analisar esses estratos sedimentares, sendo as observações geralmente restritas a exposições ao longo das margens de rios. Publicações prévias abordando sistemas fluviais amazônicos com base em dados de sensoriamento remoto (LATRUBESSE; KALICKI, 2002; ROSSETTI; VALERIANO, 2007; MANTELLI *et al.*, 2009; HAYAKAWA *et al.*, 2010; ROSSETTI, 2010; ZANI; ROSSETTI, 2012) motivam explorar mais essa ferramenta no reconhecimento de feições morfológicas pretéritas e atuais que possam ter relevância à reconstituição geomorfológica quaternária da Amazônia. Esse tipo de informação tem o potencial de contribuir para: i. a elaboração de modelos de evolução de paleoambientes quaternários; ii. comparações entre a hidrodinâmica atual e pretérita de sistemas fluviais; iii. o estabelecimento de estratégias de investigação direta em campo de forma a permitir a identificação de alvos de interesse para priorização de coleta de informações paleoambientais, otimizando recursos financeiros e tempo de permanência em campo; e iv. a melhor compreensão de fatores que controlaram ou influenciaram a evolução do ambiente físico, como por exemplo clima e tectônica.

1.1 Hipótese

A hipótese testada neste trabalho é se, no passado geológico, o rio Branco fazia parte de uma bacia que fluía em direção ao mar do Caribe, a qual foi desviada para sul para compor a bacia amazônica durante o Quaternário.

1.2 Objetivos

Esta tese tem como objetivo reconstituir a história geológica e geomorfológica quaternária do rio Branco à jusante das rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas no norte da Amazônia, analisando sua evolução sob contexto climático e tectônico.

Os objetivos específicos são:

- Propor metodologia para a análise morfológica e morfotectônica da calha do rio Branco e sua adjacência com base em dados multissensores orbitais;
- Reconstituir paleoambientes de deposição desenvolvidos ao longo do vale do rio Branco por meio da análise sedimentológica e verificar sua relação com clima e tectônica;
- Estabelecer a geocronologia dos eventos fluviais que ocorreram no passado por meio de datação do registro sedimentar;
- Determinar a relação temporal entre o rio Branco e os depósitos de megaleque de sua adjacência;
- Analisar a influência de reativações tectônicas no estabelecimento e evolução da bacia do rio Branco pela integração de dados morfoestruturais e gravimétricos.

2 FISIOGRAFIA E CONTEXTO GEOLÓGICO

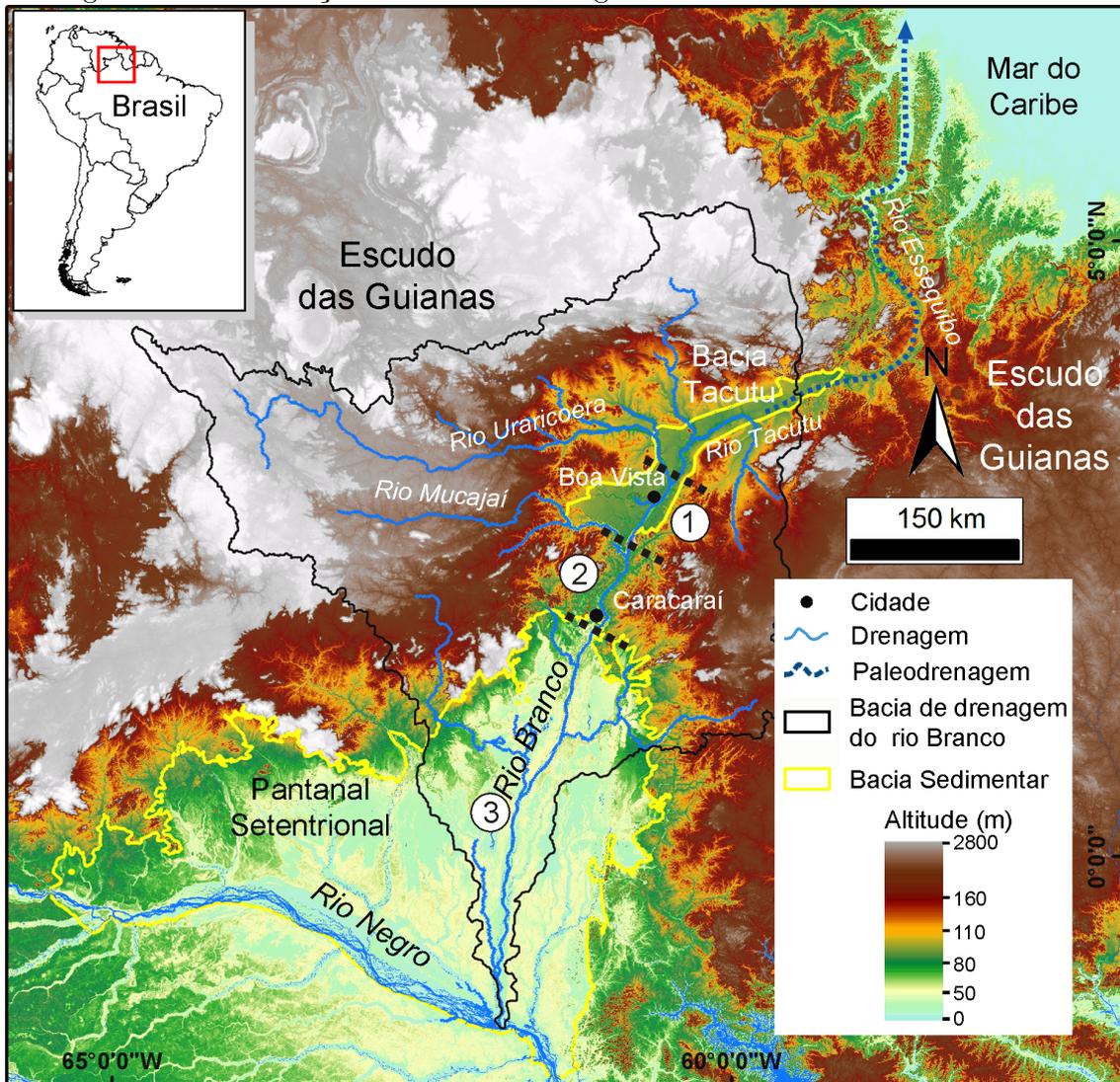
O rio Branco, que corre predominantemente no Estado de Roraima, norte do Brasil, responde por cerca de um terço da bacia de drenagem do rio Negro, drenando uma área de aproximadamente 193.700 km², com descarga média anual de 2.875 m³s⁻¹ em seu médio trecho (conforme dados da estação de Caracaráí, estão com maior área de contribuição da bacia de drenagem, Figura 2.1). Essa região é dominada por clima tropical do tipo Aw (conforme classificação de Köppen), com temperatura média anual de 24°C e precipitação média acumulada de 1500 mm/ano. A estação seca é bem definida e concentrada entre os meses de outubro e março, com máximas entre dezembro e maio. A estação chuvosa é entre maio e julho, quando ocorre 55 a 66% da precipitação anual (RADAMBRASIL, 1975). O clima da região é modulado pelo deslocamento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e fortemente afetado pelos fenômenos *El Niño* e *La Niña* (LATRUBESSE; RAMONELL, 1994). O tipo de vegetação predominante em áreas não inundadas consiste em floresta ombrófila típica, enquanto que áreas sazonalmente inundadas exibem vegetação aberta localmente conhecida como campinarana (RADAMBRASIL, 1975).

O rio Branco é formado pela confluência dos rios Uraricoera e Tacutu, ambos localizados ao norte da cidade de Boa Vista (Figura 2.1), e se estende para o sul até desaguar no rio Negro. Ao longo de seu curso, o rio Branco pode ser subdividido em três segmentos (Figura 2.1): o alto rio Branco, a partir da confluência dos rios Uraricoera e Tacutu até o rio Mucajaí; o médio rio Branco, que ocorre sobre rochas pré-cambrianas do Escudo da Guiana entre a confluência do rio Mucajaí até a cidade de Caracaráí; e o baixo rio Branco, que flui sobre rochas sedimentares da Bacia do Solimões a partir dessa cidade até a confluência com o rio Negro. O rio Branco é predominantemente retilíneo à montante, mas se torna levemente sinuoso em seu baixo curso. Seu canal principal geralmente se ramifica localmente formando ilhas, o que lhe confere morfologia do tipo multicanal com leito arenoso, assim como exemplificado por Nicholas (2013) em rios com características semelhantes. O regime hidrológico do rio Branco é anualmente bimodal, i.e., com mudança de água clara com predominância de sedimentos de fundo em estações secas, para água branca com alta carga de sedimentos suspensos em estações úmidas.

Grande parte do vale do rio Branco se posiciona na margem leste do Pantanal Setentrional (SANTOS et al., 1993), que corresponde a uma ampla área (i.e., cerca de 100.000 km²) úmida topograficamente baixa. Postula-se que esta área representa uma bacia sedimentar continental separada da Bacia do Solimões (SANTOS et al.,

1993; ROSSETTI et al., 2014).

Figura 2.1 - Localização da bacia de drenagem do rio Branco no norte do Brasil.



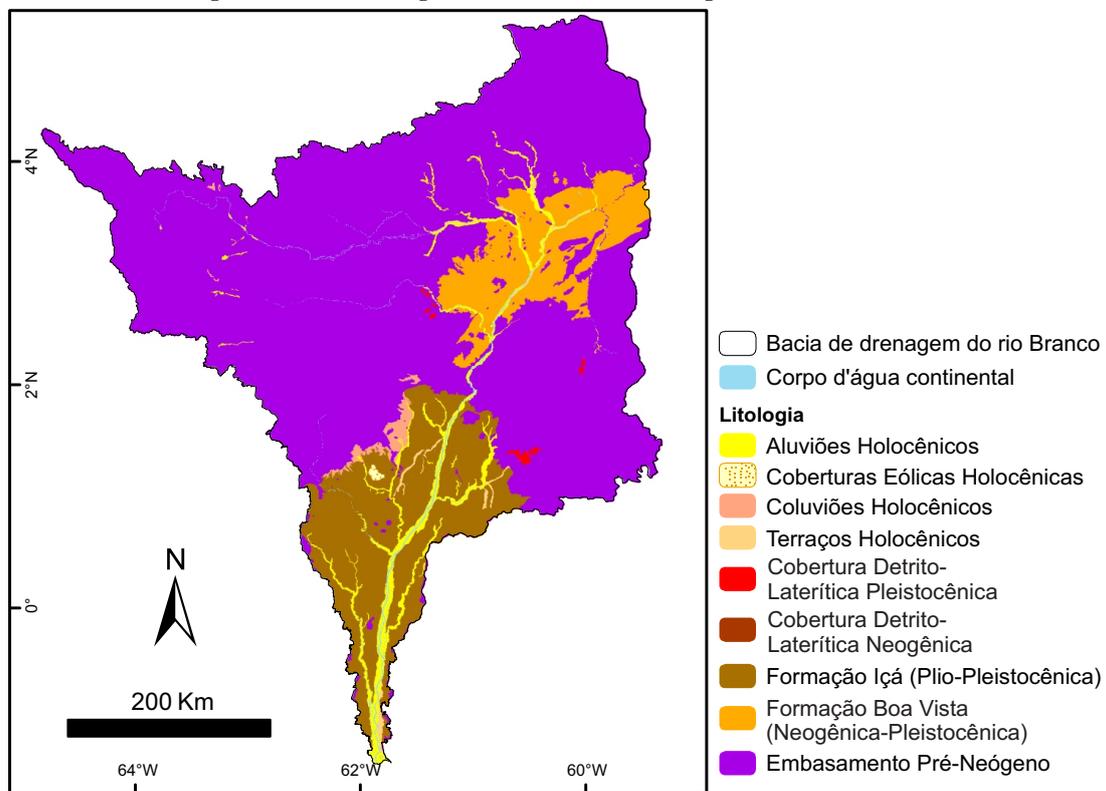
Números 1 a 3 correspondem respectivamente aos segmentos Alto, Médio e Baixo rio Branco, tal como discutido no texto. Note-se que o segmento 1 está localizado na Bacia do Tacutu, ao norte, segmento 2 intercepta rochas pré-cambrianas do Escudo da Guiana e o segmento 3 estende-se através de uma longa região do Pantanal Setentrional antes da confluência com o rio Negro.

Fonte: Produção do autor.

Especificamente no baixo rio Branco e sua adjacência, foco deste trabalho, essa depressão é constituída, em grande parte por arenitos fluviais e pelitos de idade

estimada plio-pleistocênica da Formação Içá definida por Maia et al. (1977); segundo mapas geológicos (Figura 2.2), essa unidade cobre grande parte da região. Secundariamente ocorrem areias eólicas formadas no Pleistoceno Tardio-Holoceno (CARNEIRO-FILHO et al., 2002) e depósitos predominantemente arenosos de geometria triangular relacionados a sistemas deposicionais de megaleques residuais (ZANI; ROSSETTI, 2012; ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI et al., 2014), que exercem forte controle na distribuição da vegetação atual no norte da Amazônia (ROSSETTI et al., 2012; ZANI et al., 2012; CREMON et al., 2014; CORDEIRO; ROSSETTI, 2015). Por fim, a área de estudo contém, ainda, sedimentos aluviais depositados ao longo dos vales atuais.

Figura 2.2 - Litologias da bacia de drenagem do rio Branco.

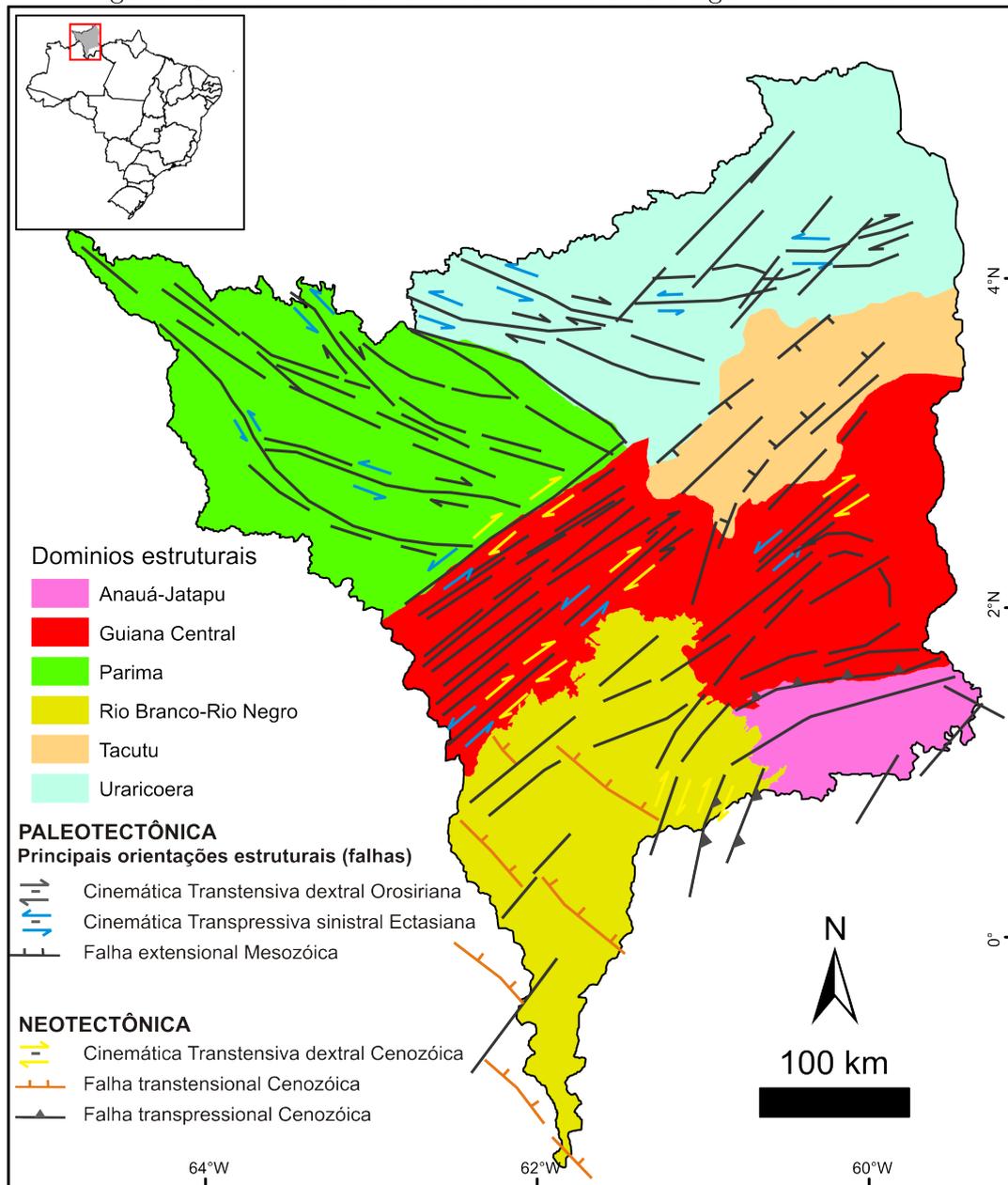


Fonte: Adaptado de IBGE (2005) e Bizzi et al. (2003).

Estruturalmente, a bacia de drenagem do rio Branco assenta-se sobre quatro grandes domínios estruturais: Uraricoera, a norte, Parima, a oeste, Guiana Central, na parte central, e Anauá-Jatapu, a sudeste (Figura 2.3). Estes domínios mostram as seguintes orientações (REIS et al., 2003; IBGE, 2005): NE-SW no domínio Guiana

Central, que se estende até a bacia cenozoica do Tacutu; NW-SE no domínio Parima; WNW-ESSE a E-W e NE-SW no domínio Uraricoera; e NW-SE, N-S, E-W e NE-SW no domínio Anauá-Jatapu

Figura 2.3 - Domínios estruturais da bacia de drenagem do rio Branco.



Fonte: Adaptado de IBGE (2005).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Morfologia de vales aluviais

Canais aluviais apresentam diferentes morfologias, as quais são produto de interações entre vazão, material transportado, clima e tectônica. Como resultado do balanço entre essas variáveis, os rios apresentam padrões morfológicos e conseqüentemente tipos de canais distintos ao longo do seu curso. A classificação de canais por tipologias serviu para agrupar rios com características semelhantes e tem norteado estudos de geomorfologia fluvial. Os canais fluviais têm sido classificados tipologicamente em retilíneos, meandrantés e entrelaçados (LEOPOLD; WOLMAN, 1957).

Canais retilíneos não apresentam necessariamente linha de talvegue retilínea. Eles podem apresentar barras alternadas nas laterais, com a linha do talvegue ligeiramente sinuosa, mas com o canal como um todo retilíneo, conforme Figura 3.1. Esse tipo de padrão geralmente tem controle estrutural.

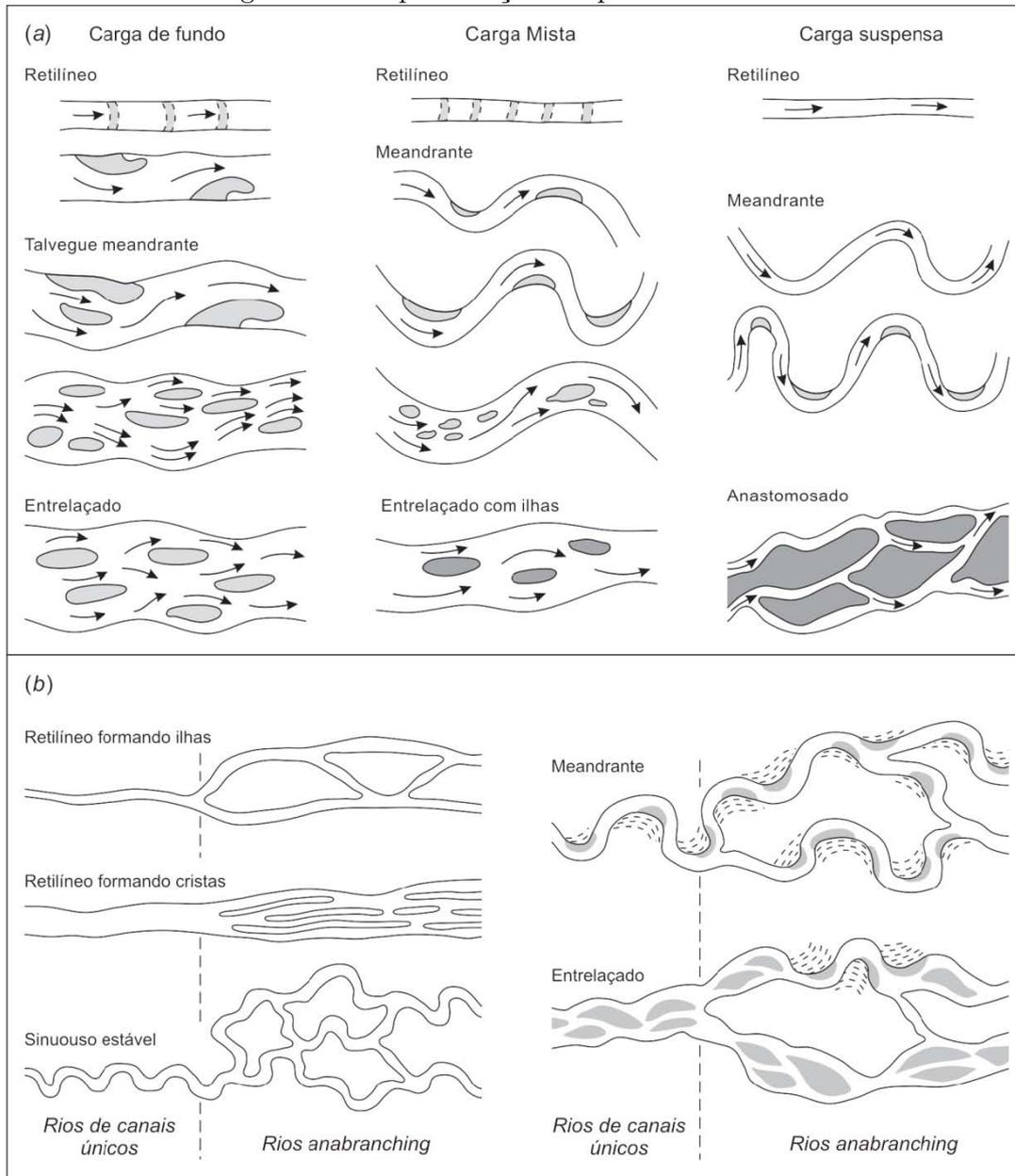
Rios meandrantés são os mais comuns e também os mais bem estudados. Sua principal característica é a morfologia sinuosa do canal. Esses rios possuem sinuosidade acima de 1,3, declividade baixa e razão largura/profundidade moderada. Erosão e mobilidade lateral consistem nos principais processos de rios meandrantés.

Rios entrelaçados são caracterizados por canais múltiplos e instáveis, com barras fluviais efêmeras formadas por intenso transporte de carga de fundo (ASHMORE, 2013). Possuem margens erodíveis, alta potência de canal (*stream power*) e vazão altamente variável (HUGGETT, 2007; CHARLTON, 2007). Erosão e mobilidade lateral são os principais processos que levam à construção desse tipo de padrão de canal em planícies de inundação.

A classificação tripartida para a tipologia de canais fluviais baseia-se em variáveis morfométricas e de geometria hidráulica para explicar possíveis diferenças e limites de mudança de padrões fluviais. A comparação entre diferentes tipos de canais utilizando relações entre variáveis como declividade e vazão tem sido comum. Para uma mesma vazão, rios entrelaçados apresentam maior declividade em relação a rios meandrantés (GOUDIE, 2004).

Na tentativa de abranger a diversidade de estilos fluviais, foi criada a categoria de rios anastomosados (SCHUMM, 1968; RUST, 1978) que se referem a rios cujo fluxo é dividido em multicanais (braços) por ilhas relativamente estáveis e vegetadas.

Figura 3.1 - Representação dos padrões de canais.



Fonte: Huggett (2007).

Muitos geomorfólogos têm reconhecido que a classificação de tipologias de rios em retilíneos, meandantes, entrelaçados e anastomosados é, ainda, ineficiente para abranger a diversidade de morfologias fluviais (RITTER et al., 2011). Por exemplo, ao se analisar rios multicanaís, há casos que não se encaixam na categoria nem de rios anastomosados, nem na de entrelaçados. Para esses rios criou-se o termo genérico de canais multicanaís (*anabranching*) (NANSON; KNIGHTON, 1996). Esses autores

propuseram esse termo para descrever qualquer canal interconectado, separado por ilhas relativamente estáveis, onde o fluxo pode ser dividido e combinado em vazões de margens plenas (*bankfull*).

A maioria dos estudos que envolvem análise morfológica de canais aluviais e reconhecimento de suas tipologias vem sendo desenvolvida em rios de pequeno porte. Pouco se conhece sobre os grandes sistemas fluviais, principalmente aqueles localizados em regiões tropicais, sobretudo na América do Sul (LATRUBESSE et al., 2005). Muitos desses grandes rios podem ser categorizados como multicanal (LATRUBESSE, 2008). Entretanto Ashworth e Lewin (2012) alegaram que, dada a variedade de tipos, e conseqüentemente processos sedimentares, que sistemas fluviais multicanais podem abranger (NANSON; KNIGHTON, 1996), o uso desse termo é complexo. Esses autores consideram que, diferentemente de rios de pequena escala, grandes rios possuem tipologias de canais que não apresentam variáveis de controle simples (e.g. vazão, declividade, granulometria) e não há progressão geográfica das zonas de produção, transferência e deposição (SCHUMM, 1977). Com base nisso, Lewin e Ashworth (2014) recomendam o uso do termo "sistema plural" para grandes rios com diversidade de padrões.

Além da identificação de tipologias, a análise morfológica de sistemas fluviais tem consistido na identificação das principais unidades de relevo associadas aos vales aluviais, bem como nas modificações que essas morfologias podem ter ao longo do tempo. Wheaton et al. (2015) propuseram um sistema taxonômico para o mapeamento de formas de relevo em vales aluviais. Tal abordagem consiste em um sistema hierárquico de mapeamento com a definição e identificação de unidades geomórficas aluviais. Neste sistema, a relação geomórfica de altura entre as formas de relevo é estabelecida em um primeiro nível hierárquico. Isto serve para definir unidades geomórficas, como vertentes (*hillslope*) e vale aluvial. Este último é subdividido em unidades como terraço aluvial, leque aluvial, planície ativa e canal. Em um segundo nível hierárquico são definidas as formas de curvatura vertical (côncava, planar e convexa) das unidades da primeira hierarquia. Em uma terceira hierarquia são definidos os atributos chaves para a determinação das relações de morfologia, tais como posição (proximal, intermediária, distal), morfologia em planta (p.e. alongada, curvada, etc), orientação, continuidade, etc. Por fim, ainda é possível estabelecer um quarto nível hierárquico baseado no uso de atributos específicos de acordo com a área de análise, como rugosidade, granulometria e associação com vegetação.

A elaboração de sistemas taxonômicos para classificação e padronização de mape-

amento das formas de relevo é bem vinda dentro da geomorfologia. Entretanto, a aplicação de determinadas diretrizes nem sempre é de fácil execução, principalmente quando se usa um sistema concebido originalmente para regiões não-tropicais. Ao se deparar com sistemas complexos, como encontrado nos vales aluviais de grandes rios, que geralmente estão na zona tropical, muito do que foi idealizado não se aplica, sendo necessárias adaptações ou mesmo classificações específicas para cada área

3.2 Análise morfotectônica em sistemas fluviais

A análise morfotectônica consiste na inferência de atividade tectônica a partir de feições do relevo e da morfologia da paisagem, especialmente em áreas relativamente estáveis do ponto de vista tectônico, onde a sismicidade e as taxas de subsidência e soerguimento são negligenciadas (GOUDIE, 2004).

Pela abordagem qualitativa, a análise das formas de relevo tem se baseado na interpretação de feições cuja morfologia pode ser associada a processos tectônicos. Para isso, geralmente tem-se utilizado elementos morfológicos do sistema fluvial, tais como, lineamentos morfoestruturais, mudanças abruptas de tipologia de canal, padrão de drenagem, além da assimetria do vale aluvial e da bacia de drenagem¹.

Lineamentos morfoestruturais consistem em segmentos retilíneos mapeados a partir da rede drenagem e do relevo (KELLER; PINTER, 2002). Tais feições podem ter relação com estruturas geológicas (SOARES; FIORI, 1976). Os lineamentos, além de serem expressos em mapas, podem ter suas orientações representadas em diagramas de roseta, que permitem identificar as principais modas direcionais com maior facilidade.

A análise qualitativa também tem se pautado na interpretação da organização e variação de padrões de drenagem, bem como na identificação de suas anomalias. Esses elementos, que podem ter controles litológicos ou tectônicos, são identificados por retilinearidade de segmentos de canal, meandramento local, meandro comprimido, entrelaçamento local, estreitamento ou alargamento abrupto de vales aluviais, inflexões ortogonais de canal (cotovelos), assimetria entre os depósitos sedimentares da planície de inundação, variação na largura e fragmentação de diques marginais, e curvas ou desvios anômalos (HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976).

A análise morfotectônica quantitativa explora índices e variáveis morfométricas, em

¹Outros trabalhos abordam uma revisão mais detalhada sobre essa temática tais como: Ibanez (2007), Andrades-Filho (2010), Hayakawa (2011), Alves (2015), Bertani (2015).

geral a partir de medidas de redes e bacias de drenagem, como ferramenta na identificação de controles litológicos e tectônicos (HARTWIG; RICCOMINI, 2010). Vários índices têm sido utilizados neste tipo de abordagem, os quais tem sido úteis para identificar rupturas de equilíbrio de perfil longitudinal de rios, basculamento, soerguimento, diferença de substrato e indicativo de falhas.

Como boa parte da bacia amazônica é dominada por terras baixas (altitudes <150 m), de relevo relativamente plano desenvolvido sobre depósitos sedimentares, elementos do sistema fluvial (drenagem e bacia) são importantes na análise morfotectônica. Dada essas características, índices indicativos de basculamento e de rupturas de equilíbrio do perfil longitudinal possuem maior potencial e efetividade de aplicação na Amazônia, sendo melhor detalhados nos itens 3.2.1 e 3.2.2.

3.2.1 Índices de ruptura de equilíbrio de perfil longitudinal

Conforme teorias clássicas de evolução de relevo espera-se que relevos evoluídos tenham rios com perfis longitudinais em equilíbrio, com forma geométrica que decresce logaritmicamente, e com valores de declividades maiores em direção à nascente e menores à jusante (CHRISTOFOLETTI, 1981). Variações abruptas que fogem desse perfil de equilíbrio podem resultar de diferenças litológicas dadas por erosão diferencial do substrato e/ou estruturas tectônicas recentes. Baseando-se nessa premissa, alguns autores têm proposto índices que identificam quebras de ruptura de perfil de equilíbrio (*knickpoints*) para a análise morfotectônica. Dentre estes, o índice SL (índice de Hack) e o índice DS (distância e declividade) têm sido os mais utilizados (HACK, 1973; GOLDRICK; BISHOP, 2007).

3.2.1.1 Índice de Hack

O índice morfométrico de análise de perfis longitudinais de sistemas fluviais mais usado é o que relaciona declividade (*slope*) com comprimento (*length*) do canal, designado de SL. Este índice, elaborado por Hack (1973), tem sido referenciado com índice RDE no Brasil (ETCHEBEHERE et al., 2004) ou simplesmente como índice de Hack. É um parâmetro quantitativamente significativo, pois está relacionado à potência do canal (*stream power*) para transportar material de dada granulometria e às características do canal com a resistência de fluxos. Baseado na geometria semi-logarítmica formada pelos perfis longitudinais, Hack (1973) estabeleceu a seguinte relação:

$$H = k \ln L + c \quad (3.1)$$

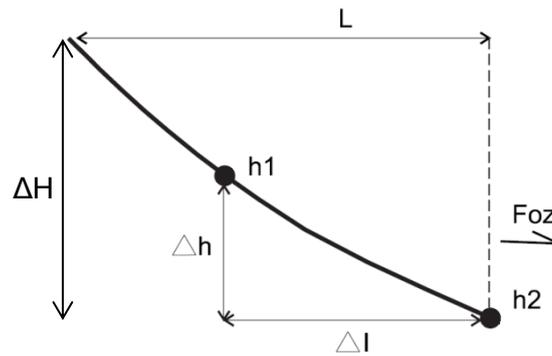
Onde, H é a elevação do leito do canal, L a distância da nascente do canal, k e c constantes, sendo k a inclinação da reta e c o intercepto (Figura 3.2). O índice pode ser calculado para todo o canal (k ou RDE_{total}):

$$k = RDE_{total} = \frac{\Delta H}{\ln L} \quad (3.2)$$

Uma aproximação de k pode ser dada por SL (ou RDE_{trecho}), que serve para comparações de trechos de diferentes cursos fluviais, sendo mais voltado para a análise detalhada das variações dos índices, conforme Eq. 3.3:

$$SL = RDE_{trecho} = \frac{\Delta h}{\Delta l} L \quad (3.3)$$

Figura 3.2 - Parâmetros utilizados no cálculo do índice de Hack.



L = comprimento da drenagem entre a cabeceira e o ponto final da drenagem, a foz no caso de k ; ΔH = altura da drenagem; Δh = diferença altimétrica entre o segmento analisado; Δl = comprimento do segmento de drenagem.

Fonte: Modificado de [Etchebehere et al. \(2004\)](#).

Variações abruptas nos valores do índice de Hack (SL) têm sido interpretadas como condições de desequilíbrio do perfil longitudinal, sugerindo assim, a existência de falhas tectônicas no leito do canal ([PANEK, 2004](#)) considerando um contexto geoló-

gico homogêneo, onde não há variação expressiva de litologia. Uma alternativa na verificação das variações (anomalias) desse índice foi proposta por Seeber e Gornitz (1983). Estes autores estabeleceram uma formulação em que o valor do índice por trecho (SL) é dividido pelo índice total (k). A verificação de anomalias pode ser relacionada a diferenças litológicas e estruturas neotectônicas.

$$Anomalia = \frac{SL}{k} = \frac{RDE_{trecho}}{RDE_{total}} \quad (3.4)$$

Além das características destacadas anteriormente, Seeber e Gornitz (1983) definem duas categorias de anomalias: uma acentuada, quando os índices obtidos estiverem entre os limites de 2 a 10; e outra muito acentuada, quando os valores são iguais ou maiores que 10. Valores abaixo de 2 não são considerados anômalos.

3.2.1.2 Índice DS

Goldrick e Bishop (2007), avaliando a aplicabilidade do índice de Hack (SL) em rios de leitos rochosos na identificação de rupturas de equilíbrio do perfil longitudinal, constataram que o mesmo pode ser inapropriado para esse tipo de análise por realçar áreas nem sempre associadas à essas feições geomórficas. Por isto, eles propuseram um novo índice, o DS. Este índice foi elaborado com base na simples relação entre vazão (Q) e o comprimento do canal de montante para jusante (L):

$$Q = lL^\lambda \quad (3.5)$$

Onde l e lambda são constantes. Para drenagens graduais (fluxo aumenta de montante para jusante), a taxa de incisão (em rios de leito rochoso) ao longo de qualquer trecho pode ser dada como função da potência do canal, que é proporcional à vazão (Q) e à declividade (S). Sendo assim, a taxa de incisão em drenagens graduais pode ser dada por:

$$I_{grade} = iSQ \quad (3.6)$$

Onde I_{grade} é a taxa de incisão em equilíbrio e i descreve a proporção da potência do canal erodido na incisão, sendo função da geometria hidráulica. Caso o fluxo do canal atravessasse litologias de diferentes resistências à incisão, a energia dispensada para a manutenção de um perfil de equilíbrio pode aumentar ou diminuir. Isso pode

ser colocado matematicamente por um fator de resistência litológica à erosão (R), expresso em:

$$I_{grade} = \frac{iSQ}{R} \quad (3.7)$$

Para dar a forma de equilíbrio do perfil do índice DS (independente do tempo e estado estacionário) tem-se:

$$\ln S = \gamma - \lambda \ln L \quad \text{ou} \quad S = kL^{-\lambda} \quad (3.8)$$

Sendo que L é o comprimento do canal de montante para jusante, γ e λ são constantes. k é igual a RI_{grade}/il e γ igual a $\ln(k)$.

Pela formulação acima, tem-se uma relação logarítmica da declividade pelo log do comprimento do canal, ao contrário da formulação de Hack (1973) que estabelece a altura do canal pelo log do comprimento do canal. Com essa nova relação entre variáveis é mais fácil observar áreas em equilíbrio, níveis de base local e áreas do canal em desequilíbrio, conforme ilustra a Figura 3.3.

Na relação DS, um perfil em estado estacionário (equilíbrio) tende a ser representado por uma linha reta. Outra contribuição importante do índice DS é a sua capacidade de distinguir declividades transitórias do canal em resposta à queda de nível de base, tendo em vista que este é persistente independentemente do tempo e da resposta do estado estacionário (equilíbrio) ao substrato do canal ou às condições de vazão (BISHOP et al., 2005).

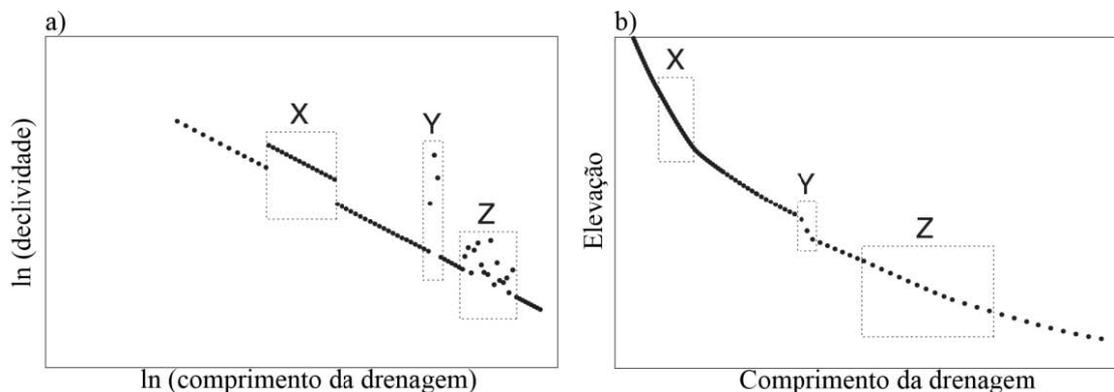
Sendo assim, a formulação do índice DS, incorporando os preceitos de Hack (1973), é descrita como:

$$DS = \frac{(H_{n-1} - H_n)(1 - \lambda)}{L_n^{1-\lambda} - L_{n-1}^{1-\lambda}} \quad (3.9)$$

Ao contrário do índice de Hack, que possui variáveis conhecidas (L e H), o índice DS necessita, além dessas variáveis, de um valor desconhecido de λ , que pode ser obtido por meio da análise de regressão da Figura 3.3-a, conforme Eq. 3.8. Em caso de estudos regionais, um valor generalizado de λ pode ser obtido agregando vários segmentos de drenagens na regressão linear. Caso a relação gráfica DS apresente

pontos extremos, estes devem ser desconsiderados na análise de regressão.

Figura 3.3 - Relações entre ln da declividade e ln do comprimento do canal.



(a) utilizada na identificação de áreas em equilíbrio (X), ruptura de equilíbrio do perfil longitudinal (Y) e zonas em desequilíbrio, possivelmente por sequência de quedas d'água (Z), melhor identificadas se comparadas com a relação entre altura e comprimento do canal (b).

Fonte: Goldrick e Bishop (2007).

Segundo Goldrick e Bishop (2007), as variações bruscas do índice DS são melhor relacionadas às áreas em desequilíbrio do perfil longitudinal (seja por resistência diferenciada da litologia ou movimentos tectônicos) ao invés do índice de Hack (SL). Além disso, são mais apropriadas para rios de maior extensão.

3.2.2 Índices indicativos de basculamento

Existem dois índices que vem sendo utilizados para evidenciar basculamento tectônico: o fator de assimetria da bacia de drenagem e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT). Ambos são aplicados em escala de bacia hidrográfica e sugerem a possível direção de basculamento da bacia de drenagem.

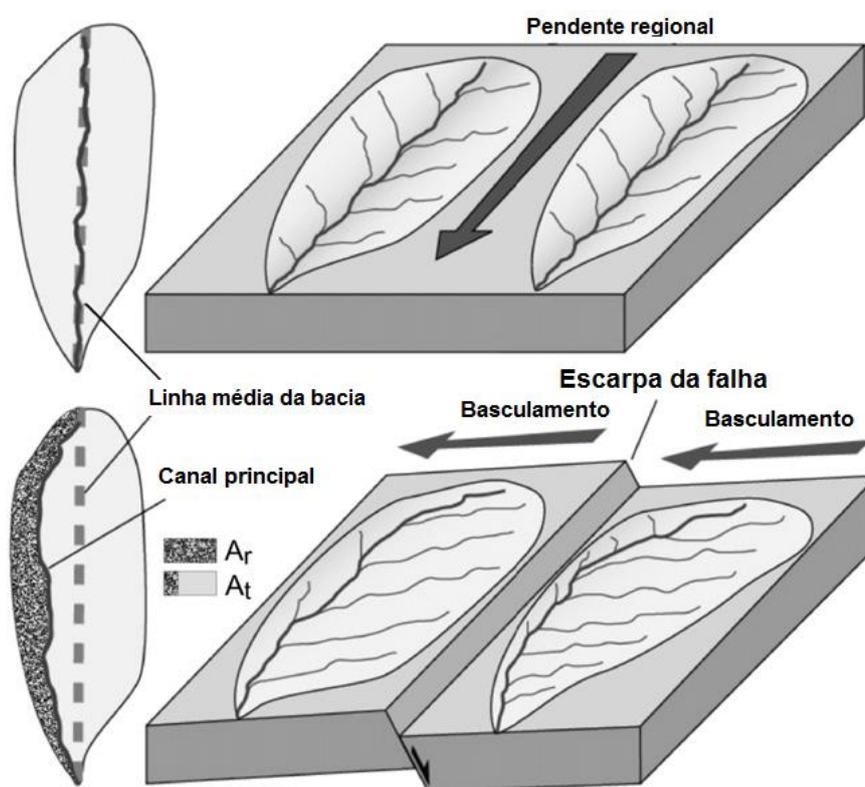
3.2.2.1 Fator de assimetria da bacia de drenagem

Este é um índice muito utilizado na indicação de áreas sugestivas de basculamento tectônico em escala de bacia de drenagem (KELLER; PINTER, 2002). O fator assimétrico é definido pela Eq. 3.4 e uma melhor visualização de sua aplicabilidade pode ser observada na Figura 3.4.

$$Af = 100 \frac{Ar}{At} \quad (3.10)$$

Onde A_r corresponde à área da margem direita da bacia de drenagem e A_t é a medida da área total da bacia. Se o valor resultante for próximo ou igual a 50, a bacia é considerada tectonicamente estável. Entretanto, valores de A_f abaixo ou acima deste valor podem ser relacionados com mudanças de inclinação tectônica do terreno para a margem direita ou esquerda da bacia respectivamente.

Figura 3.4 - Resposta da bacia de drenagem ao basculamento tectônico.



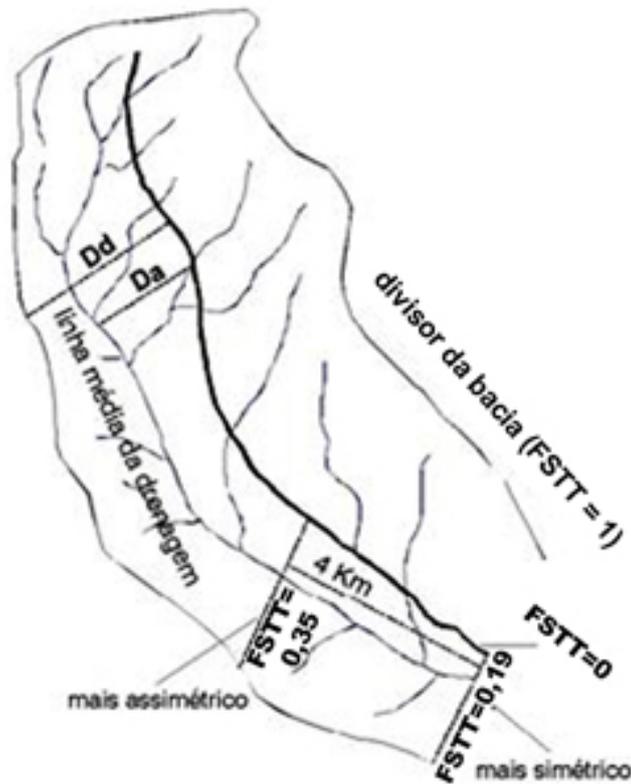
Fonte: Mahmood e Gloaguen (2012).

3.2.2.2 Fator de simetria topográfica transversal (FSTT)

Este índice expressa a migração preferencial do canal transversalmente ao eixo médio da bacia de drenagem seguindo vários transectos, conforme Figura 3.5. Os valores são obtidos na seguinte relação (Eq. 3.11):

$$FSTT = \frac{Da}{Dd} \quad (3.11)$$

Figura 3.5 - Parâmetros utilizados no cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT).



FSTT = Fator de Simetria Topográfica Transversal; Da = distância entre a linha média da bacia de drenagem e a linha média do rio ou cinturão aluvial; e Dd= distância entre a linha média da bacia e o divisor da bacia de drenagem.

Fonte: <http://www.neotectonica.ufpr.br/2013/>, adaptado de Cox (1994).

Segundo este índice, valores próximos ou iguais a zero (0) indicam bacias simétricas com menor probabilidade de influência tectônica, e valores iguais ou próximos a um (1) correspondem a bacias assimétricas com maior probabilidade de influência da tectônica.

Embora seu cálculo seja mais trabalhoso, o diferencial do índice FSTT em relação ao fator de assimetria da bacia de drenagem é que, por ser baseado em vários transec-

tos, há a possibilidade de serem plotados diagramas polares do vetor bidimensional indicativo de basculamento, permitindo assim, revelar a migração de tendências de movimentação na bacia (COX, 1994). De acordo com a metodologia de Curray (apud COX, 1994), também utilizada por Ibanez et al. (2014), o nível de confiança estatística de um vetor bidimensional pode ser determinado por:

$$p = e^{(-L^2n)(10^{-4})} \quad (3.12)$$

Onde p é a probabilidade de se obter um maior vetor magnitude médio pela combinação casual de vetores aleatórios; e = base do logaritmo natural; L = média do vetor magnitude multiplicado por 100 (para converter em %); e n = número de transectos da bacia medida.

3.3 Sensoriamento remoto orbital aplicado à geomorfologia fluvial de grandes rios

Desde o surgimento das primeiras imagens orbitais de sensoriamento remoto um dos principais usos tem sido para análise geomorfológica principalmente devido ao baixo custo e acessibilidade (SINHA et al., 2005). Em geomorfologia fluvial, com enfoque em grandes rios, imagens orbitais constituem uma das principais ferramentas de análise permitindo a visualização de extensas áreas em diversas faixas do espectro eletromagnético em sistemas fluviais com canais e vales aluviais extensos bem como das formas de relevo produzidas por processos fluviais (MARCUS; FONSTAD, 2010).

Tais características tem permitido uma série de abordagens aplicáveis à geomorfologia fluvial, tais como: mapeamento de morfologia de vale aluvial, mapeamento e estimativa de concentração de sólidos suspensos e batimetria, mapeamento de inundação (GILVEAR; BRYANT, 2003), além no reconhecimento de tipologias de canais. Adicionalmente, produtos orbitais tem permitido a elaboração de modelos digitais de elevação tanto de sensores passivos, como ativos, com base nas técnicas de fotogrametria, radargrametria e interferometria. Esses modelos tem sido úteis para visualizações tridimensionais da superfície auxiliando nas abordagens anteriormente descritas.

Imagens orbitais têm sido fundamentais em discussões de tipologias de canais de grandes rios (LATRUBESSE, 2008; ASHWORTH; LEWIN, 2012; LEWIN; ASHWORTH, 2014). A comparação da morfologia de grandes rios aluviais via imagens orbitais tem contribuído para o reconhecimento de características homólogas e heterogêneas

no reconhecimento e discussão de padrões de canais. Nessa abordagem o sensor TM/Landsat-5 é o mais utilizado pelos trabalhos (LATRUBESSE, 2008; ASHWORTH; LEWIN, 2012; LEWIN; ASHWORTH, 2014), dado seu acesso gratuito global, resolução espacial, temporal e espectral, muitas vezes auxiliado pelo uso de imagens multisensores de melhor resolução espacial disponível pelo aplicativo *Google Earth*.

O mapeamento da morfologia associada ao vale aluvial, costumam ter o mapeamento de macro unidades tais como terraço, planície aluvial, ilha, leque aluvial e sub-ambientes deposicionais e erosivos como paleocanais, lagoas, diques, leque de rompimento de dique (*crevasse splay*) e canais secundários. Essa abordagem tem se baseado principalmente do contraste que a vegetação oferece nos ambientes aluviais (CASCO et al., 2005) e muitas vezes identificáveis nos produtos de sensoriamento remoto, geralmente com base em imagens ópticas e também de radar de abertura sintética (SAR). Contrastes altimétricos identificáveis em MDE também têm auxiliado nessa diferenciação.

Latrubesse e Franzinelli (2002) mapearam parte da planície do rio Amazonas com base na combinação de imagens ópticas TM/Landsat e imagens SAR do sensor JERS (*Japanese Earth Resource Satellite*). Os mesmos autores realizaram o mapeamento morfológico para o rio Negro na Amazônia combinando imagens TM/Landsat, JERS, mosaicos SLAR (*Side-Looking Airborne Radar*), cartas náuticas e topográficas (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Já Andrade e Souza-Filho (2011) fizeram classificação não-supervisionada da planície aluvial do alto rio Paraná combinando imagens do sensor ASTER/Terra, o MDE derivado desse mesmo sensor e imagens HRC/CBERS. Embora os mesmos tenham combinado diversos produtos, esses autores não relataram quais deles melhor auxiliaram na discriminação das feições de interesse. Dados de MDE derivados de interferometria SAR (InSAR), como os oriundos da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), tem mostrado bom potencial para esse tipo de aplicação em áreas amazônicas, por exemplo, Hayakawa et al. (2010) e Bertani (2015) com base nos contrastes topográficos e linhas de quebra de declividade mapearam macro unidades de relevo com base em níveis topográficos, e tem consistido em uma importante ferramenta na análise morfológica de grandes sistemas fluviais, por permitir o reconhecimento de paleomorfologias não identificadas em outros produtos de sensoriamento remoto (ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; HAYAKAWA et al., 2010; ROSSETTI; VALERIANO, 2007).

A análise multitemporal da morfologia do canal tem permitido avaliar processos erosivos e deposicionais de mudança (morfodinâmica) de canal, processos de avulsão

e abandono de meandros (MITRA et al., 2005). Nessa perspectiva, é possível notar que os trabalhos têm utilizado imagens multitemporais com maior intervalo de tempo e menor cobertura de nuvens possíveis, e que tenham valores de cotas hidrográficas próximas. Com isso, áreas de solo ou vegetação substituídas por água e vice-versa são relacionadas com erosão ou deposição, respectivamente (PEIXOTO et al., 2009; ROZO et al., 2012). Com base na quantificação de valores em áreas de erosão e acreção, é possível fazer balanços sedimentares para diferentes períodos, avaliando a dinâmica morfológica fluvial em escala temporal.

Trabalhos sistemáticos estão sendo desenvolvidos a fim de avaliar a relação entre áreas acrescidas e erodidas. Por exemplo, a maior parte dos trabalhos apresentados no Simpósio Anual de Rios Tropicais, realizado na cidade de Iquitos (Peru) em 2012, teve essa abordagem. Em relação aos grandes rios da Amazônia, estudos vêm sendo desenvolvidos na avaliação da migração de canais de águas brancas (KALLIOLA et al., 1991; KALLIOLA et al., 1992; MERTES et al., 1996; SALO et al., 1986; PEIXOTO et al., 2009; ROZO et al., 2012). Rozo et al. (2012) também quantificaram o balanço sedimentar para ilhas em um trecho anastomosado (*anabanching*) do rio Amazonas, onde foi constatado predomínio de erosão em relação à deposição entre 1978 e 2009.

Um parâmetro importante na análise geomorfológica fluvial é a medida de concentração de sedimentos suspensos que geralmente corresponde a grande parte do material transportado pelos rios. As dificuldades de mensuração em campo desse parâmetro em boa parte de grandes rios tem estimulado sua estimativa por sensoriamento remoto óptico. Nesse sentido, é possível destacar o uso dos sensores MSS (ARANUVACHAPUN; WALLING, 1988), TM (MERTES et al., 1993; MONTANHER et al., 2014; MONTANHER; SOUZA-FILHO, 2015) e MODIS (MARTINEZ et al., 2009; PARK; LATRUBESSE, 2014).

Outro parâmetro biofísico de interesse para a geomorfologia fluvial que pode ser estimado via sensoriamento remoto é a batimetria (FONSTAD; MARCUS, 2005). Para grandes rios, e em especial em rios tropicais, a estimativa com base em modelos empíricos vem sendo testadas, porém com limitação quanto a profundidade possível de ser estimada com valores não muito superiores a 2,5 m de profundidade (ZANI et al., 2008; CREMON et al., 2015). A melhora desta estimativa requer condições de reflectância do material de leito e baixas concentrações de componentes opticamente ativos na coluna d'água que possam mascarar a resposta espectral do leito.

A análise da extensão de áreas inundadas bem como o entendimento de sua dinâmica tem tido bastante aplicação a partir de dados de sensoriamento remoto orbital

(SMITH, 1997). Dados ópticos em diferentes resoluções espaciais como por imagens dos satélites Landsat, CBERS e do sensor MODIS (NOVO et al., 2000; SHIMABUKURO et al., 2002), dados SAR (HESS et al., 2003) e também por MDE's (ALFAYA et al., 2012; SAKSENA, 2014). A análise multitemporal de áreas inundadas seja por dados ópticos ou SAR tem permitido o entendimento da frequência bem como padrões de inundação (ZANI; ROSSETTI, 2012; SOUZA-FILHO; FRAGAL, 2013; FERREIRA-FERREIRA et al., 2015).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o alcance dos objetivos propostos nesta pesquisa, foi necessária a integração de dados de sensoriamento remoto advindos de imagens óticas, radar de abertura sintética (SAR) e modelo digital de elevação (MDE), além de dados cartográficos, sedimentológicos, geocronológicos e gravimétricos.

4.1 Materiais

Os produtos de sensoriamento remoto incluíram o MDE derivado da *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), além de imagens óticas e SAR, como descritos a seguir. Dados cartográficos de rede de drenagem e de geologia também foram utilizados.

4.1.1 Dados SRTM

O MDE-SRTM utilizado foi adquirido no endereço eletrônico da JPL/NASA (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducts.html>) e possui 3 arcos de segundo de resolução espacial (90 m) e resolução vertical de 1 m. Em termos de exatidão, a precisão altimétrica do MDE-SRTM tem erro absoluto de 6,2 m para a América do Sul (RODRIGUEZ et al., 2006). Para a região amazônica, trabalhos tem demonstrado que a qualidade do MDE-SRTM é compatível com o padrão de exatidão cartográfico (PEC) classe A na escala 1:100.000 vigente no Brasil (OLIVEIRA; PARADELLA, 2008; MICELI et al., 2011).

O MDE-SRTM consiste na melhor informação topográfica para a região e foi analisado em detalhe de modo a auxiliar na identificação de feições morfológicas que possam revelar ambientes de sedimentação representativos da dinâmica deposicional quaternária. Além disso, esse dado também foi útil na análise de índices morfométricos visando determinar áreas com potencial influência tectônica.

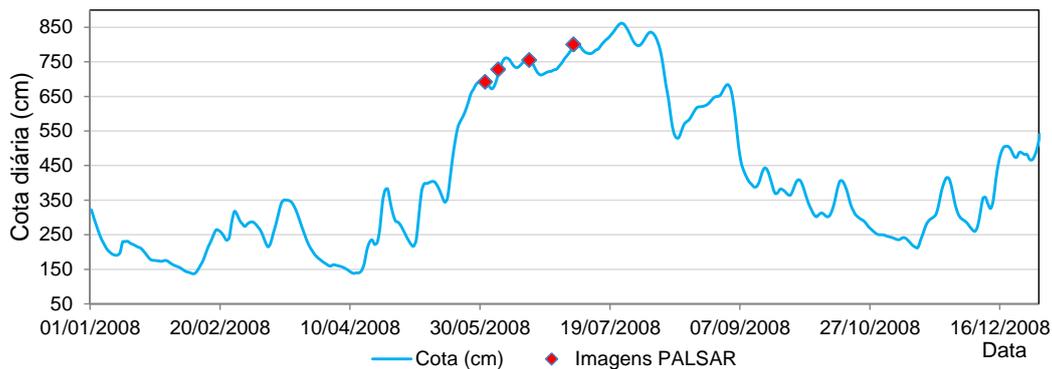
4.1.2 Imagens SAR

O sensor PALSAR (*Phased Array L-band SAR*) do satélite ALOS-1 foi concebido para ser o substituto do SAR/JERS-1 da JAXA (*Japanese Space Exploration Agency's*). Com os avanços tecnológicos, o ALOS-1 é uma versão melhorada do seu precursor, sendo um instrumento de polarização total (*fully polarimetric*), operante em banda L, com frequência de 1270 MHz ($\lambda = 23,6$ cm). Este sensor apresenta quatro modos de observação: FBS (*Fine Beam Single polarization*), FBD (*Fine Beam Dual polarization*), POL (*Polarimetric mode*) e ScanSAR (ROSENQVIST et al., 2007).

O PALSAR/ALOS-1 e gerou uma série de imagens abrangendo todo o globo terrestre.

Para a região amazônica, o IBGE disponibiliza um acervo de imagens PALSAR-1 que já se encontram georreferenciadas e ortorretificadas (acesso ftp://geoftp.ibge.gov.br/imagens_orbitais/ortoimagens/alos_palsar/amazonia/), obtidas no modo FBD com polarização HH e HV e tamanho de pixel de 12,5 m. No caso da área de estudo, o imageamento disponível corresponde ao período de maior umidade da região para o ano de 2008 (Figura 4.1). O único pré-processamento necessário para seu uso foi a aplicação de filtros adaptativos para a redução do ruído *speckle*. Devido às diferentes interações que os sensores SAR possuem com os alvos, eles possibilitam uma informação complementar no mapeamento de feições geomorfológicas, podendo registrar informações não evidentes por sensores ópticos e MDEs.

Figura 4.1 - Gráfico das imagens PALSAR/ALOS-1 utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Branco na estação de Caracaraí no ano de 2008.



Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Imagens Ópticas

Foram utilizadas imagens dos sensores TM e OLI dos satélites Landsat disponíveis gratuitamente no endereço eletrônico <http://earthexplorer.usgs.gov/>, onde elas já estão georreferenciadas. Esses dados, além de bandas que abrangem todo espectro óptico, possuem a maior resolução temporal de dados da história do sensoriamento remoto, de 1984 até os dias atuais. As imagens obtidas pelos sensores TM e OLI possibilitaram a observação da área de estudo numa série de condições de sazo-

nalidade hidrológica, que permitiram o mapeamento de feições geomorfológicas e acompanhamento da morfodinâmica atual do rio. A escolha das imagens levou em consideração a baixa cobertura de nuvens e o nível hidrométrico do rio Branco.

Complementarmente às imagens Landsat, foi feito uso de dados Google EarthTM, dada a visualização de imagens de alta resolução espacial, bem como facilidade de aquisição e manuseio. A análise destes produtos auxiliou na melhor definição dos pontos de interesse a serem detalhados em campo.

4.1.4 Dados gravimétricos

Os dados gravimétricos foram obtidos a partir dos satélites LAGEOS-1/2 (*Laser Geodynamics Satellite*), da missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), e GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*). LAGEOS-1/2 são satélites refletores de laser passivo de alta densidade que orbitam uma altitude de 5.900 km, o que permite determinar as posições de pontos sobre a Terra com precisão extremamente alta devido à estabilidade de suas órbitas. GRACE é uma missão conjunta gerida pelo *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) no âmbito do Programa Sistema Terra Ciência *Pathfinder* (ESSP) da NASA em colaboração com o Centro de Pesquisas Espaciais da Universidade do Texas (CSR), a Agência Espacial Alemã (DLR) e o Centro Nacional de Pesquisa de Geociências Alemão (GFZ). O objetivo principal deste esforço foi fazer medições precisas de anomalias do campo de gravidade da Terra com sensibilidade de detecção de $10 \mu\text{m}$ a uma distância de 220 km. Os mapas detalhados de anomalias gravimétricas mensais da Terra gerados pelo GRACE são até 1.000 vezes mais precisos do que os mapas anteriores. Por sua vez, o GOCE resultou de uma missão gerida pela Agência Espacial Europeia (ESA) em 2009 e consiste de um satélite que orbitou a Terra em altitude abaixo de 250 km. Essa missão permitiu medir componentes do gradiente gravimétrico terrestre com base em um gradiômetro gravimétrico eletrostático (EGG), que gerou uma coleção do sinal de gravidade-campo mais forte com resolução de 2 cm.

Os dados de gravimetria foram integrados pelo modelo EIGEN-6C (FÖRSTE et al., 2008; PAVLIS et al., 2012; SHAKO et al., 2014). Esse modelo subsidiou a interpretação de anomalias gravimétricas com base na análise de mapas de gravimetria por anomalia Bouguer. Estes mapas, com resolução espacial de 180 arcos de segundo, consideram não somente a variação gravimétrica decorrentes da altitude, como a anomalia ar-livre, mas também o efeito das massas existentes entre o ponto de observação e a superfície de referência.

O processamento dos dados gravimétricos foi efetuado pelo. Dr. Eder Molina do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP), sendo seus principais resultados utilizados nesse trabalho como suporte à análise morfotectônica, principalmente relativo à assimetria de bacias de drenagem.

4.1.5 Dados cartográficos

O mapa da rede de drenagem em formato vetorial foi extraído do Ministério do Meio Ambiente (acesso em: <http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>). Correções vetoriais foram necessárias para homogeneização cartográfica, que consistiram em re-edições de trechos da rede de drenagem, feito com a uso de imagens ópticas e SAR. Adicionalmente, mapas geológicos também foram utilizados para a avaliação da informação do substrato rochoso (BIZZI et al., 2003; IBGE, 2005).

4.1.6 Dados hidrológicos

O rio Branco possui uma estação hidrométrica na cidade de Caracará-RR, que monitora seu nível e vazão desde 1967. O dado de nível hidrométrico auxiliou na escolha de cenas Landsat sob diferentes situações hidrológicas. Essa estação é operada pela Agência Nacional das Águas (ANA) e pelo projeto ORE/HYBAM, cujo acesso aos dados é gratuito.

4.2 Métodos

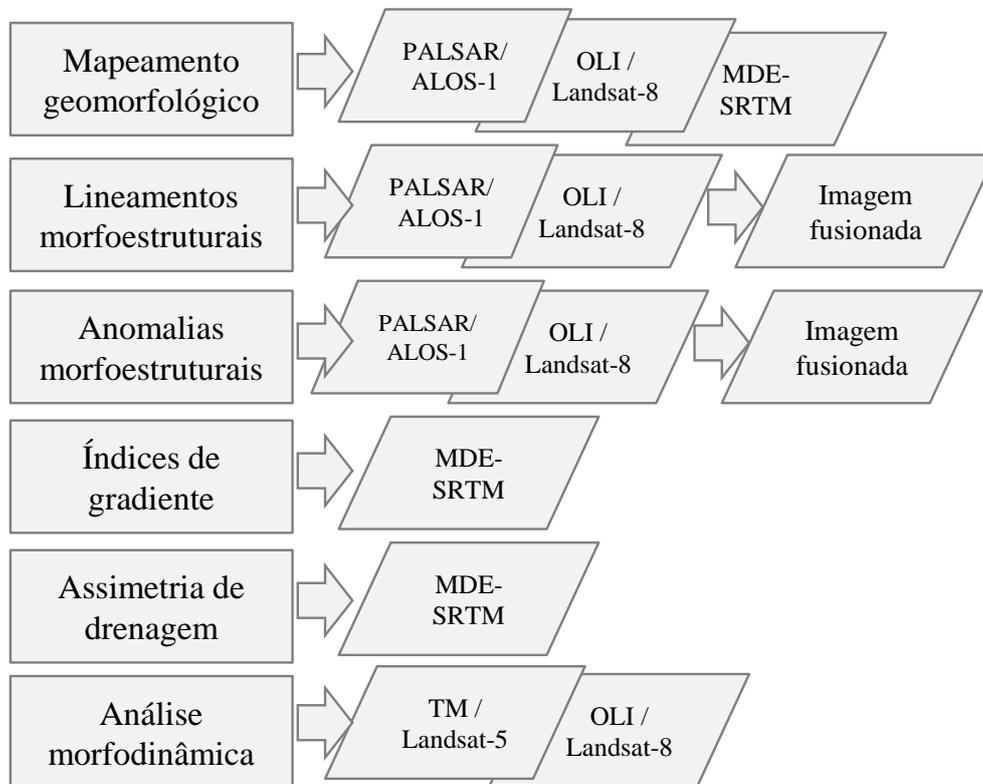
Este trabalho foi baseado na combinação dos seguintes métodos: mapeamento das formas de relevo com base em multissensores; análise sedimentológica; geocronologia dos estratos sedimentares baseada em datações por radiocarbono e luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo; análise de lineamentos, anomalias e índices morfoestruturais (p.e. índices de gradiente e assimetria de bacia de drenagem), bem como de dados gravimétricos, visando caracterização tectônica; e análise morfodinâmica do curso inferior do rio Branco. Os produtos de sensoriamento remoto foram importantes insumos em boa parte das metodologias empregadas neste trabalho (Figura 4.2).

4.2.1 Mapeamento geomorfológico

Esta etapa baseou-se na interpretação visual de imagens multissensores com o intuito de identificar e vetorizar feições de relevo que se destacam na paisagem. Para isso, imagens PALSAR/ALOS-1 do período chuvoso foram utilizadas em composição co-

lorida com as polarizações R(HH)G(HV)B(HH). Imagens do sensor OLI/Landsat-8 também foram utilizadas em diferentes composições coloridas a partir de suas bandas multiespectrais para realçar feições do relevo. Por fim, o MDE-SRTM foi processado aplicando paletas de cores hipsométricas personalizadas e sombreamento, no intuito de realçar diferentes cotas altimétricas que pudessem revelar feições morfológicas, como já previamente testado em outras áreas amazônicas (HAYAKAWA et al., 2010; ROSSETTI et al., 2014; BERTANI, 2015). A determinação do fatiamento de cores foi customizada com o auxílio de perfis topográficos e efeitos de sombreamento realizados no aplicativo *Global Mapper* (GLOBAL-MAPPER, 2009).

Figura 4.2 - Relação dos métodos e dados de sensoriamento remoto.



Fonte: Produção do autor.

Os produtos derivados desses processamentos revelaram contrastes de tonalidades que auxiliaram na delimitação das unidades geomorfológicas. O mapeamento geomorfológico utilizando os dados PALSAR/ALOS-1, OLI/Landsat-8 e MDE-SRTM resultou na discriminação de unidades de relevo formadas por processos deposicionais/erosionais na escala 1:100.000 em função da resolução espacial dos produtos.

Foi elaborada uma chave de interpretação (Tabela 4.1) no intuito de minimizar a subjetividade do processo interpretativo para o mapeamento das unidades: corpo d'água, ilha, planície aluvial, megaleque e embasamento sedimentar. O mapa geomorfológico serviu de base para o estabelecimento da estratégia de coleta de dados sedimentológicos e estratigráficos em campo, bem como de amostras para datações.

Tabela 4.1 - Chave de interpretação desenvolvida para elaboração do mapa geomorfológico.

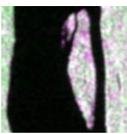
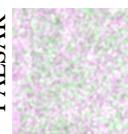
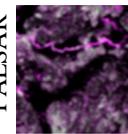
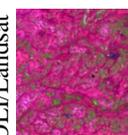
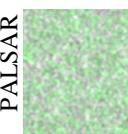
Classes	Corpo d'água	Ilha	Planície aluvial	Megaleque	Embasamento Sedimentar
Imagem/ produto exemplo	PALSAR  OLI/Landsat 	PALSAR  OLI/Landsat 	PALSAR 	PALSAR  OLI/Landsat 	PALSAR  MDE-SRTM 
Tonalidade/ cor	Escura (PALSAR); Azul escura (OLI/Landsat)	Rosa muito claro (PALSAR); Verde clara (OLI/Landsat)	Muito clara com tons rosa (PALSAR)	Escura com tons rosa (PALSAR); Clara em tons rosa (OLI/Landsat)	Verde (PALSAR); Laranja a avermelhado (MDE-SRTM)
Textura	Lisa	Rugosa	Rugosa	Rugosa	Rugosa
Padrão	Retilíneo a meândrico	Orientação paralela aos rios	Irregular	Distributário	Levemente dissecado
Localização	-	Dentro de corpos d'água	Adjacente às áreas próximas as drenagens maiores	Áreas interfluviais	Terrenos mais altos que o entorno e planos
Forma	Irregular	Geometria lenticular	Irregular	Lobada a triangular	Irregular

Imagem PALSAR/ALOS-1 em composição colorida R(HH)G(HV)B(HH); imagem OLI/Landsat-8 em composição colorida R(6)G(5)B(4); e MDE-SRTM em esquema de paleta de cores (mesma paleta hipsométrica da Figura 5.1).

Fonte: Produção do autor.

4.2.2 Análises sedimentológicas e estratigráficas

Duas campanhas de campo foram realizadas nos verões de 2013 e 2014 para detalhamento sedimentológico e coleta de amostras para datação. Os dados sedimentológicos

lógicos foram coletados nas margens do rio, que são excepcionalmente bem expostos durante os períodos de seca. Adicionalmente, perfurações por trado manual foram feitas em locais selecionados a fim de completar a coleta de dados. As fácies sedimentares foram descritas, sendo as características litoestratigráficas, incluindo litologia, estrutura sedimentar e tipo de contato entre fácies registradas em perfis verticais. Variações laterais na distribuição das fácies também foram registradas com base em fotografias. A descrição detalhada de fácies sedimentares serviu de base para a interpretação dos processos de sedimentação e o reconhecimento de associações de fácies geneticamente relacionadas possibilitou a definição de ambientes de deposição. A análise da distribuição dos padrões de fácies ao longo dos perfis descritos, combinada com dados de datações absolutas, forneceu os elementos necessários para a correlação das seções. Com isto, pode-se verificar a correspondência dos paleoambientes de sedimentação com as feições morfológicas mapeadas na paisagem.

4.2.3 Análises geocronológicas

A geocronologia dos depósitos sedimentares foi estabelecida com base em datações por ^{14}C e luminescência opticamente estimulada (LOE). Amostras contendo matéria orgânica foram selecionadas para datação ^{14}C utilizando espectrometria de massas com aceleradores (AMS) no *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*, Flórida (EUA). Como pré-tratamento, as amostras de sedimentos orgânicos foram submetidas à hidrólise com HCl a 2% por 2 h a 80°C e os fragmentos de madeira e folhas (caso encontrados) à hidrólise com HCl 2% por 2 h a 80°C . As amostras foram lavadas e depois secas em estufa a 50°C por 48h e, então submetidas à combustão. Datações convencionais de ^{14}C foram calibradas para anos antes do presente (cal anos AP) utilizando o aplicativo CALIB 7.0 e de acordo com a curva INTCAL13 (REIMER et al., 2009).

A datação LOE foi feita em amostras arenosas. Este método é baseado em duas medidas independentes: a dose equivalente (também chamada de paleodose) e a taxa de dose. Amostras para o cálculo da dose equivalente foram coletadas em tubos de PVC com 4 cm de diâmetro e 15 cm de comprimento, devidamente lacrados. Cuidados foram tomados para que não houvesse exposição das amostras à luz durante a coleta, armazenamento e tratamento laboratorial. Adicionalmente foram coletadas amostras para espectrometria gama, para obter a taxa de dose, na mesma posição e localização das amostras utilizadas para a medida da dose equivalente.

Para o cálculo da dose equivalente, as amostras foram separadas na fração granulométrica de 180-250 μm por lavagem a úmido. Em seguida passaram por tratamento

químico com HCl (3,75%), H₂O₂ (29%) e HF (40%) por 50 minutos para dissolução de carbonatos, matéria orgânica, feldspatos e camada superficial de quartzo danificada por partículas alfa, respectivamente. Os grãos de quartzo foram isolados usando solução de metatungstato de lítio de 2,85g/cm³ e 2,62g/cm³ para remoção de minerais pesados e feldspatos remanescentes.

As medidas LOE para dose equivalente foram feitas em um Sistema Risø DA-20 TL/OSL equipado com LEDs azuis, filtros Hoya U-340 e fonte beta embutida ⁹⁰Sr/⁹⁰Y (taxa de dose de 0,084 Gy/s) no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LE-GaL/IGc/USP). Esse procedimento seguiu o protocolo LOE-SAR de alíquotas múltiplas para grãos de quartzo (MURRAY; WINTLE, 2000; WINTLE; MURRAY, 2006) (Tabela 4.2). Os sinais LOE foram lidos com estimulação de luz azul, sendo os e parâmetros validados por teste de recuperação de dose (*dose recovery test*) com variação de $1,0 \pm 0,1$. A razão da dose calculada para a dose conhecida foi na média de $1,01 \pm 0,12$, para doses administradas em 30, 200, 550, 1000 e 2000s, com temperatura de pré-aquecimento de 200°C (ver Apêndice - Tabela A.1). A dose equivalente obtida a partir das alíquotas de cada amostra foi determinada por ajuste exponencial e linear de dose-resposta. Foi considerado o modelo de idade central (*central age model* - CAM) para o cálculo da dose equivalente a partir das medidas das alíquotas para amostras com dispersão global (*over-dispersion*) inferior a 0,30 (ver Apêndice - Figura A.1) e para valores superiores foi utilizado o modelo de idade mínima (*minimum age model* - MAM) (GALBRAITH; ROBERTS, 2012).

As medidas de taxa de dose foram determinadas pela radiação ionizante emitidas por radionuclídeos (principalmente pelo decaimento da série U, Th e K) e pela radiação cósmica. O conteúdo de água nos sedimentos afeta a absorção da radiação ionizante e também foi considerada nos cálculos. Para a estimativa das concentrações de ⁴⁰K, U e Th, um sistema com detector de germânio de alta pureza (HPGe, eficiência relativa de 55%) em blindagem *ultralow background* foi utilizado. As amostras foram medidas após de 28 dias de serem secas, embaladas e vedadas em placas de petri para a estabilização do ²²²Rn. A radiação cósmica foi calculada usando o modelo de Prescott e Stephan (1982) com base em informações de latitude, longitude, profundidade e altitude das amostras. A taxa de dose total foi obtida com base nos fatores de conversão de taxa-dose de Adamiec e Aitken (1998).

Tabela 4.2 - Protocolo LOE-SAR utilizado nas medidas de dose equivalente de grãos de quartzo para o baixo rio Branco.

Etapas	Procedimentos
1	Pré-aquecimento a 200°C por 10s (taxa de aquecimento de 5°C/s)
2	Estimulação por LED-azul a 125°C por 40s (Leitura-Ri)
3	Dose-teste
4	Pré-aquecimento a 160°C por 10s (taxa de aquecimento de 5°C/s)
5	Estimulação por LED-azul a 125°C por 40s (Leitura-Ti)
6	Cálculo da correção de sensibilidade LOE $Li=Ri/Ti$
7	Doses regenerativas e retorno das etapas de 1 a 6 <i>Teste de recuperação e reciclagem:</i>
8	Dose regenerativa = 0s e repetição da etapa de 1 a 6
9	Dar dose regenerativa repetida (D1) e as etapas de 1 a 6 <i>Teste de contaminação por feldspato:</i>
10	Dose regenerativa
11	Pré-aquecimento a 200°C por 10s (taxa de aquecimento de 5°C/s)
12	Estimulação por Infra-vermelho a 60°C por 40s (Leitura)
13	Retorno às etapas de 2 a 6

4.2.4 Análise morfotectônica

A análise morfotectônica teve como objetivo principal investigar possível influência tectônica na evolução da paisagem do baixo rio Branco. Essa tarefa foi realizada com as seguintes análises: extração de lineamentos morfoestruturais, anomalias de drenagem e relevo; cálculo de índices morfométricos indicativos de ruptura de declive no perfil longitudinal do rio; cálculo do FSTT, indicativo de basculamento das principais sub-bacias tributárias; análise de dados gravimétricos orbitais de anomalia Bouguer, que permite interpretar o estado de compensação isostática local, com valores positivos e negativos indicando, respectivamente, sub e sobre-compensações. Esses dados serviram de suporte e validação das interpretações do FSTT na indicação de possíveis basculamentos e influência tectônica na área de estudo.

4.2.4.1 Lineamentos e anomalias morfoestruturais

A identificação e vetorização dos lineamentos morfoestruturais foram obtidas com base no mapa da rede de drenagem em escala 1:100.000, re-editado a partir da fusão de dados ópticos e SAR (CREMON, 2012). Com base nos lineamentos morfoestruturais extraídos, propriedades direcionais e disposição espacial dos lineamentos foram caracterizadas. Para a análise direcional, as informações estatísticas foram representadas em diagramas em roseta, obtidos com intervalos de 10° segundo frequência

absoluta (i.e., número absoluto de lineamentos em determinada direção) e comprimento absoluto (i.e., comprimento absoluto de lineamentos em determinada direção), cuja etapa foi realizada no aplicativo Spring. A disposição espacial dos lineamentos também foi analisada com base na confecção de mapas apenas com os lineamentos morfoestruturais de maior predominância, identificados pelos diagramas em roseta.

Já a análise das anomalias de drenagem e relevo consistiu na interpretação de anomalias como: retilinearidade de segmentos de canal, meandros localizados e/ou comprimidos, entrelaçamento local de canais, estreitamento ou alargamento de vales, inflexões ortogonais de canal (cotovelos) e assimetria dos depósitos sedimentares da planície de inundação comparando-se ambas as margens dos rios (HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976).

4.2.4.2 Índices de gradiente

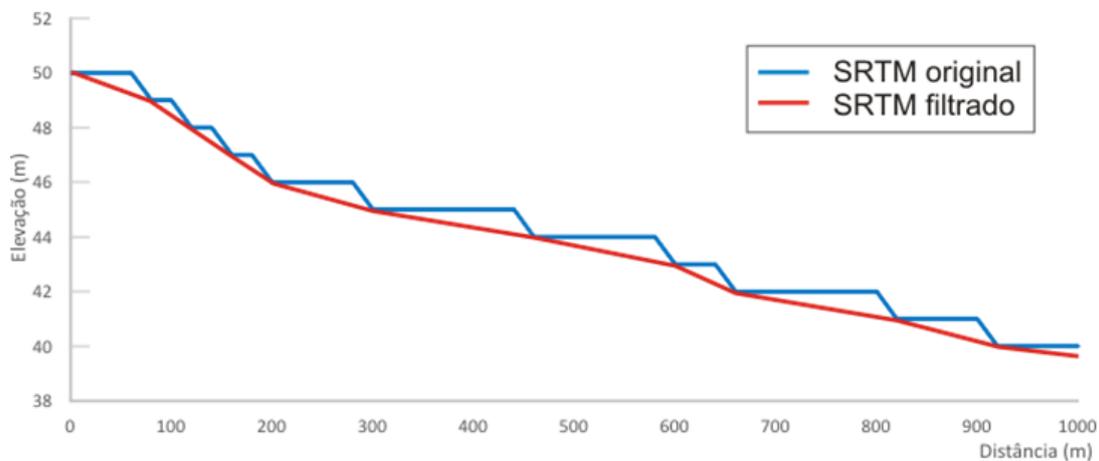
Dois índices de gradiente foram aplicados no perfil longitudinal do rio Branco: o índice SL e o índice DS. A utilização desses índices teve o intuito de detectar possíveis rupturas de equilíbrio do perfil longitudinal que podem ser sugestivos de estruturas tectônicas. O cálculo desses índices abrangeu toda extensão do rio Branco, bem como seu prolongamento à montante, ou seja, até a nascente do rio Uraricoera na Serra Parima, proximidades da fronteira entre os estados de Roraima e Venezuela, norte da Amazônia.

Para o cálculo dos índices de gradiente, foi utilizado como dado base o MDE-SRTM. Por ser derivado de processamento SAR, este MDE originalmente apresenta vazios (*voids*) em áreas com corpos d'água extensos, o que se deve ao efeito especular. Tal efeito foi amenizado em versões pré-processadas com o preenchimento de valores baseado em dados vizinhos das margens dos corpos d'água. Entretanto, a resolução vertical de 1 m do MDE-SRTM em áreas de corpos d'água extensos, como no rio Branco, faz com que o perfil longitudinal apresentasse geometria escalonada a cada metro de desnível o que pode gerar anomalias inexistentes em análise que envolva índices de gradiente em perfil longitudinal. Para contornar essa situação, foi necessário pré-processamento dos dados altimétricos a fim de suavização do perfil. Este pré-processamento consistiu em selecionar pontos de ruptura de declive com concavidade, ou seja, pontos com "degraus" dados pela resolução vertical do dado. A partir desses pontos, um perfil filtrado foi gerado por meio de interpolação linear (Figura 4.3).

Sobre o perfil filtrado, foram selecionados pontos do perfil longitudinal a cada 250

m de distância, os quais serviram para a aplicação dos índices de gradiente. Para o cálculo do índice DS foi considerado toda extensão dos rios Uraricoera e Branco para o cálculo dos parâmetros necessários a sua aplicação. Entretanto, a aplicação dos índices SL e DS foi feito apenas no rio Branco, dado o enfoque do trabalho. Adicionalmente, as anomalias foram espacializadas por densidade kernel em ambiente SIG, a fim de relacionar com características morfoestruturais observadas nos produtos de sensoriamento remoto.

Figura 4.3 - Exemplo de perfil longitudinal com geometria escalonada a cada metro (dado original) e com dados filtrados.



Fonte: Produção do autor.

4.2.4.3 Assimetria de drenagem e anomalia gravimétrica

O índice FSTT (COX, 1994) foi utilizado com o intuito de avaliar a direção indicativa de basculamento das principais sub-bacias tributárias do baixo curso do rio Branco e sua relação com estruturas tectônicas. Tendo em vista o relevo relativamente plano de terrenos amazônicos, estima-se que movimentos suaves de blocos possam ter sido suficientes para promover uma reorganização da rede de drenagem, cujas mudanças são passíveis de serem detectadas com esse índice (IBANEZ et al., 2014). A aplicação do FSTT teve como base a rede de drenagem do Ministério do Meio Ambiente-MMA, re-editada na escala 1:100.000. Como pré-processamento, foi feita a operação "burn streams" na extensão HEC-GeoRAS do aplicativo ArcGIS10.1, onde o MDE-SRTM teve um aprofundamento dos dados vetoriais de drenagem. Com base neste MDE-SRTM pré-processado, foi utilizado o aplicativo TecDEM (*Tectonics*

from *Digital Elevation Models*), implementado em ambiente MATLAB (SHAHZAD; GLOAGUEN, 2011) para extração semi-automática do FSTT. Com base no MDE, a drenagem e bacias respectivas foram extraídas automaticamente, sendo esses últimos dados utilizados para o cálculo do índice FSTT. Como parâmetro de entrada, foi utilizado 10 km² de área de contribuição para a extração da drenagem sobre o MDE. Foram selecionadas seis sub-bacias representativas do baixo rio Branco nas áreas abrangidas pela bacia sedimentar do Pantanal Setentrional, sendo elas correspondentes aos rios: Ajarani, Anauá, Água Boa do Univini, Catrimani, Itapará e Xeriuni (Figura 5.14). Para cada sub-bacia selecionada, foi aplicado o FSTT ao longo do canal principal em intervalos espaçados de 2 km, no intuito de se obter amostras estatisticamente representativas. O resultado foi um conjunto de vetores, cuja magnitude e direção foram representadas em diagramas polares e de rosetas. Adicionalmente, foi também calculado o azimute médio ponderado pelo comprimento dos segmentos dos vetores do FSTT, como um indicativo geral da direção de basculamento.

Para fins de validação da direção preferencial de basculamento das sub-bacias analisadas, foram utilizados dados de gravimetria obtidos de anomalia Bouguer. As sub-bacias tiveram suas áreas divididas simetricamente, tendo sido extraída a média dos valores gravimétricos para cada lado da sub-bacia (esquerdo e direito). Os maiores valores médios de cada lado da sub-bacia avaliada foram interpretados como indicativos do lado preferencial de basculamento. Adicionalmente, a anomalia Bouguer pode ser usada para interpretar variações na densidade e espessura da crosta terrestre. A anomalia gravimétrica corresponde à soma do efeito gravitacional da massa anômala subjacentes no terreno e sua análise permitiu interpretar compensação isostática local. Assim, bacias sedimentares sub e sobre compensadas são indicadas por anomalias positivas e negativas, respectivamente.

4.2.5 Análise morfodinâmica

A análise morfodinâmica consistiu na comparação, em planta, de áreas erodidas e sedimentadas ao longo do tempo. Para isso, foram utilizadas imagens multitemporais da série Landsat, a partir das órbitas/ponto 232/59, 232/60 e 232/61. A maior parte das análises temporais em rios amazônicos tem usado imagens Landsat com resolução espacial de 30 m (PEIXOTO et al., 2009; ROZO; SOTO, 2010; ROZO et al., 2012; ROZO et al., 2014), com exceção das imagens de radar, que tem 16 m de resolução e que foram utilizadas por Mertes et al. (1996). A escolha das cenas foi baseada em imagens com maior intervalo de tempo, menor cobertura de nuvens e menor diferença do nível

hidrométrico possíveis, a fim de garantir menor probabilidade de subestimativas ou superestimativas em decorrência do nível do rio (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 - Cenas utilizadas para a análise morfodinâmica, com indicação do nível hidrométrico e da porcentagem de cobertura de nuvens.

232/59	232/60	232/61	Nível hidrométrico	Cobertura de nuvens (%)
19/02/1985	19/02/1985	19/02/1985	72 cm	<10
19/02/2014	19/02/2014	19/02/2014	123 cm	<10

Das cenas escolhidas, foi realizada uma classificação não-supervisionada pelo método Isodata considerando de 5 a 10 classes com 9 iterações máximas considerando todas as bandas do espectro óptico do sensor TM (bandas 1 a 5 e 7). A partir dessa classificação, as classes genéricas foram agrupadas por interpretação visual em corpos d'água, vegetação e barras arenosas. Eventuais erros, advindos de nuvens, sombra de nuvens, ou mesmo erros de classificação, foram editados manualmente.

As classes corpos d'água e barras foram re-agrupadas como representativas da classe canal e a vegetação para não-canal. Assim, quando comparada ao longo do tempo, a variação das classes canal para não-canal seria representativa de acreção (sedimentação), dada pela modificação do corpo d'água ou barra arenosa para uma área vegetada. Por sua vez, a modificação de não-canal para canal foi considerada como representativa de erosão, dado pela modificação de áreas vegetadas para corpos d'água e/ou barras de areia.

5 RESULTADOS

No intuito de simplificar a apresentação dos resultados obtidos neste trabalho, este capítulo foi organizado em subitens com relação direta com os objetivos e métodos propostos. Sendo assim, na sequência desse capítulo são apresentados os resultados relativos: à caracterização geomorfológica da área de estudo; à descrição dos depósitos sedimentares das unidades geomorfológicas, com sua respectiva cronologia; às anomalias de drenagem; aos índices de gradiente em perfil longitudinal e FSST; à análise de anomalia Bouguer; aos lineamentos morfoestruturais; e à análise temporal.

5.1 Caracterização geomorfológica

As unidades geomorfológicas identificadas no segmento do baixo rio Branco foram (Figura 5.2): ilha, planície aluvial, embasamento sedimentar dado pela Formação Içá em mapas geológicos prévios (BIZZI et al., 2003; IBGE, 2005) e megaleque, sendo que a unidade de planície aluvial foi dividida em planície inferior, planície aluvial superior, planície aluvial indiferenciada (Figura 5.1).

As polarizações HH e HV do sensor PALSAR/ALOS-1 apresentou boa aplicabilidade na identificação de planícies aluviais do vale do rio Branco (Figura 5.1-a), o qual se deve ao efeito de retroespalhamento *double-bounce* da floresta alagada. O MDE-SRTM em esquema de paleta de cores (Figura 5.1-b) foi útil para distinguir dois níveis topográficos dentro da planície aluvial do rio Branco, que permitiu a diferenciação em planície aluvial inferior e planície aluvial superior (Figura 5.1-c). Ademais, ilhas aluviais foram separadas dada a geometria descontínua rodeadas por corpos d'água. O resultado do mapa geomorfológico é apresentado na Figura 5.2.

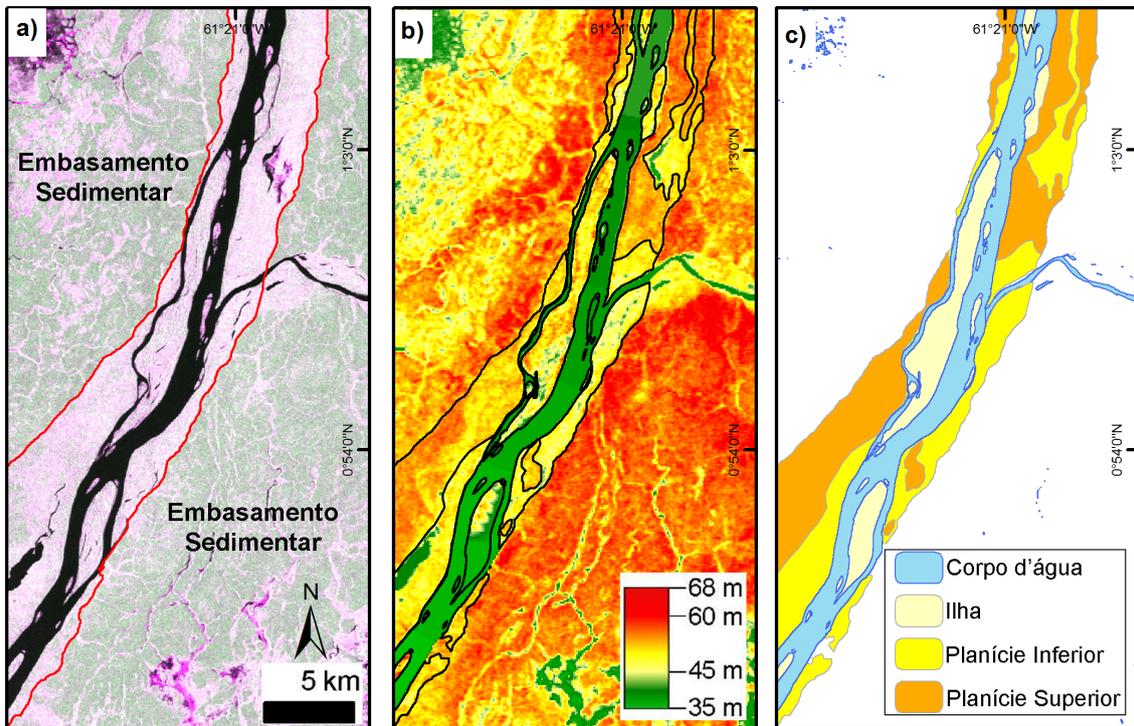
A diferenciação entre a planície inferior e superior não foi possível ao longo dos tributários do rio Branco devido à resolução espacial dos produtos de sensoriamento remoto e à escala de mapeamento adotada neste trabalho (1:100.000). Sendo assim, essas unidades foram representadas em conjunto para os tributários e receberam a denominação de planície aluvial indiferenciada.

O baixo rio Branco tem cerca de 140 ilhas, sendo geralmente alongadas e paralelas em relação as margens do canal. Em planta, as ilhas têm áreas que vão desde 1,7 a 19 km², com média de 1.45 km². Topograficamente estão até 3 m acima do nível do rio em períodos de seca.

A planície aluvial inferior está localizada até ~4 m acima do nível d'água em períodos de estiagem. Sua distribuição é assimétrica ao longo do rio. Entre a cidade de

Caracará e a confluência dos rios Branco-Anauá, ela ocorre apenas localmente sem grande extensão em planta. Entretanto, essa unidade se torna expressiva a jusante a partir desta confluência, ocorrendo continuamente em ambas as margens do rio Branco. Na margem esquerda, as larguras da planície aluvial inferior variam de 1 a ~3 km, enquanto na margem direita as larguras são aproximadamente constante entre 3 a 4 km, mas localmente pode chegar a 7 km de largura.

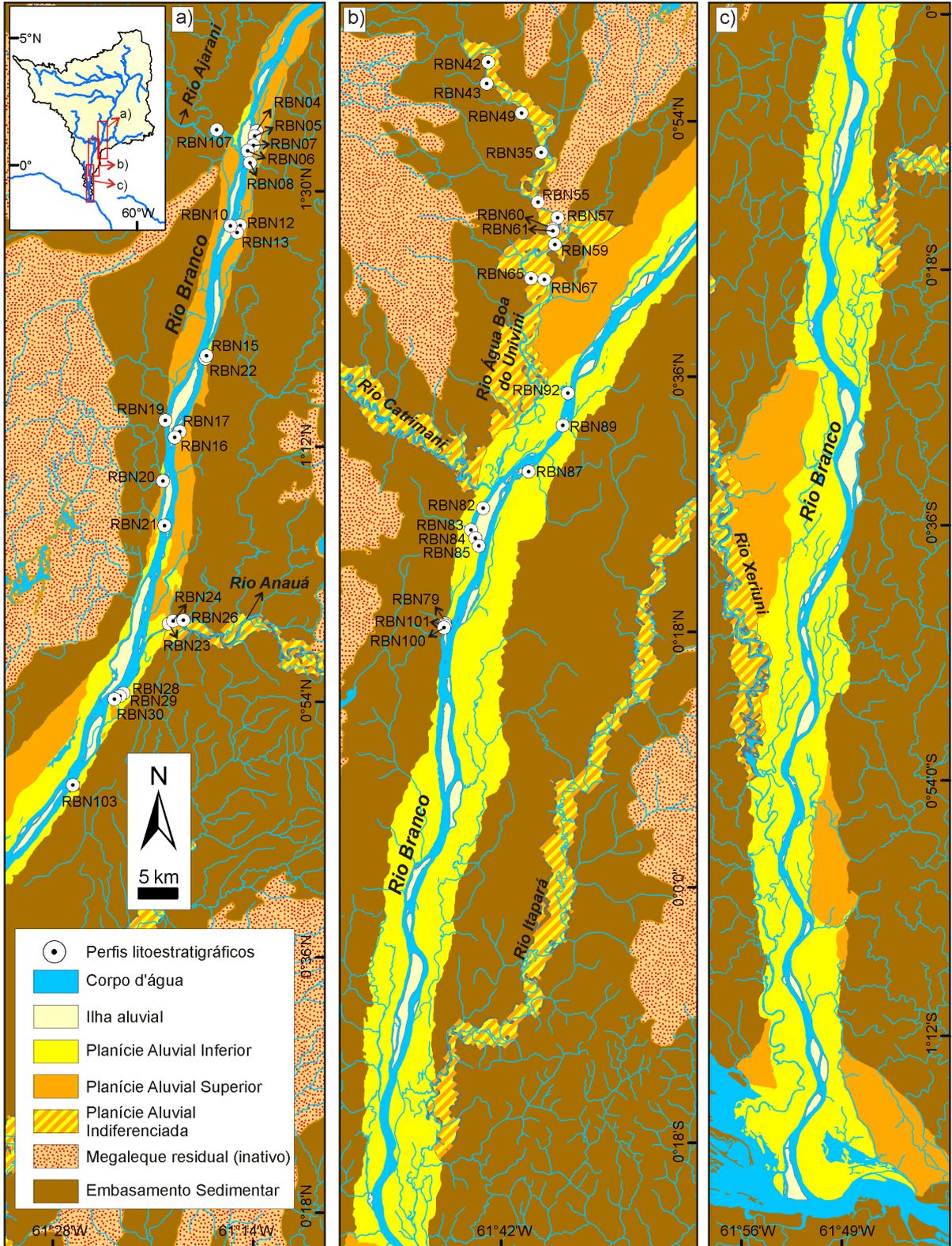
Figura 5.1 - Trecho do baixo rio Branco ilustrando características das unidades geomorfológicas mapeadas.



a) Imagem PALSAR/ALOS-1 em composição colorida R(HH), G(HV), B(HH) da estação úmida onde a linha vermelha identifica as áreas de planície aluvial do entorno dado pelo embasamento sedimentar; b) MDE-SRM em esquema de paleta de cores onde a linha preta indica dois níveis topográficos dentro da planície aluvial; c) unidades geomorfológicas identificadas.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 - Mapa geomorfológico da área de estudo no baixo rio Branco.



Fonte: Produção do autor.

A planície aluvial superior forma um nível topográfico localizado de 4 a 6 m acima do nível d'água em períodos de estiagem. Entre a cidade de Caracará e a confluência com o rio Anauá, esta unidade ocorre continuamente em ambas as margens do rio Branco, com largura inferior a 2.5 km. Entretanto, esta unidade forma um longo cinturão com 7 km de extensão na margem direita do rio Branco entre os rios Anauá e Água Boa do Univini, porém ausente a jusante até o rio Itapará. Ao sul deste rio, há cinco outras ocorrências descontínuas da planície aluvial superior em ambas as margens do rio Branco, com a mais expressiva localizada em sua margem direita, a montante do rio Xeriuni, onde esta unidade atinge 30 km de comprimento e 8 km de largura.

A unidade correspondente a planície aluvial indiferenciada foi designada para todas as unidades inferiores a 2.5 km em largura e até 5 m acima do nível d'água em período de estiagem que ocorre ao longo dos principais tributários do rio Branco. É notável que estes tributários têm padrão de canal meandrante em planta em contraste com natureza anabranching retilínea do baixo rio Branco. Também é notável que o ângulo de confluência formado por estes tributários varia desde apenas 10° até posições praticamente ortogonais, como ocorrem nos rios Ajarani, Anauá e Catrimani.

A unidade embasamento sedimentar refere-se à Formação Içá nos mapas geológicos disponíveis (BIZZI et al., 2003; IBGE, 2005). Essa unidade inclui depósitos sedimentares sobre os quais o vale do rio Branco se estabeleceu (Figura 5.2). A Formação Içá tem área de aproximadamente 22.770 km² e está de 2 a 5 m acima da planície aluvial superior, em geral permanecendo protegida de inundações regulares. O padrão de drenagem dos pequenos cursos fluviais deste terreno é um misto de treliça e retangular a amorfo.

5.2 Descrição faciológica e ambiente deposicional

As unidades geomorfológicas do baixo rio Branco são representadas sedimentologicamente por nove litofácies (Tabela 5.1), sendo organizadas em cinco associações de fácies atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais: A - canal ativo; B - canal abandonado/bacia de inundação; C - leque de rompimento de dique (*crevasse splay*)/diique; e D - barra de pontal. Embora as litologias nestas associações de fácies sejam descritas como rochas sedimentares, as descrições incluem também sedimentos inconsolidados relativos a depósitos modernos.

Tabela 5.1 - Características das fácies sedimentares na área de estudo, com interpretação dos processos sedimentares correspondentes.

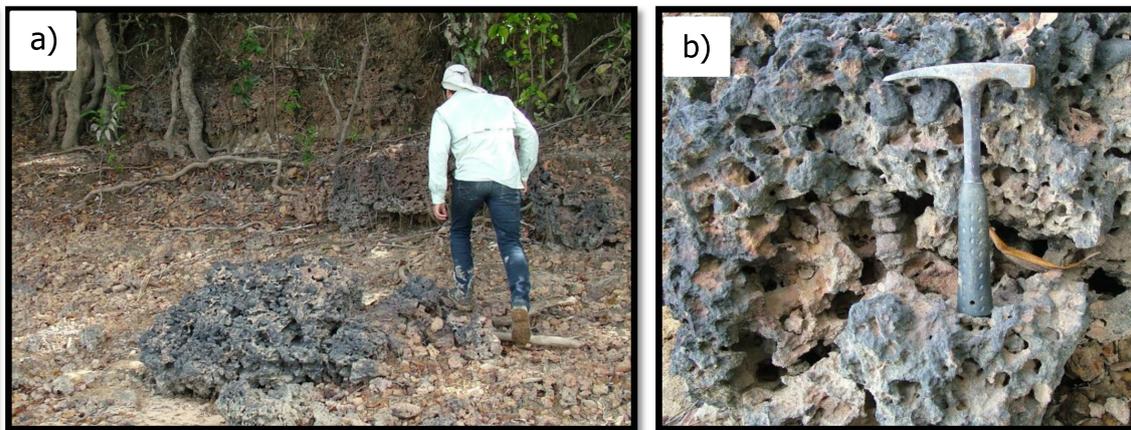
Litofácies (código)	Descrição	Processo sedimentar
Conglomerado maciço (Gm)	Conglomerado maciço de seixos suportados por matriz mal selecionada de areia fina a grossa. Subordinadamente, com seixos principalmente de quartzo e concreções ferruginosas.	Fluxos de alta energia transportando sedimentos como carga de fundo. A falta de estrutura pode ser devido ao intemperismo e/ou à rápida sedimentação, sem tempo para a organização sedimentar.
Conglomerado intraformacional maciço (Gmi)	Conglomerado constituído exclusivamente por seixos de lamitos em matriz de arenito fino a médio de seleção moderada. Estratificação maciça.	Retrabalhamento local de camadas de lama durante episódios de fluxos de alta energia, sem tempo para gerar a estratificação.
Arenito com estratificação inclinada de grande porte e baixo ângulo (Si)	Arenito moderadamente bem selecionado, granulometria arenosa fina a média, estratificação inclinadas de grande escala (i.e. métrica) e baixo ângulo de mergulho (<12°).	Deposição por acreção lateral de barras em pontal.
Arenito com estratificação cruzada (Sc)	Arenito com granulometria média a grossa, estratificação cruzada ou acanalada, em geral de pequeno a médio porte (sets com espessura entre 10 a 20 cm).	Deposição devido à migração de pequeno a médio porte, seja de formas de leito 2D ou 3D, por fluxo unidirecional sob regime de fluxo inferior.
Arenito maciço (Sm)	Arenito maciço com granulometria variando de muito fina a grossa, geralmente bem selecionada. Localmente com bioturbação.	Mistura sedimentar devido a intempéries e/ou pedogênese/bioturbação.
Depósitos heterolíticos (H)	Estratos de lamitos intercalados por arenitos de granulometria muito fina a média formando estratos lenticulares e, menos comumente, ondulados.	Sedimentação episódica com alternância entre deposição de argilas a partir de suspensões sob baixa energia, com entrada episódica de areias durante fluxos de energia relativamente mais alta
Pelito maciço (Mm)	Argilito e siltito maciço. Localmente endurecido, mosqueado e com coloração avermelhada incipiente ou concreções de ferro amareladas, bem como marcas de raízes.	Deposição lenta de argilito e siltito a partir de suspensões sob condições de baixa energia com subsequente exposição subaérea e pedogênese.
Pelito laminado (MI)	Pelito com laminação horizontal paralela	Deposição horizontal lenta de lama a partir de suspensões em ambientes de baixa energia.
Turfa (P)	Pelito ou arenito com grande quantidade de matéria orgânica, localmente fragmentada.	Acumulação de restos vegetais sob condições anóxicas.

Associação de fácies A (canal ativo)

Esta associação consiste em sucessões sedimentares únicas ou amalgamadas e geralmente organizadas em granodecrescência ascendente e, menos comumente, sucessões

sem variação granulométrica (e.g., perfil RBN5 na Figura 5.6 e Figura 5.4). Essas sucessões são normalmente delimitadas por superfícies basais bruscas, côncavas para cima, e com relevos erosionais de 2 a 4 m. As superfícies de erosão são revestidas por depósitos residuais compostos por seixos de quartzo, além de seixos de arenito ou argilito cimentado por ferro (Figura 5.3). A associação A contém as litofácies mais grossas da área de estudo, incluindo arenito maciço (Sm) ou arenito com estratificação cruzada (Sc) e, secundariamente, conglomerado maciço (Gm) ou intraformacional (Gmi) (Tabela 5.1). O arenito estratificado apresenta estratificações cruzadas tabular ou acanalada de pequeno a médio porte (i.e., conjuntos com espessuras geralmente entre 0,1 a 0,3 m, excepcionalmente até 1 m), tendo *foresets* com ângulos de avalanche e, mais raramente, baixos ângulos (i.e., $<15^\circ$). Restos vegetais (principalmente galhos e folhas) são localmente dispersos nesta associação, particularmente nas fácies arenosas. A espessura máxima registrada para a associação de fácies A foi de 5 m (perfil RBN107 na Figura 5.8).

Figura 5.3 - Arenito ou argilito cimentado e com concreções de ferro.



a) afloramento com arenitos e argilitos cimentados e com concreções ferruginosas; Detalhe de arenito cimentado por ferro.

Fonte: Produção do autor.

Sucessões com granodecrescência ascendente delimitadas em sua base por superfícies de erosão com geometria côncava para cima são características que levaram à relacionar a associação de fácies A com fluxos confinados dentro de canais. Tais características estão de acordo com registros sedimentares de canais descritos na

literatura (MCLAURIN; STEEL, 2007). Depósitos residuais sobre superfícies de erosão, adicionados a sucessões em granodescendência ascendente, são consistentes com sedimentação formada por fluxos com declínio de energia ao longo do tempo, típicos de canais. Os arenitos com estratificação cruzada atestam preenchimento de fundo de canal por formas de leito 2-D ou 3-D de pequena ou média escala.

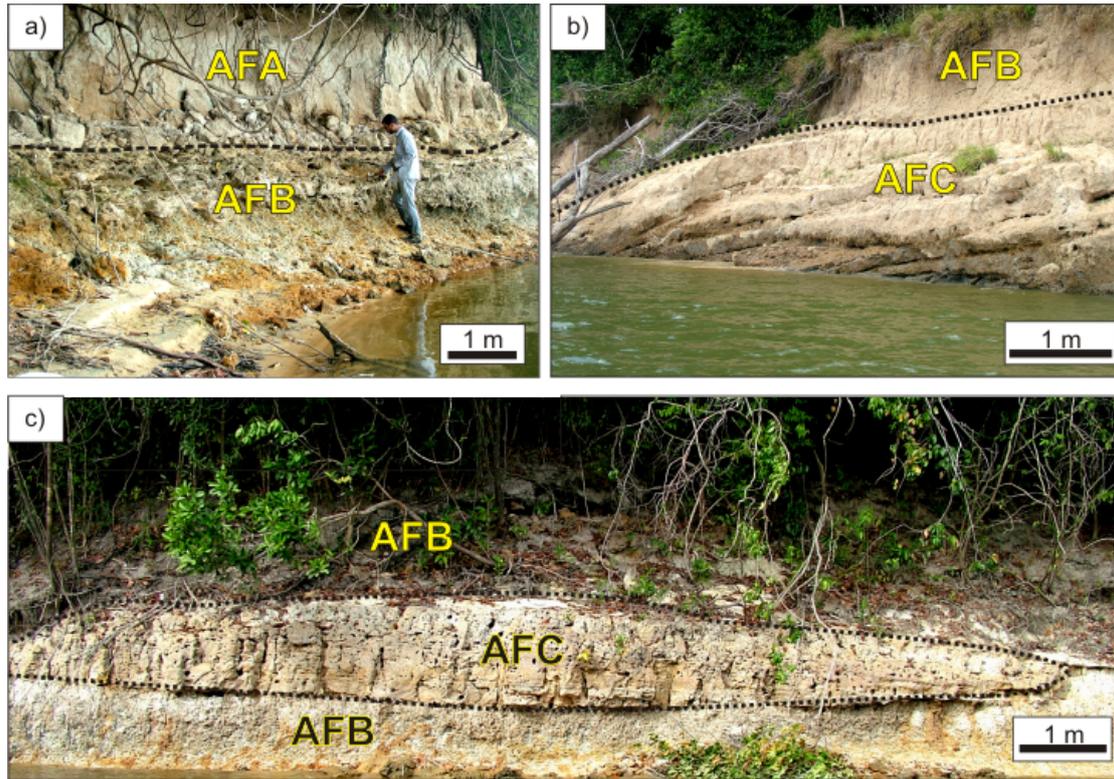
Associação de fácies B (canal abandonado e bacia de inundação)

Esta associação é intercalada ou, na maioria das vezes, forma sucessões granodescendentes descendentes com a associação A. Em muitos casos, a associação B também é intercalada com a associação C (Figura 5.4). A associação B é composta pelas litofácies de granulometrias mais finas da área de estudo, que incluem, em ordem decrescente de importância, as fácies de lamito laminado (Ml), pelítica maciça (Mm), depósitos heterolíticos (H) e, localmente, turfa (P). Nas porções inferiores desta associação, essas fácies são de coloração cinza escuro, porém gradam para coloração geralmente cinza claro a amarelo-esbranquiçada para cima, quando também há gradação das fácies Lm e H para Mm. Esta última pode ser predominantemente avermelhada a amarelada, e conter concreções de ferro e marcas de raízes. Nesses casos, a fácies Mm é invariavelmente endurecida. Quando presentes, os depósitos de turfa (fácies P) ocorrem nas porções inferiores da associação B, onde estão associados com a fácies Lm, formando lâminas ou camadas que podem atingir até 0,4 m de espessura. Depósitos de turfa consistem inteiramente de concentrações de restos de plantas ou de uma mistura destes com matriz lamosa. Galhos e fragmentos de folhas também estão dispersos localmente nas fácies Lm e, em menos frequentemente, nas fácies H e Mm. No último caso, os fragmentos de plantas podem estar degradados. A associação B pode atingir de 6 a ~8 m de espessura (p.e., perfis RBN04 e RBN8 na Figura 5.6).

A associação de fácies B é relacionada a canais abandonados e depósitos de bacia de inundação devida à sua relação genética com depósitos de canais ativos. Em particular, a granodescendência ascendente a partir da associação de fácies A e a litologia predominantemente lamosa atestam que estes depósitos são representativos de canais abandonados, onde o fluxo foi diminuindo de energia dentro do canal até seu completo abandono. Nessas condições, deposição de argila a partir de suspensões domina no canal. Depósitos da associação B que ocorrem externos a depósitos de canais são relacionadas principalmente com deposição de sedimentos finos a partir de suspensões em ambiente de bacia de inundação. Estas áreas são sujeitas à exposição subaérea e pedogênese, processos sugerido na associação de fácies B por horizontes

endurecidos com marcas de raízes e concreções de ferro (fácies Mm). Pelitos representativos de canais abandonados e bacias de inundação podem apresentar áreas estagnadas com condições anóxicas, características que favorecem a preservação de restos vegetais e também a formação de turfa, como indicado pela fácies P.

Figura 5.4 - Afloramentos representativos de associações de fácies na área de estudo.



a) depósitos canal ativo (AFA - Associação de Fácies A) recobrimdo depósitos de canal abandonado/bacia de inundação (AFB - Associação de Fácies B, linha tracejada = superfície erosiva na base do canal); b) depósitos de leque de rompimento de dique (AFC - Associação de Fácies C) sob depósitos de canal abandonado/bacia de inundação. c) depósitos de leque de rompimento de dique entre depósitos de canal abandonado/bacia de inundação.

Fonte: Produção do autor.

Associação de fácies C (leque de rompimento de dique - crevasse splay/dique)

Na escala de afloramento, esta associação, que é uma das mais frequentes na área de estudo, é tipicamente caracterizada por camadas lenticulares descontínuas que ocorrem entre a associação B ou, menos frequentemente, são cortadas pela associação A. A associação de fácies C se distingue de outros depósitos por conter pacotes com

granocrescência ascendente normalmente inferiores a 0,5 m de espessura. Esses depósitos gradam para cima a partir da associação B. Seu contato superior contatos é brusco e, muitas vezes, marcado por intensa bioturbação. Em muitos casos, a espessura de ciclos individuais aumenta ascendentemente (p.e., perfis RBN17, RBN82 na Figura 5.5, RBN84A na Figura 5.6), embora também haja o padrão oposto, isto é, os ciclos que se afinam ascendentemente (por exemplo, perfil RBN13 na Figura 5.6). Ciclos individuais consistem de arenitos moderadamente selecionados, gradando de muito fino a fino, com granulometria local média. Estes depósitos são na sua maioria maciços (fácies Sm) ou localmente com estratificação cruzada (fácies Sc, ver perfil RBN 13 na Figura 5.6). Camadas de turfa inferiores a 10 cm de espessura e contendo restos de plantas altamente fragmentado estão localmente presentes (p.e., perfil RBN 29 na Figura 5.6). Fragmentos vegetais também podem ocorrer dispersos dentro desta associação.

A natureza arenosa de granulometria mais fina do que na associação A, a geometria lenticular e as sucessões granocrescentes ascendentes constituem as principais características que levaram à atribuição da associação de fácies C a leques de rompimento de diques ou *crevasse splays*. Muitos desses depósitos têm sido reconhecidos no registro sedimentar com base em características similares (MAKASKE, 2001; BRIDGE; DEMICCO, 2008). O fato de esses depósitos formarem lentes de areia com granocrescência ascendente a partir da associação de fácies B está de acordo com a interpretação proposta. Tal superposição de associações de fácies registra aumento da energia do fluxo com o tempo, o que resulta em consequente progradação episódica arenosa de depósitos canal dentro de áreas de bacia de inundação adjacentes, formando lóbulos suspensos.

Associação de fácies D (barra de pontal)

Esta associação é subordinada na área de estudo, sendo registrada apenas localmente nos perfis RBN24 e RBN60 (Figura 5.8). Ele forma pacotes de até aproximadamente 1 m de espessura que ocorrerem isoladas dentro da associação B ou intercaladas com a associação A. Estes depósitos se estendem lateralmente apenas algumas dezenas de metros ao longo dos afloramentos. Consistem de arenitos moderadamente bem selecionados, com granulometria fina a média internamente com grande escala, baixo ângulo de mergulho (i.e., $<12^\circ$) e estratificações inclinadas (fácies Si). Os estratos inclinados do arenito formam pacotes laterais de até 0,2 m de espessura, que são separados por superfícies de reativação marcadas por lâminas ou algumas camadas de centimétricas de espessura de pelitos. Tal como registrado nas outras associações

de fácies, esses depósitos podem conter detritos vegetais dispersos.

Associação de fácies D foi atribuída a depósitos de barras de pontal baseado principalmente nos estratos em grande escala, inclinadas e baixo ângulo de mergulho, que estão relacionados com a deposição lateral interna em meandros durante a migração do canal (NICHOLS, 1999). Superfícies de reativação dentro destes depósitos indicam alternância entre episódios de deposição arenosa e não-deposição e/ou erosão de sedimentos previamente depositados. Tal característica é compatível com mudanças no fluxo de energia por conta de flutuações sazonais (BRIDGE; DEMICCO, 2008; MIAL, 2014).

5.3 Depósitos sedimentares e cronologia das unidades geomorfológicas

Como foi descrito na seção anterior, os depósitos estudados, incluindo os representantes do embasamento sedimentar sobre os quais o vale rio Branco se estabeleceu, estão relacionados a ambientes deposicionais típicos de sistemas fluviais. A distribuição desses depósitos dentro das unidades geomorfológicas individuais é descrito na presente seção, juntamente com o seu contexto cronológico com 23 datações por LOE (Tabela 5.3) e 22 datações por radiocarbono (Tabela 5.2), no intuito de fornecer a base para a reconstituição sedimentar e geomorfológica da paisagem na área de estudo, bem como discutir fatores de controle.

Tabela 5.2 - Idades ^{14}C e idades calibradas (2σ) (em anos AP) para depósitos do trecho inferior do rio Branco.

Amostra	Idade medida (anos AP)	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Idade convencional (^{14}C anos AP or pMC*)	Idade calibrada (2σ em anos AP)
RBN04.1	6840 ± 40	-28,7 ‰	6780 ± 40	7577 - 7678
RBN07.2	590 ± 30	-27,0 ‰	560 ± 30	588 - 642
RBN08.1	6010 ± 30	-22,8 ‰	6050 ± 30	6825 - 6981
RBN10.1	2860 ± 30	-30,8 ‰	2760 ± 30	2779 - 2929
RBN12.1	109,8 ± 0,3*	-31,1 ‰	111,2 ± 0,3*	86 - 119
RBN16.3	9170 ± 30	-19,5 ‰	9260 ± 30	10,366 - 10,524
RBN17.1	400 ± 30	-27,0 ‰	370 ± 30	423 - 503
RBN17.4	420 ± 30	-28,3 ‰	370 ± 30	23 - 503
RBN21.1	770 ± 30	-27,5 ‰	730 ± 30	653 - 709
RBN21.8	520 ± 30	-30,7 ‰	430 ± 30	452 - 529
RBN26.1	1510 ± 30	-28,2 ‰	1460 ± 30	1302 - 1396
RBN29.1	4300 ± 30	-25,9 ‰	4290 ± 30	4826 - 4888
RBN29.6	4320 ± 40	-27,2 ‰	4280 ± 40	4815 - 4965
RBN67.1	4580 ± 30	-25,5 ‰	4570 ± 30	5268 - 5323
RBN80.1	2380 ± 30	-27,7 ‰	2340 ± 30	2315 - 2439
RBN82.2	1780 ± 30	-27,2 ‰	1740 ± 30	1566 - 1713
RBN82.4	1560 ± 30	-27,1 ‰	1530 ± 30	1352 - 1446
RBN83.1	3910 ± 30	-28,3 ‰	3860 ± 30	4224 - 4410
RBN83.3	4310 ± 30	-16,9 ‰	4440 ± 30	4956 - 5075
RBN84.1	930 ± 30	-30,5 ‰	840 ± 30	686 - 796
RBN87.1	110,3 ± 0,4*	-27,8 ‰	111,0 ± 0,4*	88 - 119
RBN92.1	6790 ± 40	-25,0 ‰	6790 ± 40	7580 - 7682

Tabela 5.3 - Idades LOE dos depósitos do trecho inferior do rio Branco, incluindo informações da localização geográfica, profundidade, bem como os valores dos parâmetros mensurados para o cálculo das idades. Também é indicado a os valores de umidade (umid.) e dispersão global (σ_{od}) das doses adquiridas.

Amostra	Lat	Long	Prof. (m)	Alt. (m)	K (%)	^{232}Th (ppm)	U (ppm)	Umid.	Taxa de dose total (Gy/ka)	Dose (Gy)	Idade (anos)	σ_{od}
RBN05.1	1,5648	-61,2318	5,9	47	0,48	4,3	0,66	0,05	1,02 ± 0,08	13,44 ± 0,7	13.175 ± 1.202	0,23
RBN13.1	1,4512	-61,2525	4,5	45	0,57	2,4	0,69	0,03	1,01 ± 0,08	13,39 ± 0,94	13.262 ± 1.394	0,09
RBN13.2	1,4512	-61,2525	5,5	45	0,49	3,77	0,88	0,02	1,07 ± 0,08	20,15 ± 0,68	18.746 ± 1.585	0,12
RBN16.1	1,2177	-61,3189	3,95	44	0,54	4,35	1,14	0,01	1,25 ± 0,10	13,16 ± 0,46	10.537 ± 905	0,17
RBN20.2	1,1595	-61,3385	2	47	0,04	4,02	0,9	0,01	0,69 ± 0,05	120,2 ± 6,5	175.003 ± 15.008	0,12
RBN20.3	1,1595	-61,3385	1,8	47	0,07	4,06	1,07	0,01	0,76 ± 0,05	128,7 ± 9,8	169.465 ± 17.386	0,25
RBN23.1	0,9921	-61,3320	4,05	42	0,2	10,52	1,97	0,11	1,39 ± 0,09	142,3 ± 8,2	102.054 ± 9.054	0,40
RBN23.2	0,9921	-61,3320	4,95	42	0,2	10,29	1,91	0,09	1,40 ± 0,10	146 ± 6,6	104.657 ± 8.660	0,08
RBN24.1	0,9953	-61,3268	1,9	45	0,06	2,68	1,14	0,03	0,66 ± 0,04	126,8 ± 6,6	192.634 ± 15.948	0,19
RBN28.1	0,9101	-61,3850	4,8	43	0,83	5,78	1,58	0,08	1,61 ± 0,12	6,59 ± 0,2	4.100 ± 331	0,14
RBN28.2	0,9101	-61,3850	5,35	43	0,89	7,23	1,78	0,06	1,85 ± 0,14	6,59 ± 0,31	3.557 ± 322	0,17
RBN35.1	0,8632	-61,6534	3,9	43	0,21	0,79	0,3	0,03	0,47 ± 0,03	20,15 ± 0,71	42.850 ± 3.277	0,13
RBN42.1	0,9690	-61,7150	2,1	41	0,86	6,67	3,9	0,05	2,32 ± 0,18	1,9 ± 0,05	817 ± 68	0,09
RBN42.2	0,9690	-61,7150	3,45	41	0,77	8,7	3,73	0,06	2,44 ± 0,02	2,437 ± 0,03	999 ± 15	0,04
RBN55.3	0,8048	-61,6572	1,4	35	0,46	6,71	2,78	0,02	1,71 ± 0,13	5,02 ± 0,11	2.928 ± 232	0,10
RBN55.4	0,8048	-61,6572	3,4	35	0,25	3,14	1,16	0,21	0,74 ± 0,04	16,49 ± 0,79	22.241 ± 1.659	0,23
RBN57.1	0,7866	-61,6342	2,4	34	0,51	8,35	3,5	0,01	2,06 ± 0,16	9,64 ± 0,12	4.676 ± 371	0,04
RBN57.2	0,7866	-61,6342	5	34	0,29	3,29	1,52	0,19	0,85 ± 0,05	5,32 ± 0,13	6.262 ± 410	0,11
RBN59.1	0,7733	-61,6404	1,4	35	0,04	0,95	0,67	0,03	0,40 ± 0,02	97,1 ± 7,6	245.766 ± 23.816	0,26
RBN84.1	0,4101	-61,7300	2	40	0,83	7,88	2,11	0,16	1,75 ± 0,03	18,2 ± 1,0	10.426 ± 598	0,22
RBN100.1	0,3050	-61,7666	6,9	39	0,12	7,34	1,65	0,08	1,06 ± 0,01	146 ± 14	137.611 ± 13.276	0,30
RBN101.1	0,3074	-61,7655	4,7	35	0,11	7,08	1,75	0,05	1,105 ± 0,01	158,22 ± 10,42	143.144 ± 9.545	0,20
RBN103.1	0,8023	-61,4438	6,9	40	0,07	4,92	1,25	0,11	0,75 ± 0,01	173,27 ± 10,91	231.080 ± 1.806	0,20

5.3.1 Ilhas aluviais

As ilhas aluviais na área de estudo são representadas por depósitos sedimentares das associações de fácies A, B e C. Estes depósitos são tipicamente friáveis nas ilhas, sendo desprovidos de qualquer evidência de cimentação ou concreções de ferro, diferentemente dos depósitos mais antigos. Depósitos dominantes são representativos de canais abandonados/bacias de inundação (associação B) e leques de rompimento de dique (associação C), os quais compõem toda esta unidade, como nos perfis RBN17 e RBN82 (Figura 5.5). Depósitos de canal ativo (associação A) são subordinados, ocorrendo apenas como um pacote fino no perfil RBN21 (Figura 5.5). Eles podem ocorrer localmente em proporção comparável aos dos outros depósitos, como no perfil RBN7 (Figura 5.5), onde formam intercalações. Além disso, estes depósitos podem ser dominantes localmente, como no perfil RBN10 (Figura 5.5). Seis idades ^{14}C foram obtidas de fácies lamosas dos depósitos representativos das ilhas aluviais, que variam de 2779-2929 a 1352-1446 cal anos AP, com as outras idades, sendo apenas algumas centenas de anos de idade (Tabela 5.2 e Figura 5.5).

5.3.2 Planície aluvial

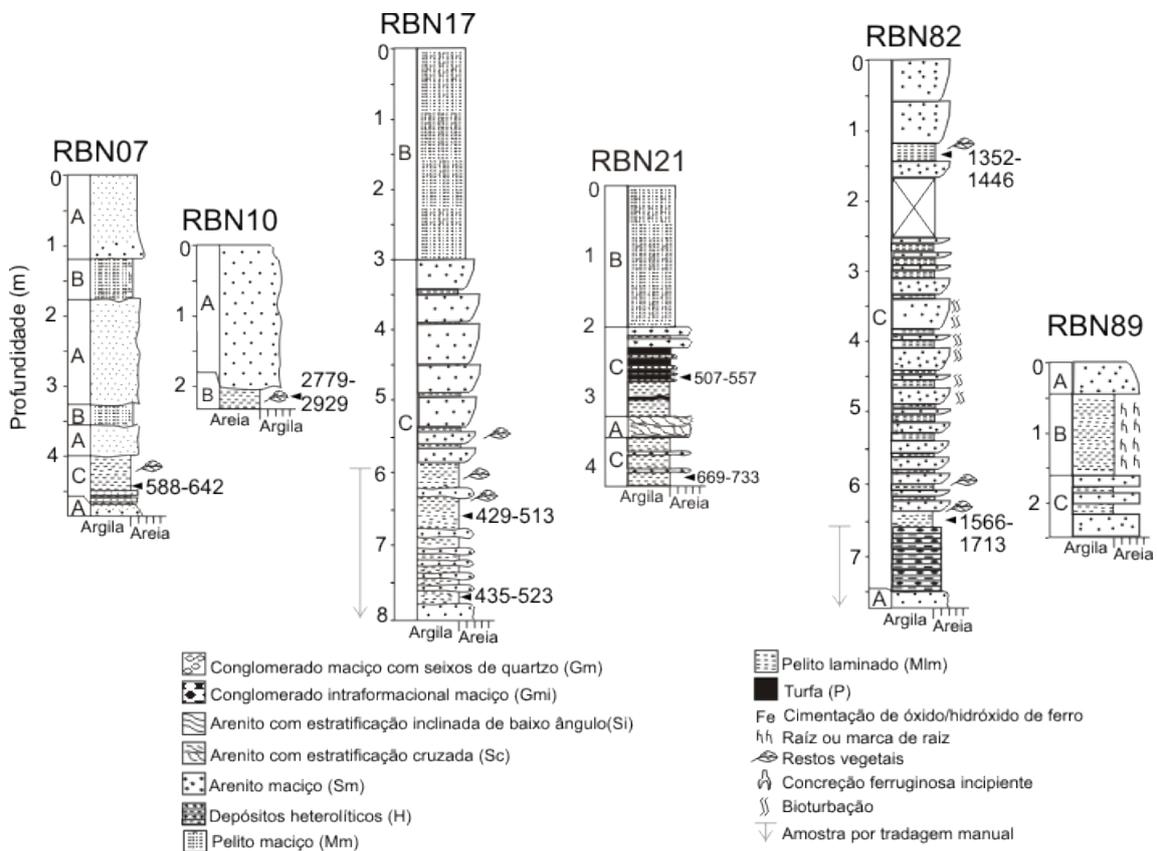
A planície aluvial inferior consiste principalmente de alternâncias entre associações de fácies A e B, com a primeira sendo volumetricamente muito mais expressiva do que nas ilhas aluviais. Na verdade, há locais onde todo o perfil desta unidade geomorfológica é formado pelo amalgamento da associação A (ver perfis RBN42 e RBN61 na Figura 5.6). Em alguns casos, a associação B é intercalada apenas com associação C, formando depósitos de até 12 m de espessura, como no perfil RBN29 (Figura 5.6).

Depósitos derivados desta unidade registraram sete idades ^{14}C e duas idades LOE. As idades de radiocarbono são tão jovens quanto 111,0 pMC no topo dos perfis i.e., dentro do mesmo intervalo de tempo das idades obtidas nas ilhas aluviais. No entanto, as idades de radiocarbono mais antigas entre 4224-4410 e 4956-5075 cal anos AP e as idades LOE 3.557 (± 322) e 4.100 (± 331) anos também foram registrados. Curiosamente, estas idades mais antigas não são distribuídas aleatoriamente, mas eles aumentam sistematicamente para baixo nos perfis litoestratigráficos. Tal distribuição cronológica levou a descartar a contaminação por matéria orgânica mais antiga, assim os depósitos de planície aluvial foram provavelmente originados desde o Holoceno Médio.

Perfis da planície aluvial superior podem ser inteiramente compostos por depósi-

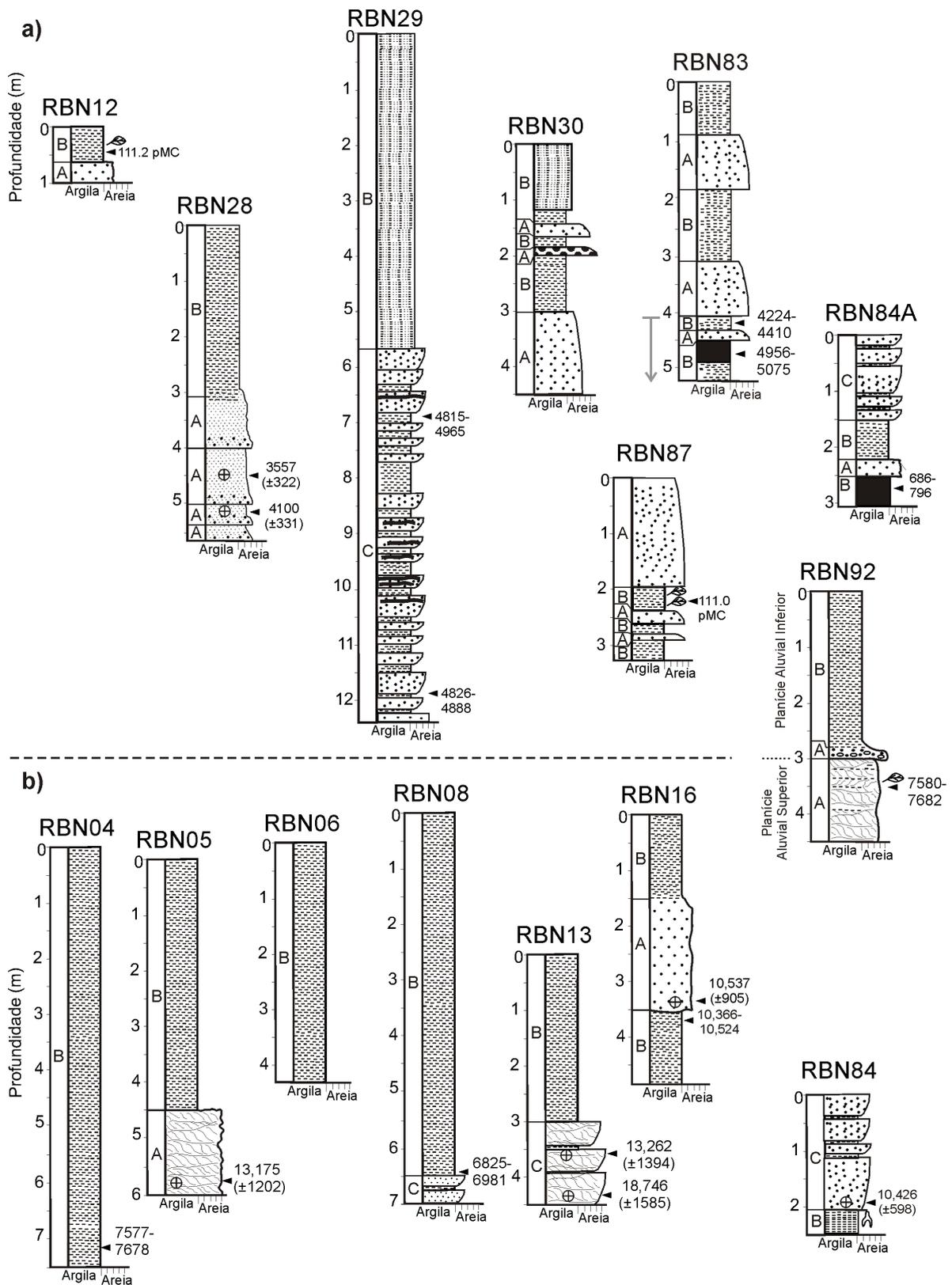
tos de canal abandonado e bacias de inundação (i.e. perfis RBN4, RBN6 e a maior parte dos perfis RBN5, RBN8, RBN 13 e RBN 35 na Figura 5.6). Os quatro últimos perfis apresentam intervalos arenosos nas bases que estão relacionados com canal ativo (RBN5 e RBN35) e depósitos *crevasse splay* (RBN8 e RBN13). Além disso, esta unidade também é representada pelos perfis com proporções iguais de estratos de canal ativo e de canal abandonado/bacias de inundação (RBN16) ou pode ser dominada por depósitos de *crevasse splay* (RBN84). Idades de radiocarbono da planície aluvial superior registram valores entre 6825-6981 e 7577-7678 cal anos AP. Idades LOE variaram de 10.426 (± 598) a 18.746 (± 1.583) anos. Como na planície aluvial inferior, estas idades aumentam sistematicamente para baixo nos perfis litoestratigráficos. Sendo assim, é possível constatar que a formação dos depósitos da planície aluvial superior foram iniciadas no Pleistoceno Tardio e continuaram sendo formadas até o Holoceno Inicial/Médio.

Figura 5.5 - Perfis litoestratigráficos e cronologia das ilhas aluviais (ver localização do perfil na Figura 5.2).



Fonte: Produção do autor.

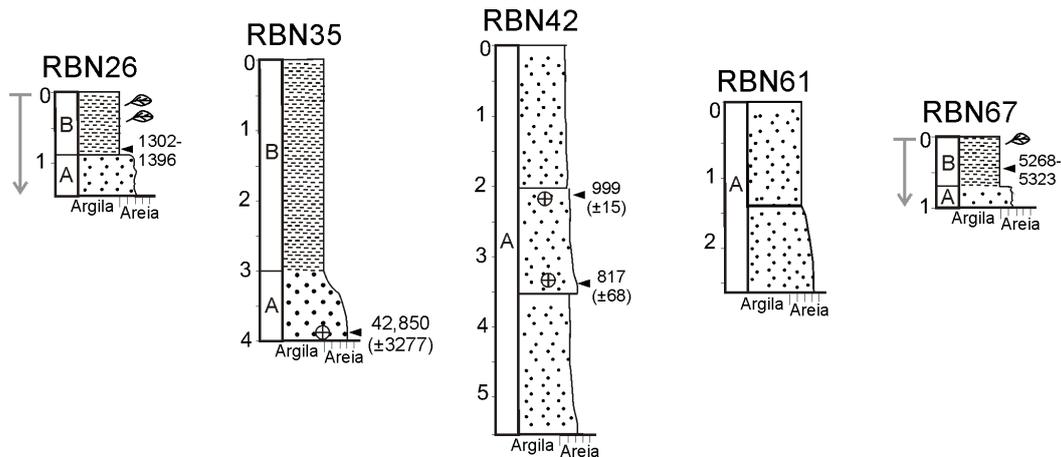
Figura 5.6 - Perfis litoestratigráficos e cronologia da planície aluvial inferior (a) e superior (b). A legenda é a mesma da Figura 5.5, ver localização do perfil na Figura 5.2.



Fonte: Produção do autor.

A planície aluvial indiferenciada dos tributários do rio Branco foi localmente registrada em três localidades, representada pelos perfis de RBN26, RBN35, RBN42, RBN61 e RBN67 (Figura 5.7). Estes contêm apenas associações de fácies representativas de canais ativos (associação A) com granodecrescência ascendente em depósitos representativas de canal abandonado/bacia de inundação (associação B) (RBN26, RBN35 e RBN67) ou são integralmente representados por depósitos de canais ativos (RBN61). Idades de radiocarbono são tão jovens quanto 1302-1396 cal anos AP, com idades LOE sendo também tão jovem como 817 anos. No entanto, uma idade radiocarbono obtidos em sedimentos de um afloramento nas margens do rio Água Boa do Univivi, perto de sua confluência com rio Branco, registrou idades de 5268-5323 cal anos AP. Além disso, uma idade LOE muito mais velha, na ordem de 42850 (± 3277) anos foi registrada na base do perfil RBN35, à montante deste mesmo afluente.

Figura 5.7 - Perfis litoestratigráficos e cronologia da planície aluvial indiferenciada. A legenda é a mesma da Figura 5.5, ver localização do perfil na Figura 5.2.



Fonte: Produção do autor.

5.3.3 Embasamento sedimentar e megaleques

O embasamento sedimentar consiste principalmente de associações de fácies relacionadas a ambientes de canal ativo e canal abandonado/bacia de inundação. Depósitos de canais ativos são geralmente de granulação grossa com sucessões de granodecrescência ascendente. Entretanto, em muitos casos, há um brusco contato entre estas associações (por exemplo, perfis RBN100, RBN101, RBN103 na Figura 5.8). Além

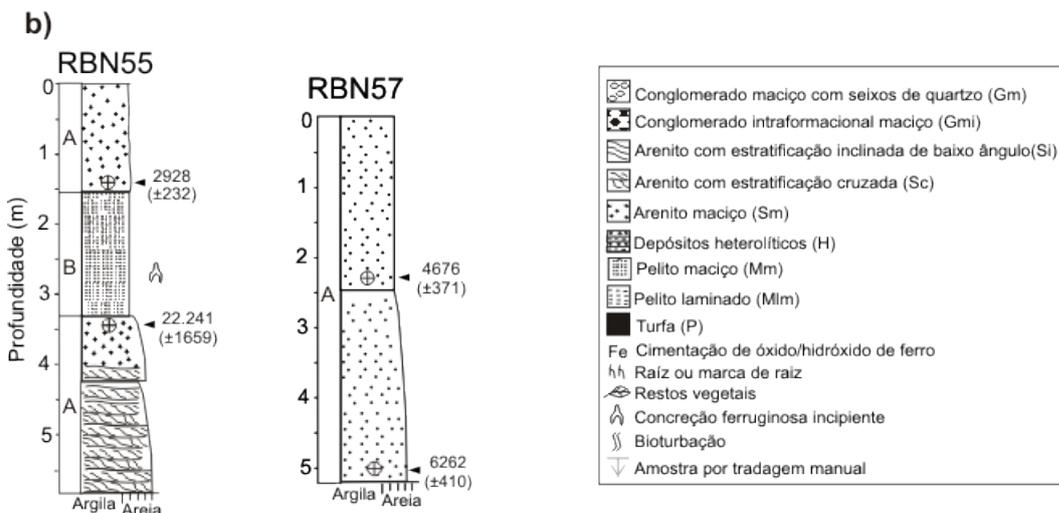
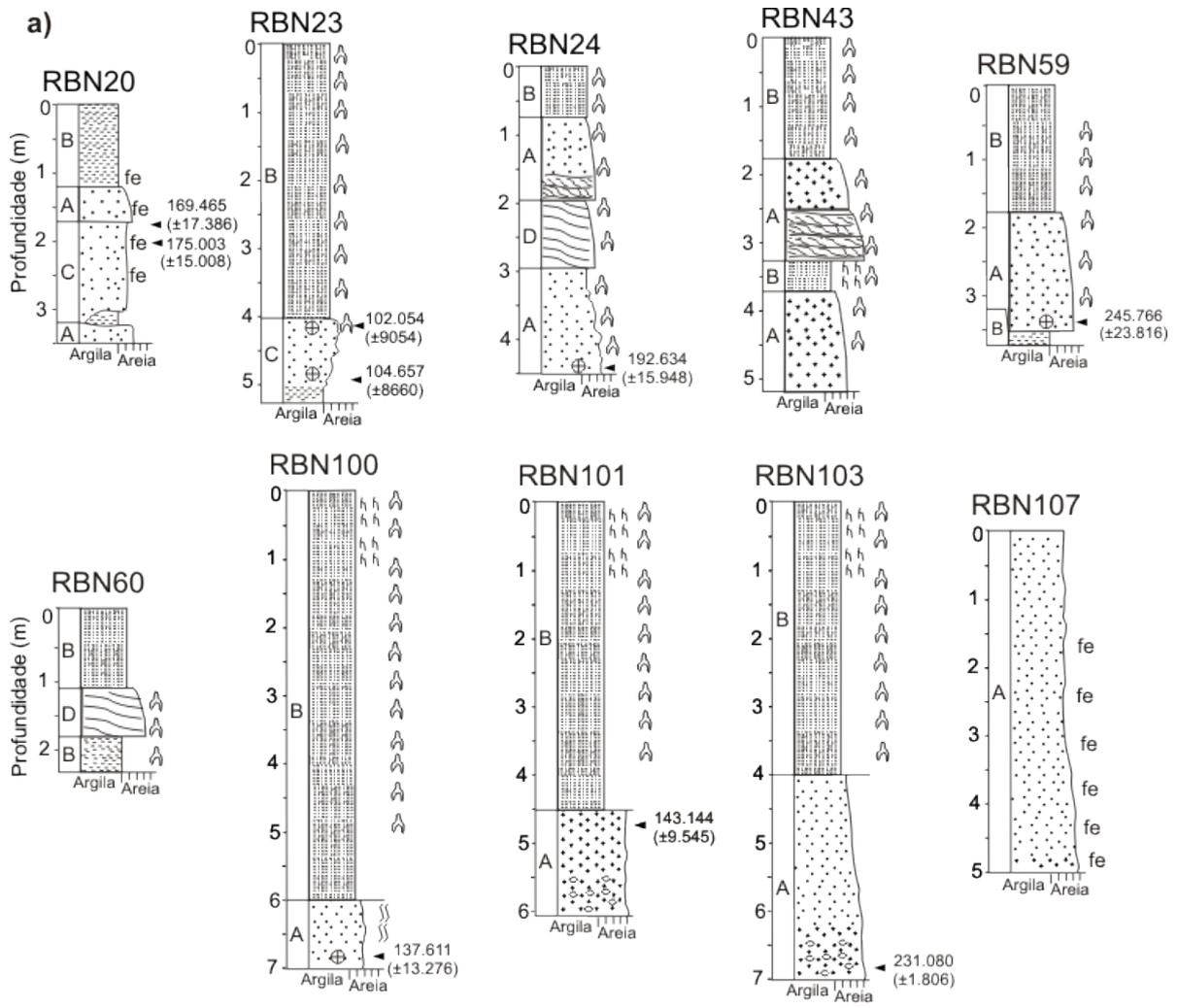
disso, há locais onde apenas depósitos de canais ativos estavam presentes (p.e., RBN107). A parte superior da maioria dos perfis é dominada por depósitos de canal abandonado/bacias de inundação. Também é possível destacar que, em contraste com as unidades anteriormente descritas, os depósitos *crevasse splay* estavam presentes apenas em um perfil (RBN23) da Formação Içá. Outro destaque são os depósitos de barras de pontal nos perfis RBN24 e RBN60, que não foram documentados em qualquer das outras unidades descritas. Uma característica distinta importante dos depósitos representantes do embasamento sedimentar é a sua parte superior definida por uma superfície descontínua marcada por um nível de paleossolo de até 5 m de espessura, o qual é caracterizado por marcas de raízes e endurecimento devido à elevada concentração de óxidos/hidróxidos de ferro que formam concreções lateríticas *in situ*.

Quatro amostras com datação LOE foram derivadas destes depósitos e tiveram idades que são muito mais antigas do que as registradas em outras unidades de deposição da área de estudo, com valores que variam de 102.054 ± 9.054 a 245.766 ± 23.816 anos. Estas amostras apresentaram doses equivalentes próximas a doses máximas de saturação (2D0), possíveis para ser estimadas com grãos de quartzo usando sinal de LOE estimulados pela radiação na faixa eletromagnética do azul.

Apenas a extremidade ao sul dos depósitos do megaleque Caracaraí foi amostrada neste estudo, o que corresponde a duas localidades a montante no rio Água Boa do Univini. Ambos os perfis registrados possuem areias soltas e bem selecionadas em seus topos. No perfil RBN55, estes depósitos sobrepõem discordantemente associações de fácies relacionadas com canais ativos e canais abandonados/bacias de inundação.

Uma idade LOE derivado de depósitos de canais ativos mais consolidados abaixo da discordância registrou idade de 22.241 ± 1.659 anos, enquanto que acima desta superfície, uma idade LOE de 2928 ± 232 anos foi obtida (Figura 5.8). No perfil RBN57 há apenas depósitos arenosos moderadamente bem selecionados, a sucessão inferior exhibe uma tendência de granodecrescência ascendente, que pode estar relacionada a depósitos de canais ativos. Duas idades LOE derivadas desta localidade registraram idades de 6262 ± 410 e 4676 ± 371 anos.

Figura 5.8 - Perfis litoestratigráficos e cronologia do embasamento sedimentar (a) e dos depósitos de megaleque (b) (ver localização do perfil na Figura 5.2).



Fonte: Produção do autor.

5.4 Anomalia de rede drenagem

Em relação ao baixo rio Branco, uma série de anomalias de drenagem pode ser reconhecida, as quais são importantes para o presente estudo. Especificamente sobre seu vale aluvial, três grandes anomalias se destacam. Primeiro, o rio Branco, embora caracterizado por padrão multicanal de leito predominantemente arenoso, é essencialmente retilíneo. Neste aspecto, o rio Branco se assemelha ao rio Negro, que também possui trechos aluviais multicanais, porém de margens predominantemente retilíneas (STERNBERG, 1950; FRANZINELLI; IGREJA, 1990; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007). Por outro lado, tais características morfológicas desses dois rios diferem da maioria dos grandes rios amazônicos, que são predominantemente sinuosos mesmo de padrão multicanal, como é o caso dos rios Solimões, Purus, Japurá, Içá, Madre de Deus, Guaporé e Madeira.

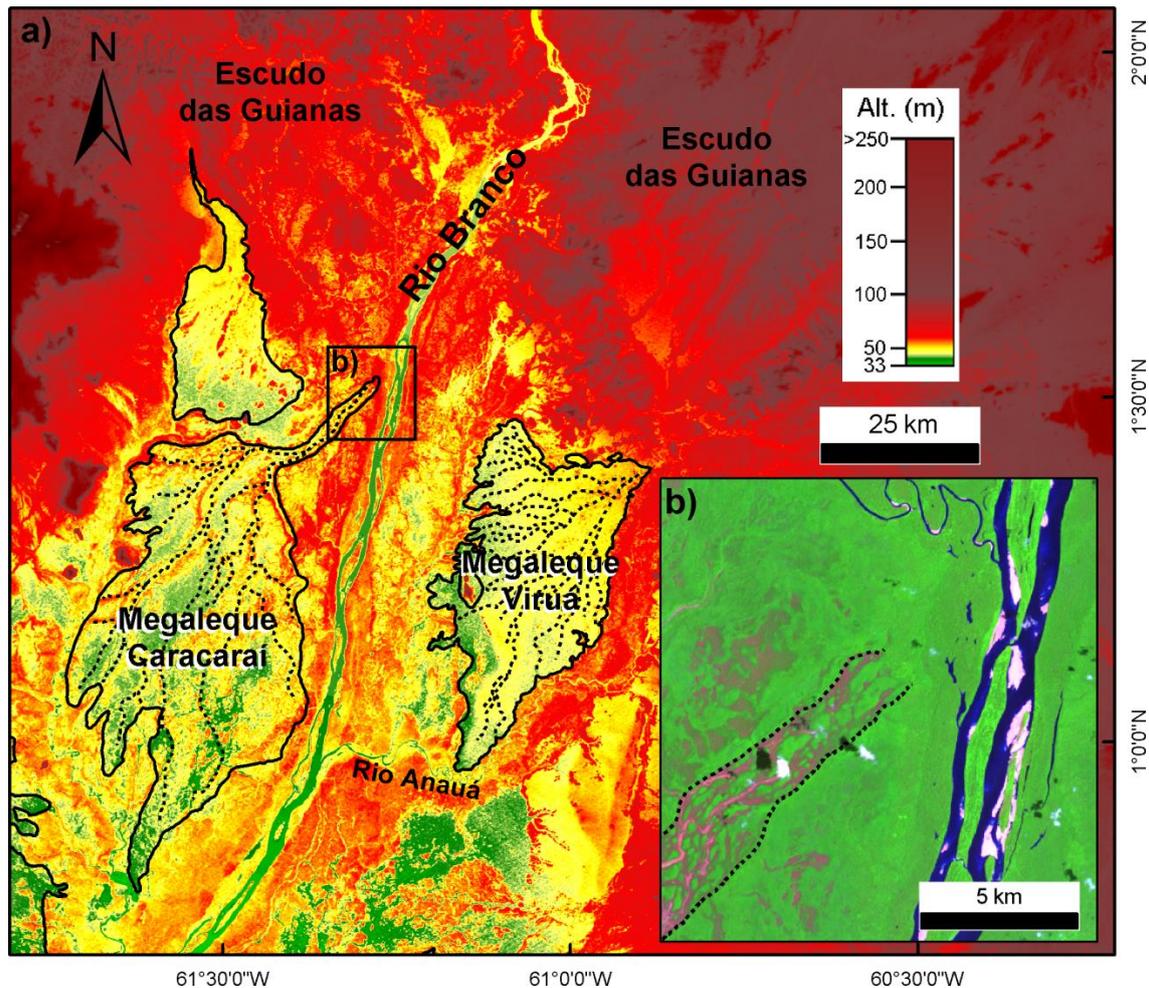
Uma segunda característica anômala do rio Branco é o fato dele interceptar depósitos residuais de um megaleque, aqui designado de megaleque Caracarái. Este corresponde ao maior megaleque situado na margem ocidental do rio Branco, i.e., ao norte da área de estudo. O megaleque tem forma triangular, que se estende na direção NE-SW, perfazendo uma área de até 1.648 km² (Figura 5.9). Os sedimentos formados nesse sistema deposicional foram transportados por canal alimentador de até 5 km de comprimento, que é nitidamente interceptado pelo vale aluvial do rio Branco (Figura 5.9). Curiosamente é que, embora maior, o megaleque Caracarái exibe morfologia e orientação semelhante ao megaleque Viruá que ocorre na margem oriental do rio Branco (ZANI; ROSSETTI, 2012; ROSSETTI et al., 2012) (Figura 5.9). Esses dois megaleques inativos, bem como os demais megaleques descritos no norte da Amazônia, têm suas cabeceiras orientadas em direção ao embasamento pré-cambriano do Escudo da Guiana, e espalham-se radialmente para o centro da Bacia do Pantanal Setentrional (ver figura 3 de Rossetti et al. (2014)).

A terceira característica anômala relacionada ao vale aluvial do rio Branco é a distribuição assimétrica entre a planície aluvial inferior e superior, esta última representativa de terraço aluvial (Figura 5.2).

Além das características anômalas supracitadas, uma série de outras anomalias pode ser observada ao se analisar a rede de drenagem tributária do rio Branco (Figura 5.10), tais como: retilinearidade de segmentos da drenagem, meandramento local, meandros comprimidos, estreitamento e alargamento abrupto do vale aluvial e mudanças bruscas de direção da drenagem formando ângulos ortogonais (cotovelos). Essas feições podem ser observadas por toda a extensão do baixo rio Branco,

desde os tributários maiores aos de menor expressão (Figura 5.10). Segmentos lineares de drenagem estão presentes por toda a extensão do baixo rio Branco, cujas características foram melhor exploradas na análise dos lineamentos morfoestruturais no item 5.8 deste trabalho. Entretanto, outras feições anômalas locais podem ser citadas.

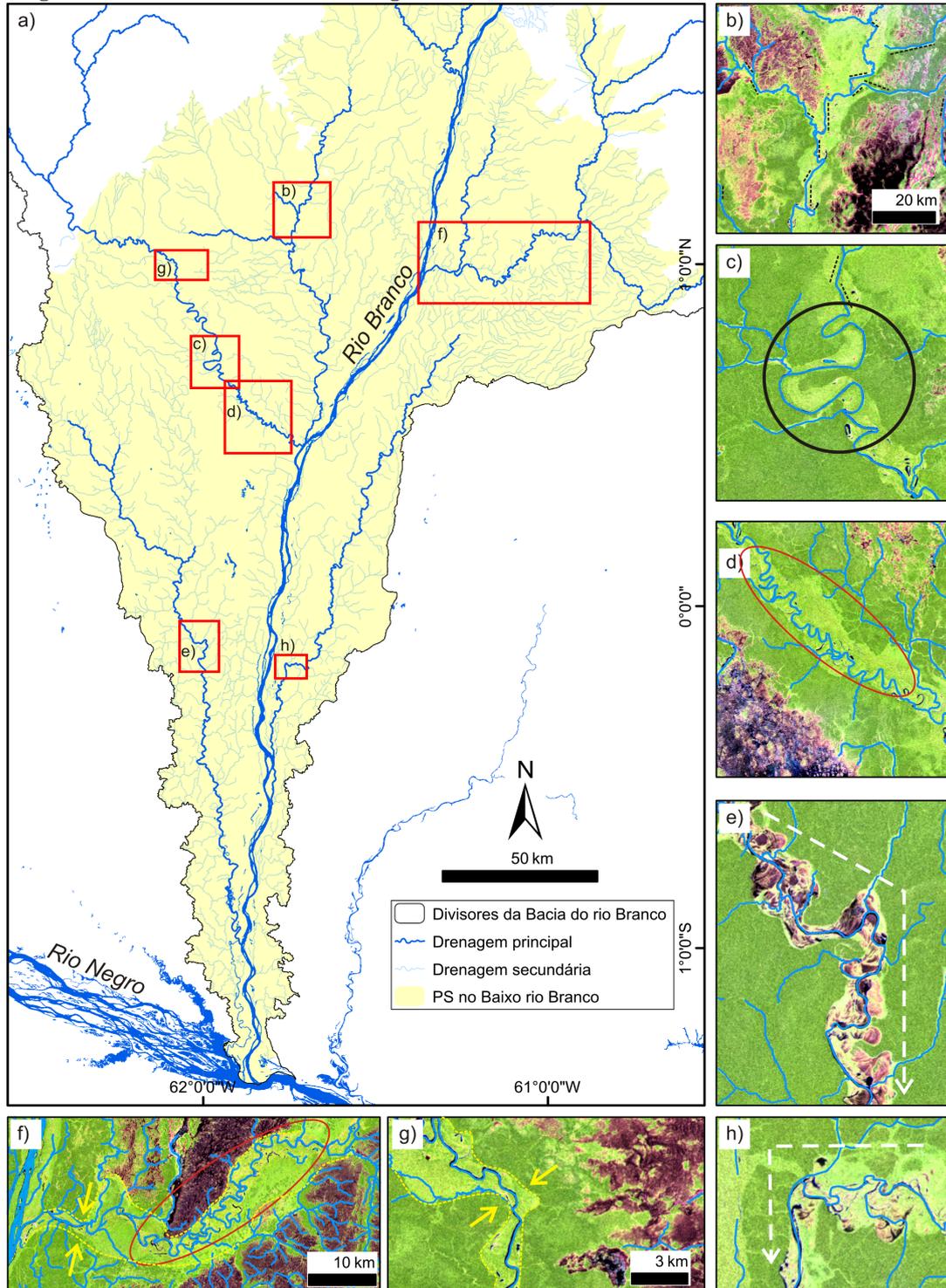
Figura 5.9 - Depósitos residuais de megaleque próximo ao rio Branco.



- a) Visão geral do megaleque Caracarái situado na margem ocidental do rio Branco e do megaleque Viruá, localizado a leste desse rio (MDE-SRTM usando paletas customizadas).
 b) Detalhe da zona proximal do megaleque Caracarái, ilustrando seu canal alimentador que é bruscamente interceptado pelo vale aluvial do rio Branco (imagem OLI/Landsat-8 em cores compostas R(6)G(5)B(4) do dia 19/02/2014).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.10 - Anomalias de drenagem nos tributários do baixo curso do rio Branco.

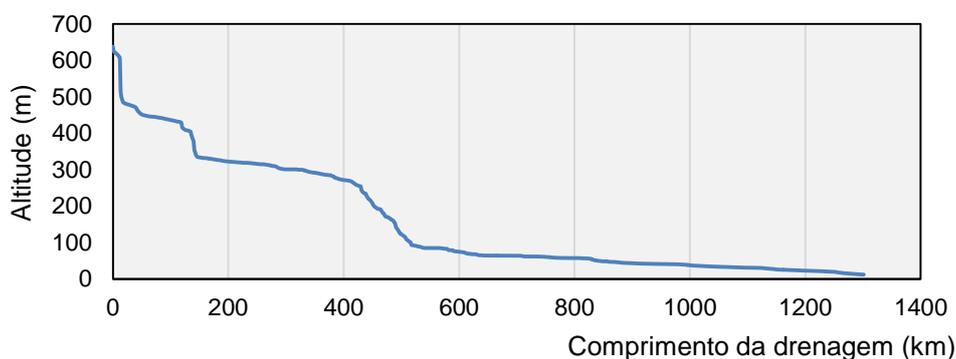


b) Retilinearidade (linhas pretas tracejadas) em diversos segmentos das drenagens tributárias; c) Retilinearidade e meandros comprimidos (círculo preto); d) meandramento local destacado por elipse vermelha; e) inflexões abruptas até ortogonais de segmentos de drenagens (setas tracejadas brancas); f) meandramento local e estreitamento de vale aluvial destacado por setas amarelas; g) estreitamento de vale aluvial; h) inflexão abrupta. A imagem de fundo dos detalhes das anomalias é uma fusão HSV entre OLI/Landsat-8 (R6G5B4) e imagem PALSAR/ALOS-1 com a polarização HH em modo FBD.

5.5 Índices de gradiente em perfil longitudinal

O perfil longitudinal do rio Branco considerando toda sua extensão até as nascentes mais distantes que abrangem o rio Uraricoera, apresenta morfologia bastante irregular, principalmente no terço a montante, propriamente no rio Uraricoera (Figura 5.11). Nesse trecho, o curso fluvial corta terrenos do embasamento cristalino do Escudo das Guianas e é marcado pela presença de cachoeiras e corredeiras.

Figura 5.11 - Perfil longitudinal de toda a extensão formada pelos rios Uraricoera-Branco.

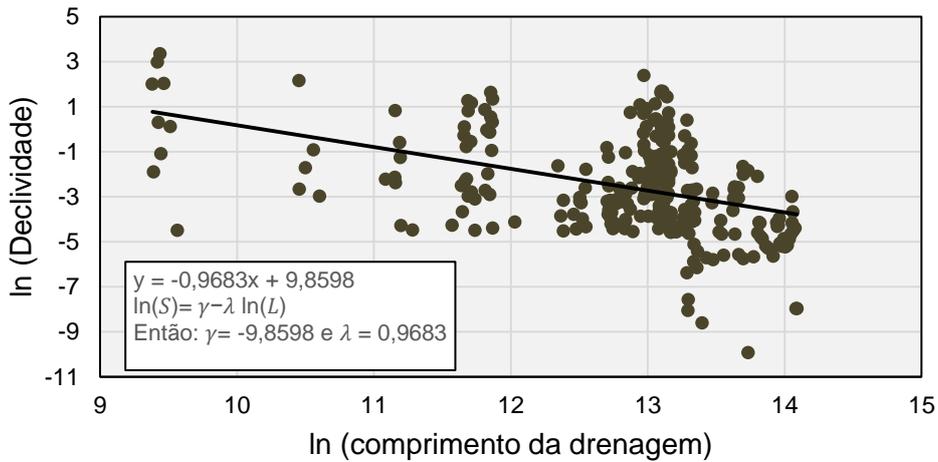


Fonte: Produção do autor.

Embora o foco específico deste trabalho seja somente o baixo curso do rio Branco, cuja declividade média é de 0,008 %, a análise de sua extensão até a nascente do rio Uraricoera foi necessária para a obtenção dos parâmetros do cálculo do índice DS. O diagrama do \ln da declividade pelo \ln do comprimento de drenagem forneceu os parâmetros γ e λ dado pela regressão polinomial de primeiro grau de -9,8598 e 0,9683, respectivamente (Figura 5.12).

Ao adentrar nas terras baixas amazônicas, em uma análise mais local, todo o trecho inferior do perfil Uraricoera-Branco é quase linear. Entretanto a aplicação dos índices de gradiente SL e DS no trecho correspondente apenas ao rio Branco, ou seja, da confluência dos rios Uraricoera e Tacutu a jusante, mostra que mesmo com uma morfologia mais próxima da linear, o rio apresenta pontos e zonas de rupturas de declive (*knickpoints* e *knick zones*) no perfil longitudinal.

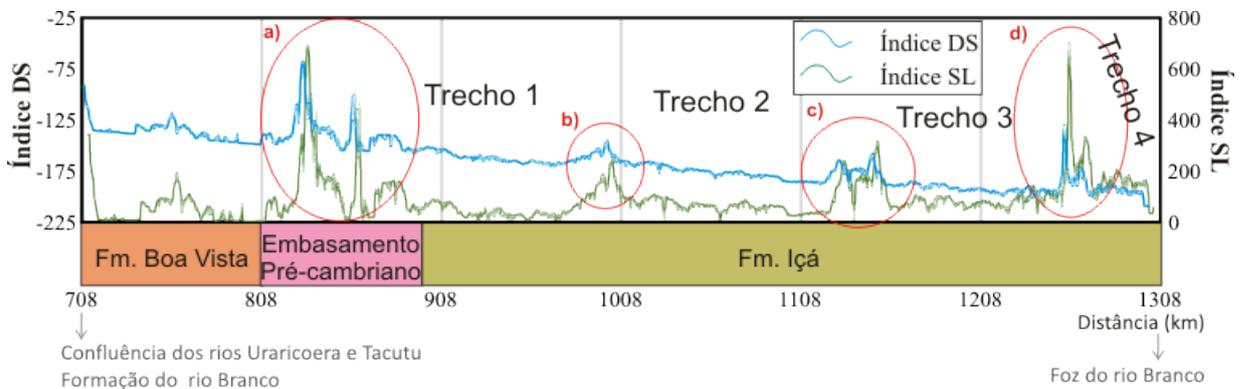
Figura 5.12 - Diagrama para o cálculo os parâmetros do índice DS.



Fonte: Produção do autor.

A análise das rupturas de declive detectadas no perfil longitudinal permite compartimentar o curso inferior do rio Branco em quatro trechos (Figura 5.13): 1- entre as anomalias a) e b), i.e., entre o embasamento pré-cambriano das Guianas e próximo à foz do rio Barauana (b); 2- entre as anomalias b) e c); 3 - entre as anomalias c) e d); e 4- da anomalia d) à jusante até a confluência com o rio Negro. Esses trechos têm declividade em torno da média do baixo rio Branco (0,008 %), sendo o trecho 2 ligeiramente mais plano em relação aos demais com 0,007 %.

Figura 5.13 - Resultados dos índices de gradiente DS e SL aplicado ao perfil longitudinal do rio Branco.



Fonte: Produção do autor.

5.6 FSTT

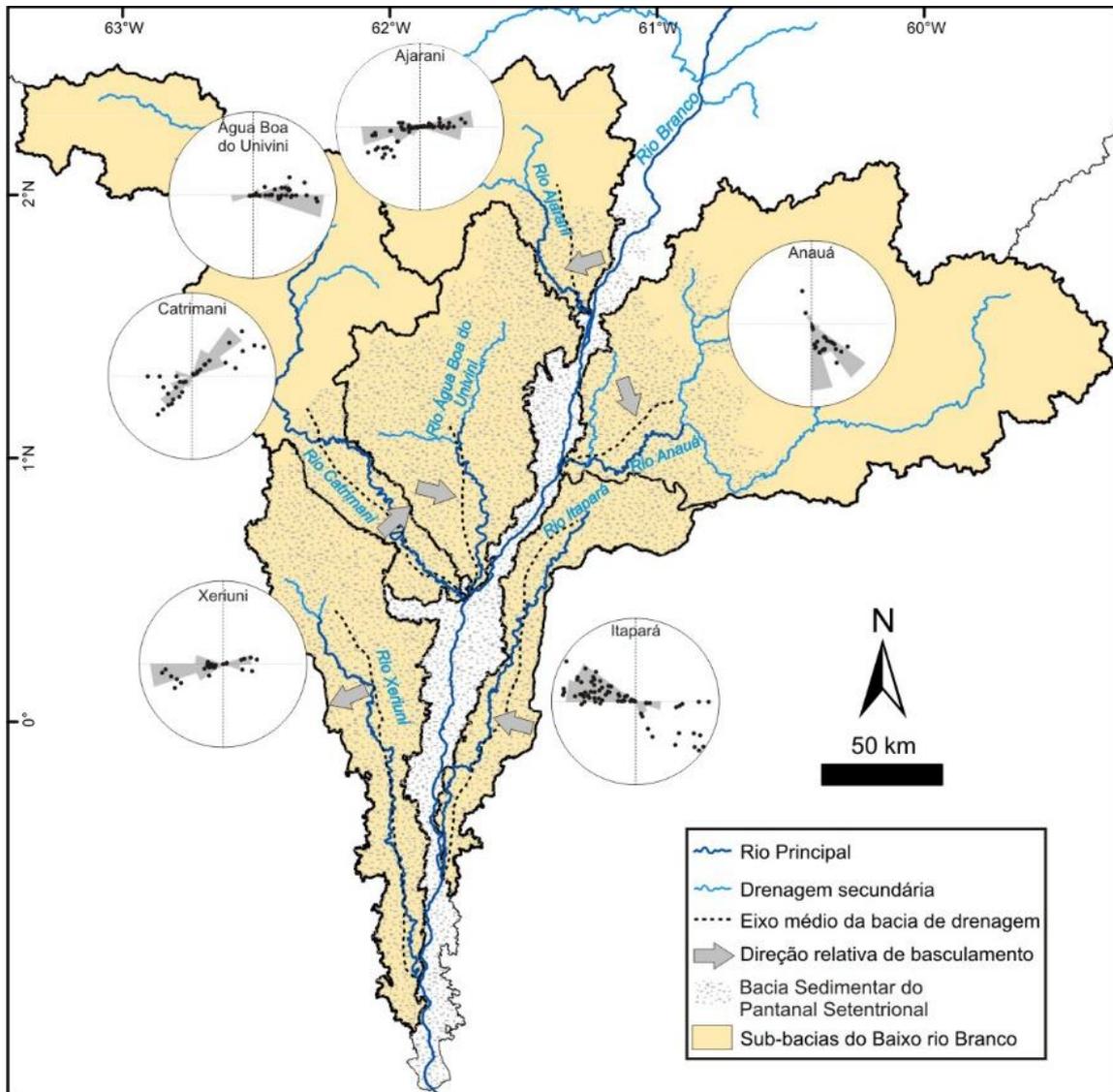
Em relação à análise do FSTT das sub-bacias da área de estudo, foi constatado que estas apresentaram valores médios entre 0,01 e 0,59 (Figura 5.14 e Tabela 5.4). As sub-bacias dos rios Itapará e Xeriuni, na porção sul da área de estudo, apresentam valores de FSTT menores em relação às demais sub-bacias do centro-norte. Também foi possível observar que na maioria das sub-bacias houve moda secundária dos vetores do FSTT, que é associada à direção oposta indicativa do basculamento principal. Os rios Itapará e Xeriuni, com valores médios menores de FSTT, possuem desvios padrões elevados (0,58 e 0,27, respectivamente), que são caracterizados por moda secundária na dispersão dos gráficos polar e de roseta. Nas sub-bacias dos rios Ajarani, Anauá e Catrimani, modas secundárias também ocorrem, sendo estas representadas pelos valores intermediários de desvio padrão do FSTT (Tabela 5.4), bem como pelos gráficos polares e de roseta (Figura 5.14).

Tabela 5.4 - Parâmetros do Fator de Simetria Topográfica Transversal para as sub-bacias do baixo rio Branco.

Nome da Bacia de Drenagem	FSTT (média)	FSTT (desvio padrão)	Direção de Basculamento
Ajarani	0.42	0.3	SW
Anauá	0.25	0.23	SE
Água Boa do Univini	0.28	0.24	ESE
Catrimani	0.59	0.28	NE
Itapará	0.14	0.58	WNW
Xeriuni	0.01	0.27	WSW

A análise da direção principal do FSTT revelou que as duas sub-bacias ao norte (Ajarani e Anauá), que estão na borda norte do PS (Pantanal Setentrional), possuem direções indicativas de basculamento para o interior da bacia sedimentar, ao sul. Por outro lado, as demais bacias seguem orientação que denotam basculamento preferencial em direção à calha do rio Branco. Exceção é o rio Xeriuni, que possui direção do FSTT a WSW, orientação oposta à calha do rio Branco (setas cinzas na Figura 5.14).

Figura 5.14 - Sub-bacias do baixo rio Branco e diagramas polares e de rosetas com os valores de FSTT.



Setas cinza indicam sentido principal de basculamento sugerido.

Fonte: Produção do autor.

5.7 Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer indica uma cadeia principal com domínio de altos gravimétricos na área de estudo, que é bordejada por anomalias menores, inclusive negativas (Figura 5.15). Esta cadeia tem até 500 km de comprimento, com tendências na direção principal NNE-SSW ao norte do rio Branco e N-S ao sul da bacia de drenagem,

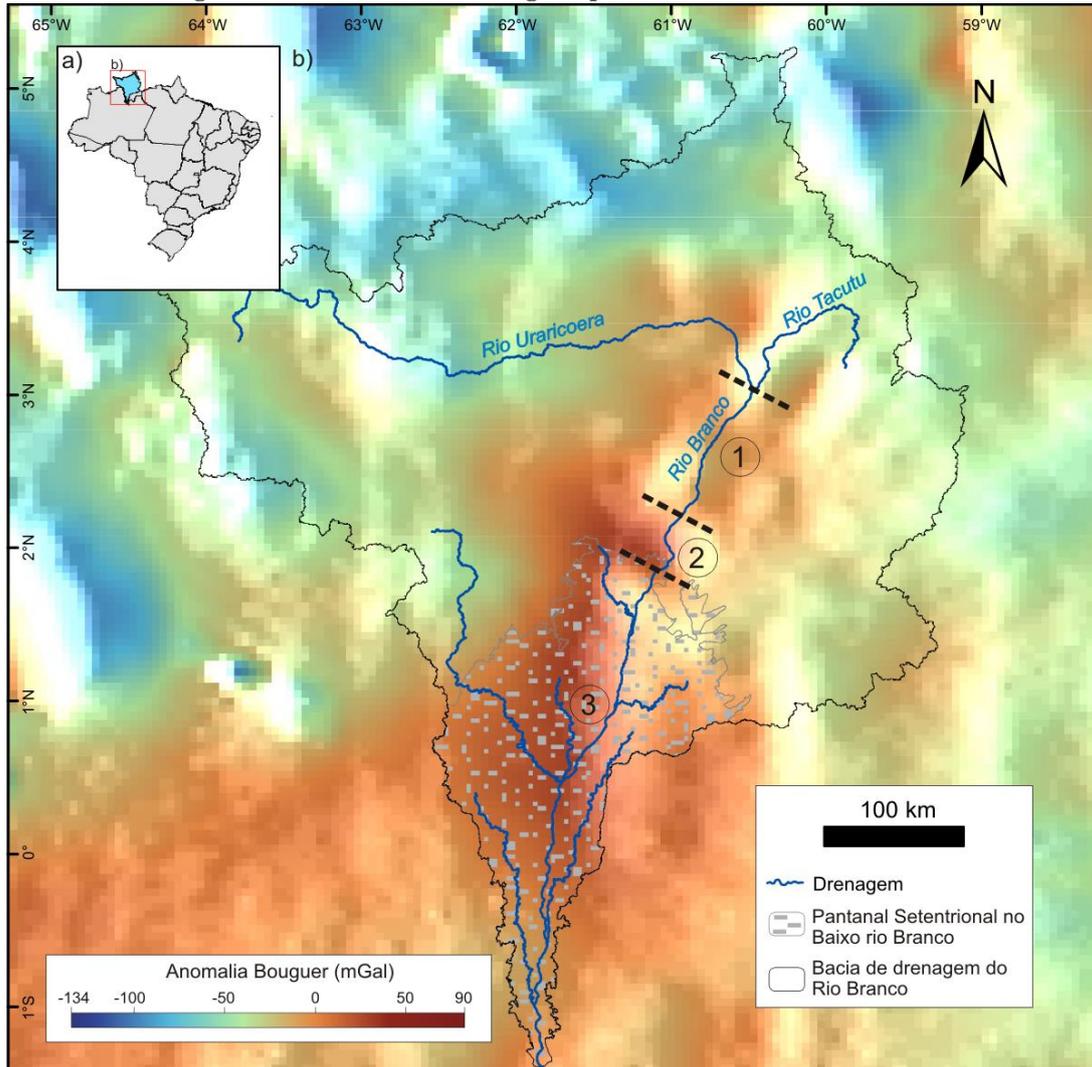
formando uma feição ligeiramente curva com o seu lado côncavo virado para o leste. Valores gravimétricos de anomalia Bouguer variam de 25 mGal a norte, até 60 mGal na sua parte central e menos de 20 mGal a sul. Este cinturão com anomalia positiva é bordejado por valores gravimétricos negativos tão baixos quanto -45 mGal. Ao norte, anomalias negativas tão baixas quanto -90 mGal caracterizam a área correspondente ao Escudo das Guianas. Esta cadeia de anomalia positiva é interceptada por outra mais extensa e com tendência NW. Esta interceptação ocorre na faixa do médio rio Branco no Escudo das Guianas, que define a fronteira norte do PS. A presença dessa anomalia indica domínio de material de alta densidade em subsuperfície. Sua direção varia de NNE-SSW a N-S, ou seja, é concordante com a orientação do rio Branco (Figura 5.15).

A análise de pendente gravimétrica das mesmas sub-bacias analisadas por FSTT revelou que as duas sub-bacias ao norte, i.e., dos rios Ajarani e Anauá, possuem valores gravimétricos médios maiores em suas metades a sul, indicando pendente para SW e SE, respectivamente (Tabela 5.5). Para a bacia do rio Água Boa do Univini, a pendente está direcionada para ESE. A bacia do rio Catrimani tem pendente gravimétrica para SW, enquanto as dos rios Itapará e Xeriuni têm pendentes direcionadas para WNW e ESE, respectivamente.

Tabela 5.5 - Parâmetros do direcionamento de decaimento gravimétrico de acordo com diferença de anomalia Bouguer média para cada lado das sub-bacias do baixo rio Branco.

Nome da Bacia de Drenagem	Lado direito (mGal)	Lado esquerdo (mGal)	Direção do decaimento gravimétrico
Ajarani	19,07	13,95	SW
Anauá	3,47	3,48	SE
Água Boa do Univini	20,46	26,51	ESE
Catrimani	12,89	11,04	SW
Itapará	16,78	15,96	WNW
Xeriuni	-2,30	5,27	ESE

Figura 5.15 - Anomalia Bouguer para a bacia do rio Branco.



a) Localização da bacia de drenagem do rio Branco no norte do Brasil; b) Anomalia Bouguer indicada pelo modelo EIGEN-6C. Os números 1 a 3 correspondem aos segmentos do alto, médio e baixo cursos desse rio.

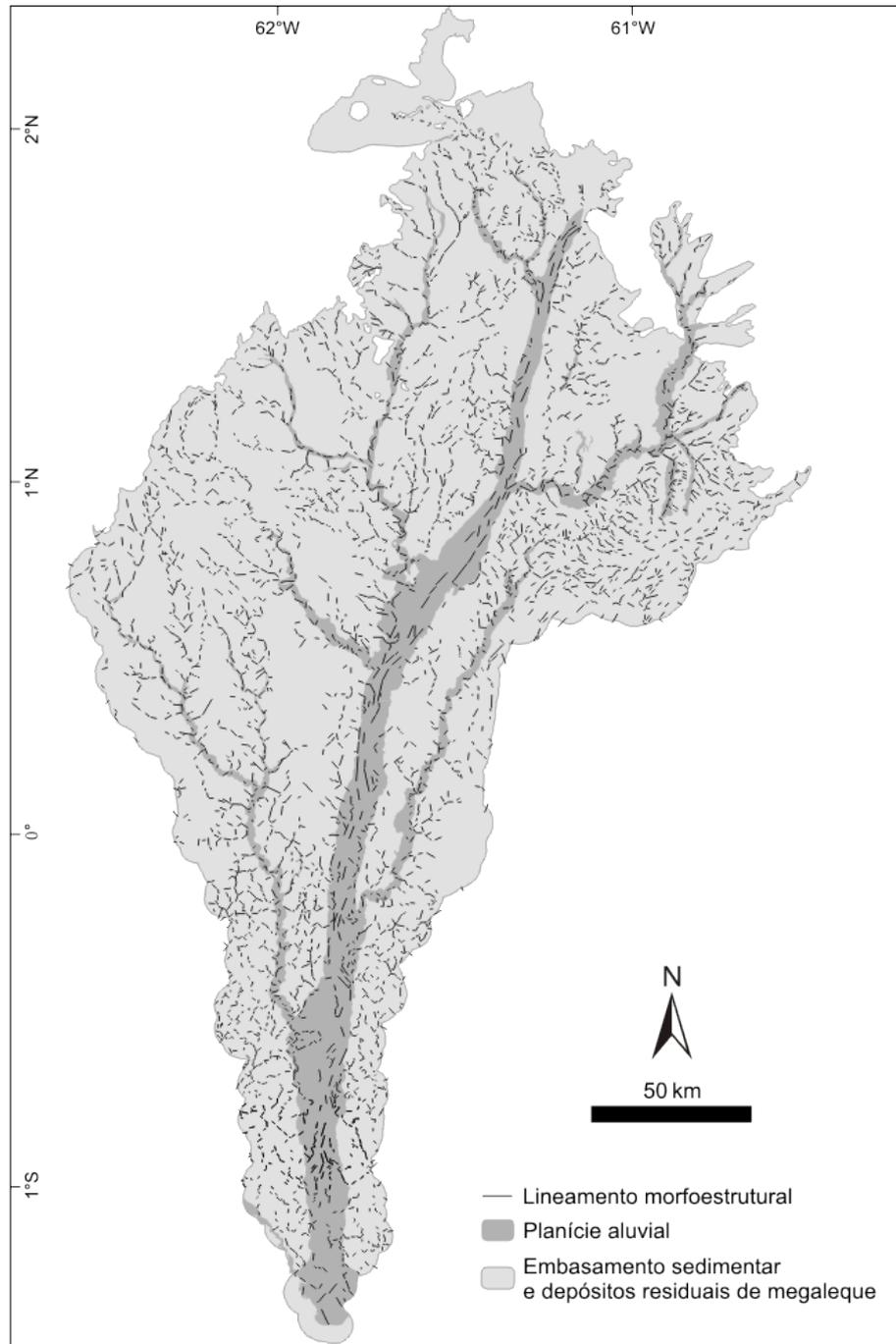
Fonte: Produção do autor.

5.8 Lineamentos morfoestruturais

Foram extraídos 4343 lineamentos morfoestruturais a partir da rede de drenagem do baixo rio Branco. Esse conjunto vetorial considera toda a área abordada na bacia de drenagem do baixo rio Branco ou parte dela. Neste último caso, dois conjuntos de lineamentos foram considerados, um incluindo o embasamento sedimentar da Formação Içá e depósitos residuais de megaleques e o outro terrenos represen-

tativos das planícies aluviais do próprio rio Branco e de seus principais tributários (Figura 5.16). Com isso, esses dados foram analisados por diagramas de roseta de acordo com comprimento e frequência absolutos.

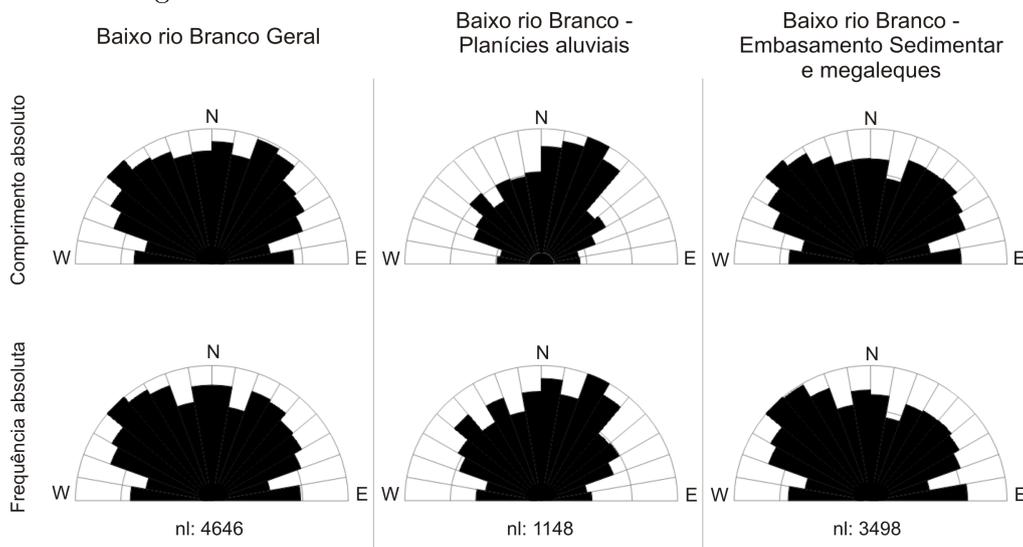
Figura 5.16 - Visualização geral dos lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da rede de drenagem para a região do baixo rio Branco.



Fonte: Produção do autor.

A análise estatística dos lineamentos extraídos para a região do baixo rio Branco apresentada em diagramas de roseta (Figura 5.17) revela que, tanto em frequência como em comprimento, a moda principal é NW-SE, geralmente entre 40° e 50°. Duas modas secundárias na direção N-S e NNE-SSW se faz presente, com menos da metade da expressão da moda principal melhor destacada quando os dados são observados em frequência absoluta.

Figura 5.17 - Direcionamentos dos lineamentos morfoestruturais derivados da rede de drenagem no baixo rio Branco



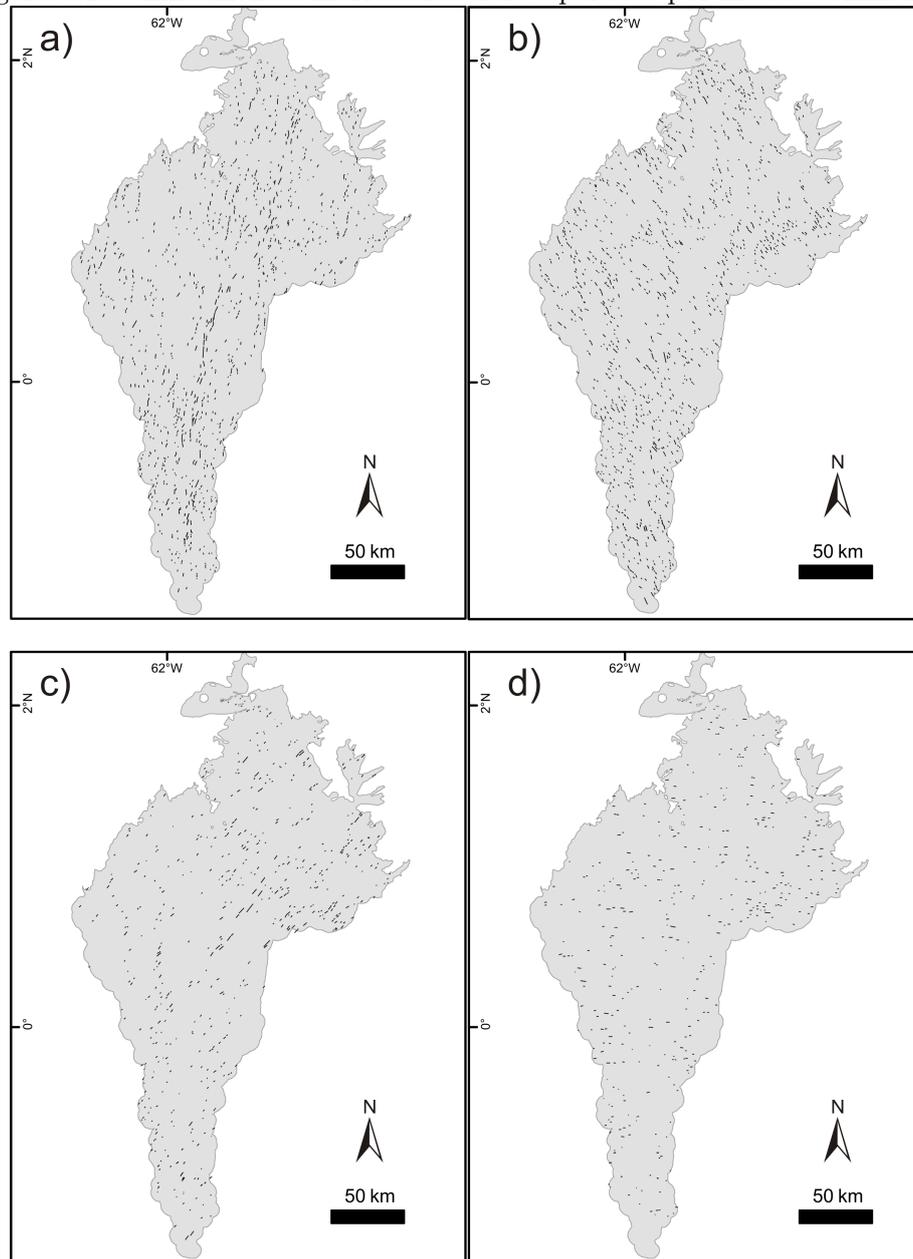
Os dados são apresentados em frequência e comprimento absolutos. Notar que as rosetas da esquerda referem-se a todos os dados do baixo rio Branco, as do meio somente os das planícies aluviais e as da direita do embasamento sedimentar (Formação Içá) e megaleques. (nl=número de lineamentos).

Fonte: Produção do autor.

A análise dos lineamentos morfoestruturais considerando somente as planícies aluviais revelou comprimentos absolutos com modas principais NNE-SSW e N-S, com orientação entre 0° e 40°. Uma moda secundária discreta de direção NW-SE é evidenciada pela frequência absoluta (Figura 5.17). Já os lineamentos morfoestruturais do embasamento sedimentar e depósitos residuais de megaleque, possuem moda principal NW-SE, entre as orientações 30° e 50°, evidenciado tanto pela frequência quanto pelo comprimento. Secundariamente, é possível destacar as orientações N-S, NE-SW e E-W com intensidades aproximadas em frequência e comprimento (Figura 5.17). As principais direções evidenciadas pela análise conjunta da frequên-

cia e comprimento absolutos dos lineamentos morfoestruturais foram separados na Figura 5.18, onde é possível evidenciar espacialmente o predomínio dos lineamentos com orientações N-S, NNE-SSW e NW-SE.

Figura 5.18 - Lineamentos morfoestruturais separados por modas dominantes.



a) Lineamentos com orientações N-S e NNE-SSW; b) Lineamentos com orientações NW e NNW-SSE; c) Lineamentos com orientação NE-SW; e d) Lineamentos com orientação E-W.

Fonte: Produção do autor.

5.9 Análise histórica da morfodinâmica fluvial

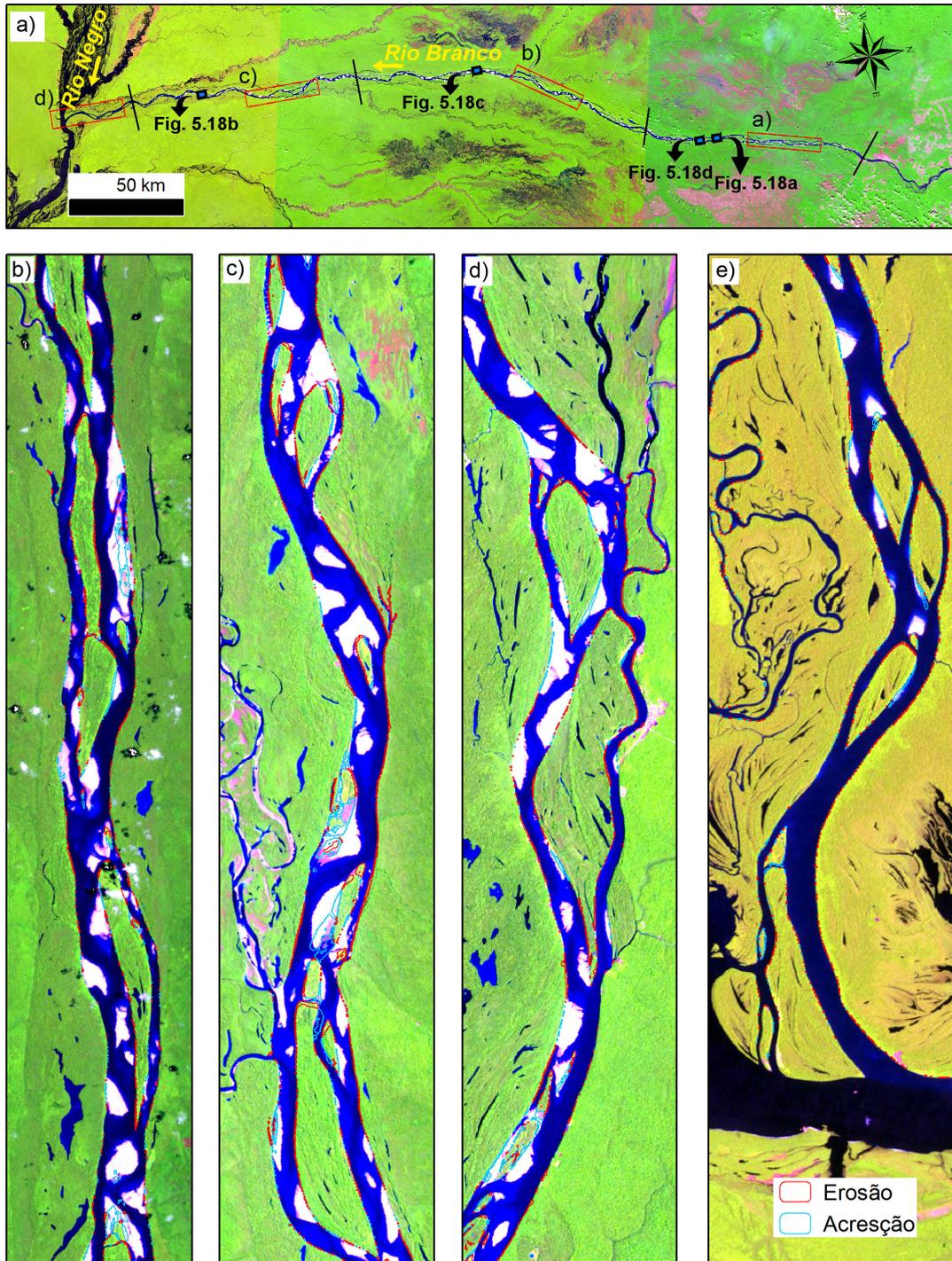
A análise em planta da morfodinâmica do baixo rio Branco entre 1985 e 2014 revelou que o rio Branco ao longo do seu curso não apresenta trechos específicos com maior propensão em relação aos processos de erosão e sedimentação. A taxa de migração do canal média, dada pela erosão das margens, foi estimada em torno de 1m ano^{-1} , localmente chegando até $3,7\text{m ano}^{-1}$. Esses baixos valores devem-se à variação de cerca de 1 pixel da imagem TM (30m de resolução espacial) de largura erodida, raramente chegando a 2 ou 3 pixels (60 e 90 m, respectivamente). A taxa de acreção das margens do canal também teve valores médios próximos da taxa de migração média, i.e., $\sim 1\text{m ano}^{-1}$. Entretanto, a acreção das margens foi localmente mais pronunciada, variando de 6 a 13 m ano^{-1} .

A análise dos processos erosivos em planta nas ilhas e margens mostrou valores bem próximos, em torno de 8.1 km^2 , entre 1985 e 2014 (Tabela 5.6). Em termos percentuais, houve uma mudança de 35,78 % de aumento de área das ilhas em decorrência da sedimentação, enquanto as margens do canal tiveram uma redução areal no balanço sedimentar de 24,35 % (Tabela 5.6).

Para fins comparativos, as áreas obtidas para os processos de sedimentação e erosão ao longo do curso inferior do rio Branco foram separados em quatro trechos, de acordo com as quebras de ruptura de declive de canal ao longo do perfil longitudinal do rio Branco, conforme apresentado no item 5.5 deste trabalho (ver Figura 5.13). Esta análise mais detalhada por trechos revelou que maiores processos de sedimentação junto às ilhas e erosão nas margens do canal ocorrem nos trechos 1, 2 e 4. Apenas no trecho 3 há o predomínio dos processos sedimentares tanto nas ilhas quanto nas margens, entretanto o balanço entre área erodida e área sedimentada são bem próximos, podendo também este trecho estar em equilíbrio em relação aos processos de erosão e sedimentação (Tabela 5.6).

Em relação aos processos sedimentares observados em planta no período, foi possível constatar que a evolução de barras fluviais para terrenos sedimentares estáveis, colonizados por vegetação foi o principal processo, sendo possível distinguir quatro tipo de barras fluviais que passam por processos de fixação: barra de coalescência, barra central, barra lateral e barra de cabeceira (Figura 5.20). Em 29 anos de análise temporal, pode-se constatar que nesse intervalo, os depósitos arenosos das barras fluviais podem ser totalmente vegetados.

Figura 5.19 - Balanço entre erosão e acresção para o baixo rio Branco entre os anos de 1985 e 2014.



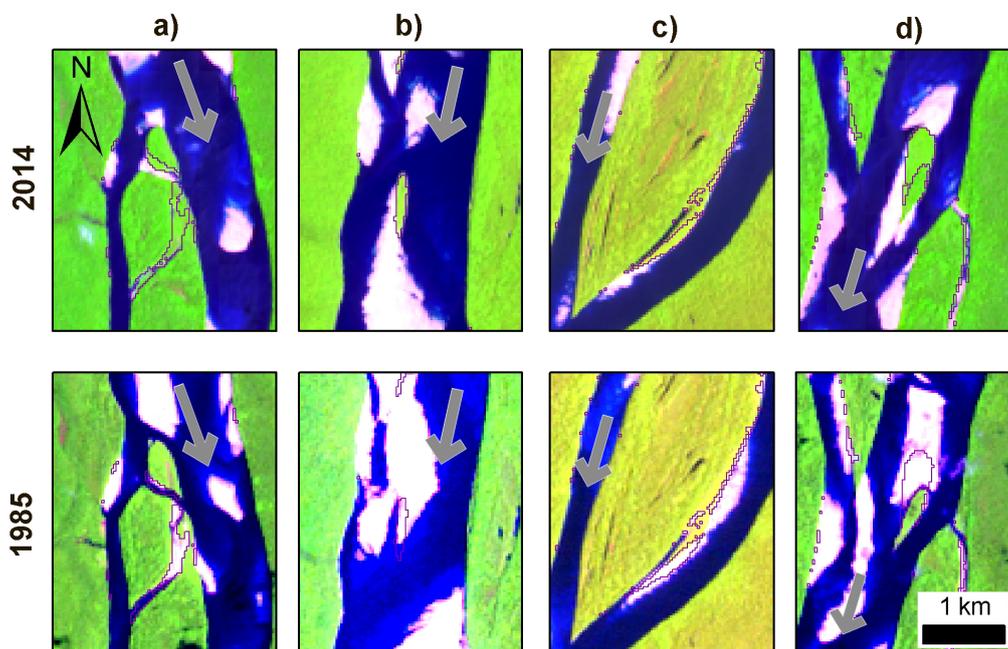
a) Visão geral do canal, com indicação dos seus quatro compartimentos, definidos de acordo com as quebras de declive ao longo do perfil longitudinal; b a e) Trechos dos quatro compartimentos em função da ruptura de declive do canal. Notar que nos quatro trechos ocorre baixa variação planimétrica entre erosão e sedimentação.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.6 - Relação entre erosão e acreção entre os anos de 1985 e 2014 para as ilhas e margens do curso inferior do rio Branco. Os números 1, 2, 3 e 4 correspondem aos trechos definidos do baixo rio Branco (ver figura 5.13), (i) e (m) correspondem a ilha e margem, respectivamente.

		Erosão (km ²)	Acresção (km ²)	Mudança (%)
1	(i)	2.20	3.86	76.00
	(m)	1.44	0.96	-33.29
2	(i)	4.07	4.74	16.40
	(m)	3.54	2.39	-32.68
3	(i)	1.47	1.88	27.98
	(m)	2.41	2.46	1.98
4	(i)	0.33	0.47	41.89
	(m)	0.78	0.38	-51.22
Total	(i)	8.07	10.95	35.78
	(m)	8.18	6.19	-24.35

Figura 5.20 - Processos de sedimentação identificados por evolução de barras fluviais entre os anos de 1985 e 2014.



a) barra de coalescência; b) barra central; c) barra lateral; d) barra frontal à ilha (*head bar*).

Fonte: Produção do autor.

6 DISCUSSÃO

A discussão dos resultados da análise do baixo rio Branco foi estruturada nos seguintes tópicos: eficiência dos produtos orbitais para alcance dos objetivos propostos, evolução deposicional no Quaternário tardio; evolução histórica; influência climática e influência tectônica.

6.1 Eficiência dos produtos orbitais

O uso de produtos de sensoriamento remoto foi essencial tanto na análise morfológica, quanto na análise morfotectônica. Na análise morfológica, os três produtos utilizados (i.e., imagens ópticas da série Landsat, imagens SAR do sensor PALSAR/ALOS-1 e o MDE-SRTM) foram complementares na detecção das feições morfológicas de interesse. A identificação de áreas de planícies aluviais foi facilitada em imagens PALSAR/ALOS-1. O fato das imagens utilizadas serem do período de cheia proporcionou melhor distinção entre terrenos de floresta alagada e planícies aluviais de seus entornos. Isso porque, em períodos de cheia, sensores da banda L em polarização HH favorecem o efeito double-bounce nas áreas de floresta alagada (HESS et al., 2003). Isto contrasta com efeitos de retroespalhamento volumétrico e especular em áreas de floresta de terra firme e campinarana (CREMON et al., 2014), que ocorrem respectivamente no embasamento sedimentar e em depósitos residuais de megaleques. Com isto, a diferenciação das áreas de planícies aluviais torna-se possível. A aplicação de filtros adaptativos para redução do ruído *speckle* auxiliou consideravelmente na interpretação deste dado, inclusive no realce de drenagens tributárias de menor ordem que, com a fusão de dados ópticos, puderam ser re-editadas da base cartográfica de drenagem.

Devido ao seu amplo acervo temporal e as características multiespectrais, os dados ópticos Landsat permitiram a identificação de terrenos geomorfologicamente distintos. As características multiespectrais, sobretudo as das bandas do infravermelho de ondas curtas, favorecem o mapeamento das áreas de campinarana. Em condições de seca, estas áreas apresentam resposta espectral elevada, o que contrasta com corpos d'água, que possuem baixa resposta espectral devido à absorção deste alvo nesta faixa de comprimento de onda (FRAZIER et al., 2000; ZANI; ROSSETTI, 2012). Para a análise morfodinâmica, essas mesmas características combinadas com as demais bandas multiespectrais favoreceram o rápido mapeamento das classes de interesse por classificação não-supervisionada e a identificação dos processos sedimentares predominantes de acreção lateral. O uso de um classificador menos robusto, comparado com classificadores supervisionados, por exemplo, foi útil dada a simplici-

dade das classes de interesse nesta análise. Seu uso permitiu resultado satisfatório de modo relativamente simples e com pouca interferência para correção vetorial de áreas classificadas erroneamente, principalmente devido à ocorrência local de nuvens ou sombra de nuvens.

O uso de paletas de cores customizadas no MDE-SRTM, favoreceu mapear unidades com posicionamentos topográficos distintos, como no caso da planície aluvial inferior, planície aluvial superior e embasamento sedimentar. Na abordagem morfotectônica, o MDE-SRTM foi base para o cálculo dos índices de gradiente (SL e DS) e o FSST. Vale destacar aqui que para a aplicação desses índices dois pré-processamentos foram adaptados para a área de estudo. O cálculo dos índices de gradiente teve pré-processamentos para atenuar o efeito de patamares ao longo de corpos d'água devido à resolução vertical de 1 m. Isto possibilitou menores riscos de identificar rupturas de declives ao longo do perfil longitudinal em decorrência da natureza escalonada do dado em corpos d'água.

Por sua vez, para o cálculo do FSTT a baixa amplitude altimétrica da área de estudo desfavoreceu a extração automática da drenagem utilizando o MDE-SRTM, via a automatização pelo aplicativo TecDEM, pois delimita drenagens errôneas. O pré-processamento utilizando a ferramenta "burn streams" em uma base cartográfica de drenagem consistente com o posicionamento correto das drenagens foi essencial para a automatização do cálculo do FSST. Sendo assim, o uso do MDE-SRTM permitiu o cálculo de índices morfométricos de maneira rápida, tarefa que seria inviável ou, pelo menos mais trabalhosa, se realizada manualmente.

Por fim, o uso de dados gravimétricos orbitais de anomalia Bouguer foi útil, pois permitiu relacionar feições de subsuperfície com elementos morfotectônicos. Essa integração foi principalmente útil na validação dos dados do FSTT e na interpretação da orientação dos lineamentos morfoestruturais. A resolução espacial grosseira do dado, i.e. 180 arcos de segundo, é um limitante para análises mais detalhadas, mas em um primeiro momento serve como um dado auxiliar em abordagens de escala regional como utilizado nesse trabalho.

6.2 Evolução deposicional

A análise integrada de dados faciográficos, geomorfológicos e cronológicos fornecida aqui indicam que no Pleistoceno Médio e parte do Tardio, ou seja, muito antes do estabelecimento do rio Branco, a área de estudo foi dominada por depósitos fluviais mapeados como Formação Içá. Esta unidade contém associações de fácies similares

às associações que ocorrem no vale do rio Branco. Isto sugere que sua deposição ocorreu também em sistemas fluviais, porém a predominância de granulometria grossa nos depósitos de canais ativos leva a propor que estes tinham fluxos mais energéticos que os rios atuais que compõem a bacia do rio Branco. Publicações anteriores propuseram que depósitos grossos da Formação Içá expostos em outras áreas amazônicas compunham sistemas fluviais de rios entrelaçados (MAIA *et al.*, 1977). Entretanto, a ocorrência de depósitos de canal ativo de granulometria grossa com barras em pontal, canal abandonado e leques de rompimento de dique na área de estudo são mais compatíveis com canais meandrantos. Muitos canais meandrantos têm sido reconstruídos a partir do registro sedimentar baseado em depósitos similares (MILL, 2006; WILLIS; TANG, 2010; LABRECQUE *et al.*, 2011). É importante mencionar que depósitos com características faciológicas comparáveis descritas para a Formação Içá exposta na Amazônia Central também foram atribuídos a sistema fluvial meandrante (NOGUEIRA *et al.*, 2013).

O contraste de idade entre o embasamento sedimentar, dado pela Formação Içá, e os depósitos aluviais acumulados ao longo do vale do rio Branco sugerem uma lacuna temporal de não-deposição e/ou erosão antes do início do processo erosivo que culminou com o escavamento do canal. Adicionalmente às diferenças de idade, a cimentação de ferro e os horizontes de concreções ferruginosas com até 5 m de espessura, os quais são frequentemente presentes no topo do embasamento sedimentar, são consistentes com esse hiato temporal. Essas características, adicionadas a marcas de raízes, indicam que a Formação Içá foi submetida a período prolongado de exposição subaérea associada ao desenvolvimento de perfis lateríticos. Este período, o qual pode ter durado de ~100.000 a ~42.000 anos, ocorreu sob clima com fases alternadas secas e úmidas bem definidas, o qual teria promovido a formação deste tipo de solo. Condição climática similar foi proposta para explicar paleossolos lateríticos registrados em outras áreas da Amazônia (ROSSETTI, 2004; ROSSETTI, 2006).

Seguindo-se ao estabelecimento da discordância no topo do embasamento sedimentar, a Amazônia Setentrional experimentou mudança drástica no estilo de drenagem, o que é representado pelo desenvolvimento de megaleques (ROSSETTI *et al.*, 2012; ROSSETTI *et al.*, 2014). Próximo à área de estudo, esse estágio é evidenciado pelos megaleques Viruá e Caracarái, ilustrados na Figura 5.9. O interessante é que todos os megaleques da Amazônia Setentrional têm seus ápices próximos e direcionados ao embasamento pré-cambriano do Escudo das Guianas (ver figura 3 de Rossetti *et al.* (2014)). A orientação nordeste/sudoeste dos megaleques Viruá e Caracarái,

com ápices direcionados a nordeste, indica fonte sedimentar de nordeste para sudoeste. Essa tendência é consistente com a orientação da rede de paleocanais que alimentaram este último megaleque (Figura 5.9). Tendo-se em vista essas características, o mais provável é que, embora abruptamente interrompido pelo vale aluvial do Rio Branco, o megaleque Caracaraí era alimentado por canal principal que continuava para nordeste, além dos limites do rio Branco, o que possibilitava fonte de sedimentação oriunda do Escudo das Guianas. O estabelecimento do rio Branco teria interrompido esse fornecimento sedimentar, o que culminou com o abandono do megaleque.

Quanto ao período que o rio Branco escavou o embasamento sedimentar para produzir seu extenso vale aluvial, uma hipótese plausível é que o rio Branco foi formado pela junção de sistemas de drenagem pré-existentes de menor escala. A idade obtida ao longo do rio Água Boa do Univini para a planície aluvial indiferenciada indica deposição datada de 42,850 (\pm 3277) anos para esse tributário. O fato dessa idade não ter sido registrada no vale aluvial do rio Branco pode ser porque este rio não estava ativo durante este tempo. Se esta interpretação for correta, é possível interpretar que houve uma protodrenagem organizada no baixo rio Branco que foi desconectada da drenagem tributária atual à montante, representada pelos rios Ura-ricoera, Tacutu e Mucajaí. Estes rios podem ter desviado seus cursos para sul e se conectado à bacias hidrográficas menos extensas, formando assim a bacia do rio Branco com drenagem fluindo de norte a sul.

O que pode ser interpretado a partir dos dados presentes é que, considerando a captura de drenagem do rio Branco para sul, uma primeira fase de agradiação sedimentar teria ocorrido dentro do vale aluvial entre 18.000 anos (idade LOE) e 7.592 - 7.754 cal anos AP, como representado pelos depósitos da planície aluvial superior. Depósitos desta unidade indicam que, durante este intervalo de tempo, o rio Branco foi provavelmente um rio anastomosado de carga mista, como indicado pelas associações de fácies arenosas e lamosas relacionadas a canais abandonados e bacia de inundação, bem como de leques de rompimento de dique intercalados com pacotes arenosos de canal ativo, como observados neste tipo de rio em outros locais (MIALL, 2014).

A agradiação sedimentar foi seguida por nova fase de incisão fluvial, que deixou a planície aluvial superior mais distante do curso do rio atual, formando a planície aluvial inferior. Durante este tempo, um volume significativo destes depósitos foram erodidos. Este processo afetou particularmente a parte central e sul da área de estudo

onde a planície aluvial superior é ausente ou descontínua (Figura 5.2). Em relação à sedimentação, observa-se que não houve nenhuma alteração substancial na dinâmica do rio, que permaneceu como um sistema de carga mista. Similarmente à planície aluvial superior, isto é evidenciado pela mistura de litologias lamosas e arenosas formadas dentro de canais ativos, canal abandonado/bacia de inundação e leques de rompimento de dique. As idades obtidas para os depósitos da planície aluvial inferior demonstram que a incisão do canal foi antes de 5.075 - 4.956 cal anos AP, quando a aggradação sedimentar se iniciou no novo espaço criado ao longo do vale aluvial.

O fato de depósitos jovens como 110,0 pMC serem registrados ao longo de perfis representativos da planície aluvial inferior indica que esta unidade é ainda um local de sedimentação ativa. A presença de depósitos lamosos e arenosos dessa idade sugere que a carga sedimentar do rio Branco não mudou muito ao longo do tempo (SANDER et al., 2014; SANDER et al., 2015).

A mudança de rio de águas claras para rio de águas brancas durante períodos secos e úmidos, respectivamente, atesta que o rio Branco é sazonalmente favorecido por deposição de areia e argila. Entretanto, a morfologia fluvial parece ter mudado de um multicanal - tipo 3 descrito por Nanson e Knighton (1996), i.e., multicanal de carga mista, para um sistema multicanal de leito arenoso ao longo do seu curso, com vários segmentos apresentando avulsões na área de estudo. O fato de o sistema de drenagem atual não apresentar leques de rompimento de dique é interessante, porque tais depósitos são bem representados no registro sedimentar das planícies aluviais superiores e inferiores, e até mesmo das ilhas aluviais. Considerando isto, adicionado à idade similar dos depósitos da planície aluvial inferior, é possível concluir que parte das ilhas aluviais corresponde a fragmentos desconectados da planície aluvial em processos avulsivos locais, sendo apenas parte delas resultantes da estabilização de barras arenosas. Assim, se a mudança no estilo fluvial aqui proposta for aceita, talvez ela tenha ocorrido recentemente. Isto é sugerido pelo registro sedimentar da planície aluvial superior e inferior, bem como ilhas aluviais, que contêm depósitos de leques de rompimento de dique e bacia de inundação formada mesmo apenas há algumas centenas de anos atrás.

Há a necessidade de determinar a proveniência dos sedimentos presentes e passados que se acumularam no vale do rio Branco. Esse tipo de abordagem, que pode ser feita com a análise de minerais pesados ou sensibilidade de LOE, pode auxiliar na detecção de possíveis variações de fontes que possibilitem testar a hipótese de

captura desse rio sustentada neste trabalho.

A base geocronológica dos depósitos sedimentares estudados precisa ser ampliada. Embora este trabalho apresente uma quantidade significativa de datações, a obtenção de análises complementares dessa natureza é necessária, principalmente para melhor caracterizar depósitos mais antigos relacionados com a planície aluvial indiferenciada, por ora atribuída somente a tributários do rio Branco. Além disso, o detalhamento geocronológico e também sedimentológico do megaleque Caracaraí pode esclarecer melhor o processo de captura de drenagem do rio Branco e a parada de fornecimento sedimentar para o megaleque.

6.3 Evolução histórica

A análise temporal da evolução do rio Branco entre 1985 e 2014 mostrou equilíbrio entre erosão e sedimentação. A taxa de migração do canal é baixíssima (1m ano^{-1}) comparada a outros sistemas fluviais amazônicos, como o próprio rio Amazonas ($>15\text{ m ano}^{-1}$), e o rio Madeira ($> 60\text{ m ano}^{-1}$) (ROZO et al., 2012). Os valores registrados para o rio Branco são os mais baixos observados para um rio aluvial amazônico até agora (PEIXOTO et al., 2009; ROZO et al., 2012; ROZO et al., 2014).

A baixa taxa de migração do rio Branco em seu curso inferior, bem como no seu alto curso, revela leito encaixado (SANDER et al., 2015). Na análise sedimentológica em campo, foi possível observar que o material sedimentar exposto nas margens desse rio é mais consolidados em depósitos do embasamento sedimentar e planície aluvial superior, e mais friável em depósitos da planície aluvial inferior e das ilhas, cronologicamente mais jovens. As diferenças de resistência à erosão desses depósitos reforçam o fato da erosão e sedimentação serem mais intensas nas ilhas. Assim, a natureza menos consolidada e constante exposição à dinâmica hidrológica do canal favorecem retrabalhamento sedimentar. Margens com depósitos do embasamento sedimentar, em parte cimentado por óxidos/hidróxidos de ferro e com concreções ferruginosas incipientes, foram praticamente não afetadas por erosão ao longo dos 29 anos analisados.

O balanço entre processos erosivos e de acreção permite verificar que o curso inferior do rio Branco possui leve tendência em depositar mais do que erodir. Existem alguns trechos com maior equilíbrio desses processos, mas ainda de proporções modestas se comparados a outros sistemas fluviais multicanais da Amazônia. Essa dinâmica é oposta ao constatado por Rozo et al. (2012) para o rio Amazonas, por exemplo, que apresenta predomínio de erosão.

A acreção de barras fluviais no rio Branco é semelhante ao observado no Alto rio Paraná, próximo à cidade de Porto Rico (PR), conforme relatado por Santos et al. (1992), Souza-Filho (1993), Leli (2015). No rio Paraná, de padrão multicanal (presença de ilhas) e predominância de carga de fundo similar ao do rio Branco, a coalescência de barras centrais, laterais e frontais às ilhas tem sido um dos principais mecanismos de formação de ilhas (SOUZA-FILHO, 1993; LELI, 2015).

6.4 Influência climática

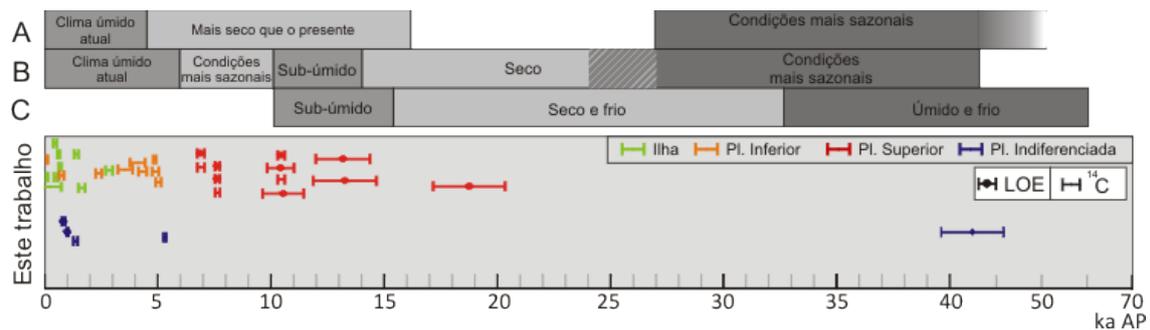
Numerosas publicações têm reportado variações entre climas secos/úmidos e frios/quentes durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno em diversas áreas amazônicas (HAMMEN; HOOGHIEMSTRA, 2000; MAYLE; POWER, 2008). Uma compilação das principais interpretações considerando apenas a região norte da Amazônia, onde a área de estudo está localizada, é apresentada na Figura 6.1. De modo geral, o registro paleoclimático mais importante e extenso é o do Morro dos Seis Lagos, principalmente na Lagoa da Pata (COLINVAUX; OLIVEIRA, 2000; BUSH et al., 2002; BARBOSA et al., 2004; CORDEIRO et al., 2011; D'APOLITO et al., 2013), localizada na mesma faixa latitudinal da área de estudo. Dados derivados do Morro dos Seis Lagos sugerem clima frio e úmido durante o estágio isotópico MIS3 (COLINVAUX; OLIVEIRA, 2000; BUSH et al., 2002; BARBOSA et al., 2004).

Entretanto, a reanálise desses dados sugere clima úmido nesta região contínuo ao longo do Quaternário Tardio (CORDEIRO et al., 2011; D'APOLITO et al., 2013) com período seco durante o Último Máximo Glacial. A análise de depósitos do rio Negro levou a estimar clima úmido e mais sazonal que o presente entre ~27 e acima de 40 ka AP, clima mais seco que o presente entre o Tardiglacial e Holoceno Médio e clima tropical úmido a partir do Holoceno Médio ao presente (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 1998; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Ainda para a Amazônia Setentrional, há registros de dunas eólicas relacionadas com clima seco (CARNEIRO-FILHO et al., 2002). Porém, esses dados não foram aqui considerados, porque outros autores propuseram que essas dunas não tem relações com clima, mas sim com a evolução geomorfológica (TEEUW; RHODES, 2004).

A discussão que se segue resulta da comparação dos eventos de sedimentação do rio Branco com dados paleoclimáticos disponíveis na literatura (Figura 6.1). A idade mais antiga de 42.8 ka para os depósitos aluviais da área de estudo, excluindo o embasamento sedimentar, foi obtido na planície aluvial indiferenciada. Esta idade é correlata a outros depósitos grossos datados por Latrubesse e Franzinelli (1998), Latrubesse e Franzinelli (2005). É provável que esses depósitos sejam correlatos à

depósitos de terraço aluvial do rio Negro, cuja origem foi atribuída a rios de maior energia e climas mais sazonais que os atuais (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 1998; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). É importante mencionar que essas idades mais antigas foram registradas para afluentes do rio Branco, e não para depósitos desse rio.

Figura 6.1 - Dados cronológicos da área de estudo e sua comparação com dados paleoambientais da Amazônia Setentrional desde o episódio do 70 ka atrás).



A - Latrubesse e Franzinelli (1998), Latrubesse e Franzinelli (2005); B - D’Apolito et al. (2013); C - Cordeiro et al. (2011) com idades calibradas

Fonte: Produção do autor.

Por sua vez, depósitos da planície aluvial superior do rio Branco foram formados no Último Máximo Glacial (UMG). Esse período teria, teoricamente, favorecido incisão dos depósitos aluviais dos rios amazônicos (IRION; KALLIOLA, 2009). Levando em consideração os dados paleoclimáticos da Amazônia Setentrional, a transição entre o UMG e o Tardiglacial, que corresponde a um período subúmido (CORDEIRO et al., 2011; D’APOLITO et al., 2013), não mudou o registro sedimentar. Analisando a espessura dos pacotes pelíticos no topo da planície aluvial superior, é possível interpretar que após 10 ka iniciou-se a incisão desta unidade morfológica. O Holoceno inicial é marcado por período de condições mais sazonais que o presente (D’APOLITO et al., 2013), ou seja, ele teve maior variação e intensidade entre períodos úmidos e secos, o que é corroborado pelo início da formação do sistema lacustre na Bacia do Tacutu ao norte da área de estudo, ainda em fase pantanosa (TOLEDO et al., 2010). Durante secas prolongadas, teria ocorrido incisão da planície aluvial superior, intercalada por períodos de umidade intensa que, conseqüentemente, propiciava aumento da vazão do rio Branco até o nível de margens plenas. Tal condição resultou na deposição de sedimentos pelíticos sobre esta unidade.

A partir de no mínimo 5.000 cal anos AP, a fase de incisão da planície aluvial superior cessou e deu início à construção da planície aluvial inferior (Figura 6.3-c), período este que também marcou o início das condições úmidas modernas na Amazônia Setentrional (BARBOSA et al., 2004; D'APOLITO et al., 2013). Nesse período, houve transição de ambiente pantanoso para lacustre na Bacia do Tacutu (TOLEDO et al., 2010). A construção de planície aluvial moderna a partir do Holoceno médio é registrada em alguns rios amazônicos (LATRUBESSE; KALICKI, 2002; ROSSETTI et al., 2005; RIGSBY et al., 2009; ROZO et al., 2012; GUIMARÃES et al., 2013), o que corrobora dados derivados da planície aluvial inferior do rio Branco, morfogeneticamente mais ativa que a unidade superior. Mesmo sob condições úmidas, a região do baixo rio Branco ainda tem considerável sazonalidade (ZANI; ROSSETTI, 2012). Em condições extremas, a planície aluvial superior, atualmente em fase de abandono, é inundada. A correspondência entre a fase de incisão da planície aluvial superior para a inferior, com transição climática entre o Holoceno inicial e médio, sugere que o clima foi chave ao desenvolvimento dessas unidades morfológicas (Figura 6.3-c).

A partir de no mínimo 5 cal ka AP esta fase de incisão da planície aluvial superior cessa e dá início a construção da planície aluvial inferior, período este que também marca o início das condições úmidas modernas na Amazônia Setentrional (BARBOSA et al., 2004; D'APOLITO et al., 2013). Neste período para o sistema lacustre na bacia sedimentar do Tacutu houve a transição de um ambiente de brejo para uma ambiente tipicamente de lago (TOLEDO et al., 2010). A construção de uma planície aluvial moderna a partir do Holoceno Médio tem sido registrado em alguns rios amazônicos (LATRUBESSE; KALICKI, 2002; ROSSETTI et al., 2005; ROZO et al., 2012; GUIMARÃES et al., 2013) e corrobora com os dados adquiridos pela planície aluvial inferior do rio Branco, morfogeneticamente mais ativa que a unidade superior atualmente. Mesmo em condições médias úmidas, a região ainda tem uma considerável sazonalidade atualmente (ZANI; ROSSETTI, 2012), dado que em condições extremas, a planície aluvial superior é inundada, tornando essa unidade morfogeneticamente ativa, mas provavelmente em fase de abandono para um terraço aluvial. A correspondência entre a fase de incisão da planície aluvial superior para a inferior com a transição climática entre o Holoceno Inicial e Médio sugere que a mudança climática foi um fator chave no desenvolvimento entre estas unidades morfológicas. Entretanto, a distribuição assimétrica da planície aluvial superior indica que houve um controle tectônico neste desenvolvimento (OUCHI, 1985; BRIDGE; DEMICCO, 2008), com ambos processos formando estas morfologias.

6.5 A influência tectônica

Além do clima, a tectônica se constitui em um dos principais fatores que afetam o desenvolvimento de bacias de drenagem (LATRUBESSE; RANCY, 2000; THE... ; BERTANI et al., 2015). O contexto geológico e as mudanças na dinâmica sedimentar apresentadas para a área estudada do vale aluvial do rio Branco e sua adjacência sugerem que, além do clima, fatores tectônicos muito provavelmente influenciaram sua evolução. Uma série de evidências indiretas é consistente com essa hipótese, como discutido abaixo.

O vale do rio Branco corta uma extensa área do Pantanal Setentrional. Esta corresponde a uma ampla área inundada das terras baixas amazônicas, com numerosos megaleques residuais formados durante o Pleistoceno Tardio ao Holoceno (ZANI; ROSSETTI, 2012; ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI et al., 2014; CREMON et al., 2014). Como realçado em publicações prévias, os megaleques do Pantanal Setentrional são distribuídos radialmente em direção à parte central de uma ampla área deprimida marginalmente e contornada por rochas précambrianas do Escudo das Guianas. Essa área inundada e topograficamente mais baixa registrou ampla deposição de sedimentos no Quaternário Tardio. Foi sugerido que esses depósitos se formaram em uma bacia separada da Bacia Solimões (BEZERRA, 2003; SANTOS et al., 1993; ROSSETTI et al., 2014), hipótese recentemente sustentada também por dados gravimétricos (ROSSETTI et al., 2016). De acordo com esses autores, o fato do Pantanal Setentrional ser limitado por diversos lineamentos regionais NW e NE em continuidade com falhas regionais da Amazônia Setentrional suporta sua origem tectônica. Esses autores também sugeriram que diversas anomalias morfoestruturais, incluindo deslocamentos laterais de vales aluviais e de depósitos de megaleques por quilômetros de distância, foram causados pela movimentação neotectônica de falhas transcorrentes.

O próprio rio Branco é anormalmente longo e essencialmente retilíneo. Ao longo do seu curso, seu canal flui das áreas de terras baixas da Bacia Tacutu para o Pantanal Setentrional, atravessando um longo segmento de terras altas constituídas por embasamento cristalino do Escudo das Guianas (Figura 2.1). Tal característica se constitui em anomalia de drenagem comumente associada a causas tectônicas, como também interpretado para as bacias dos rios Rhine (PREUSSER, 2008) e Yangtze (BURBANK; ANDERSON, 2012). Adicionalmente, a distribuição assimétrica da planície aluvial superior sugere possível contribuição tectônica. Tal interpretação é feita com base em comparações com assimetria de terraços fluviais descritos na literatura, cuja origem é atribuída a causas tectônicas (OUCHI, 1985; BRIDGLAND; WESTAWAY,

2008).

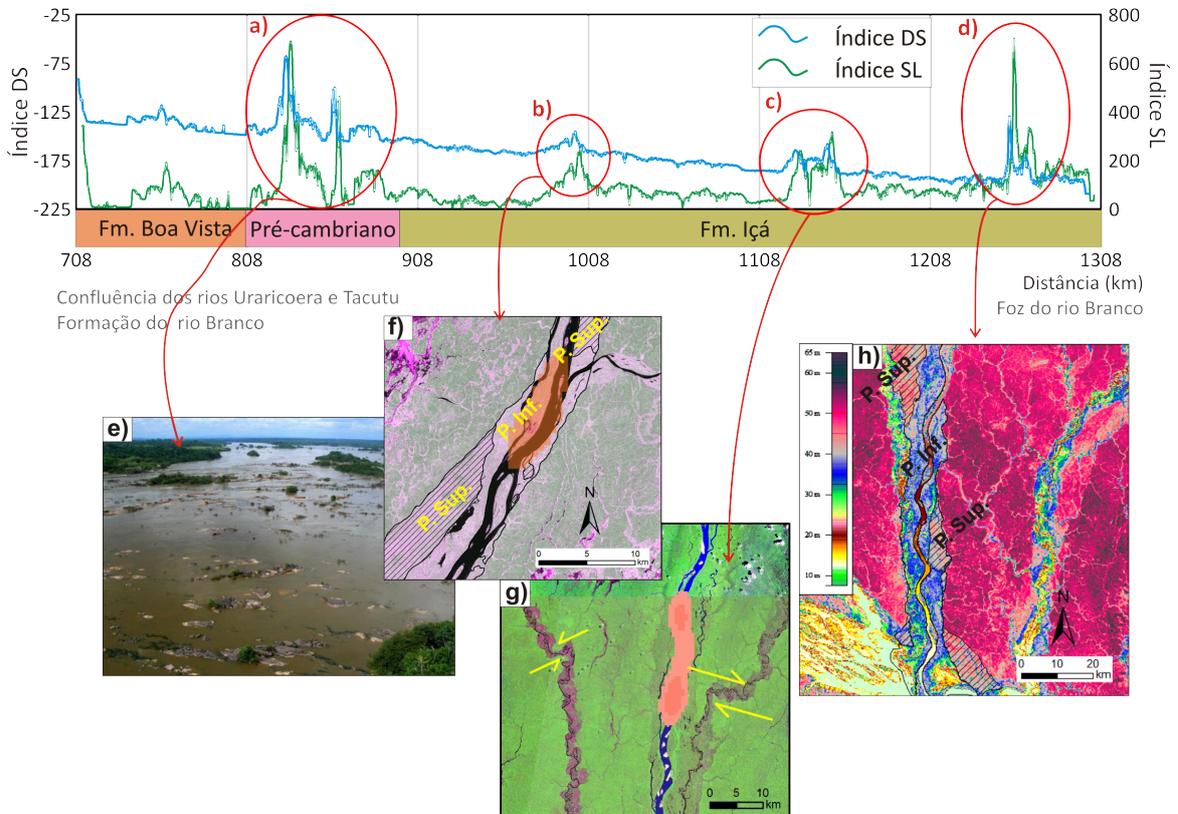
O próprio rio Branco é anormalmente longo e essencialmente retilíneo na sua morfologia aluvial. Ao longo do seu curso, o rio Branco tem seu canal fluindo das áreas de terras baixas da Bacia Tacutu ao Pantanal Sententrional, atravessando um longo segmento de terras altas constituídas por embasamento cristalino do Escudo das Guianas (Figura 2.1). Tal característica de um rio fluir de uma terra baixa a uma área de terra alta constitui uma grande anomalia de drenagem, comumente associada a causas tectônicas, como também interpretado nesse sentido nas bacias dos rios Rhine (PREUSSER, 2008) e Yangtze (BURBANK; ANDERSON, 2012).

A presença de rupturas de declive ao longo do canal do rio Branco reforça a presença de movimentação tectônica, no caso vertical, já que a maior parte dos depósitos aluviais estaria assentada sobre o embasamento sedimentar. A tectônica pode produzir entalhamentos, convexidades ou concavidades do perfil longitudinal, além de variações na profundidade do canal, com agradação e degradação dos depósitos aluviais (SCHUMM, 1986). A análise conjunta das rupturas de declive identificadas no rio Branco mostra que estas não estão distribuídas aleatoriamente, mas estão associadas com outros elementos, como corredeiras em leito rochoso no trecho do Escudo Pré-cambriano, em trechos aluviais onde ocorre assimetria dos depósitos das planícies aluvial superior e inferior e ainda nas proximidades do canal do rio Branco, onde tributários paralelos apresentam deslocamento, em planta, de seus respectivos vales aluviais, claramente indicativos de falhas transcorrentes (Figura 6.2).

Anomalias da rede de drenagem nos principais sistemas tributários do rio Branco, tais como compressão de meandros e estreitamento/alargamento de vales aluviais, são sugestivas de movimentações verticais ou direcionais que afetaram o baixo rio Branco. Além disso, a presença de áreas interfluviais pantanosas foi considerada umas das principais anomalias de drenagem previamente indicadas por Bezerra (2003), mesmo sem sua atribuição a megaleques residuais, estes identificados mais recentemente por Rossetti et al. (2014). Tais anomalias fornecem subsídios importantes para análise morfotectônica, principalmente quando ocorrem sobre substrato relativamente homogêneo e em relevo plano, pouco dissecado, como é o caso da área de estudo.

O desenvolvimento do megaleque Caracará sobre depósitos do Pleistoceno Tardio se constitui na maior mudança paleogeográfica da região. A modificação de um sistema distributário em tributário carece de explicação adicional. Tal mudança no padrão de drenagem no megaleque Viruá foi relacionada à combinação de clima

Figura 6.2 - Resultados dos índices de gradiente DS e SL aplicado ao perfil longitudinal do rio Branco com as respectivas anomalias morfoestruturais.



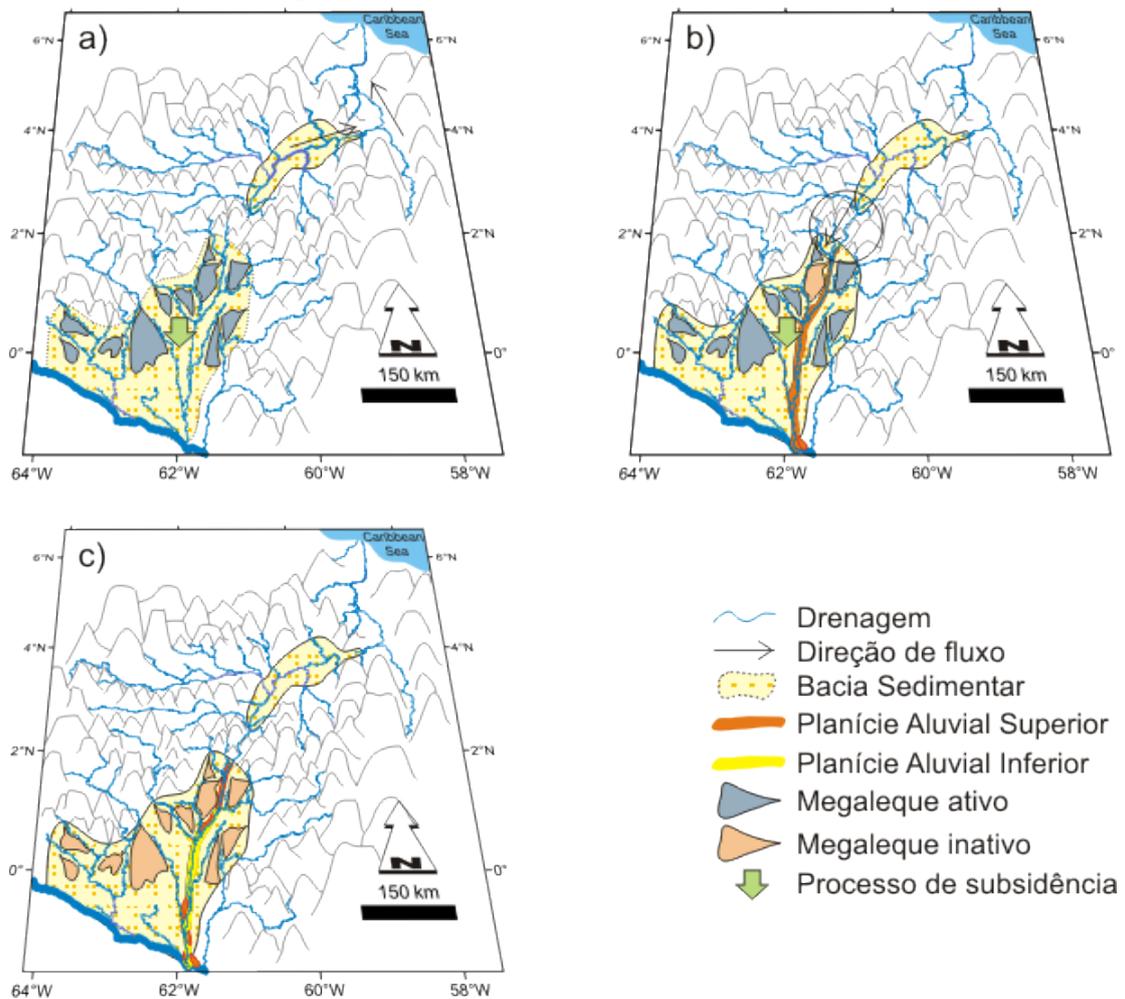
Áreas de anomalias dos índices SL e DS são indicadas por elipses vermelhas (a-d) e as respectivas anomalias morfoestruturais por: e) Fotografia das corredeiras Bem-Querer; f) Imagem PALSAR/ALOS-1, com áreas hachuradas indicando áreas de planície aluvial superior (P. Sup.) e com contorno preto da planície aluvial inferior (P.Inf.); g) Imagem Landsat Geocover com setas amarelas indicativas de falhas transcorrentes; h) MDE-SRTM com esquema de paleta de cores, onde áreas hachuradas indicam planície aluvial superior (P.Sup.) e com contorno preto inferior (P.Inf.).

Fonte: Produção do autor.

monocônico com moderada atividade tectônica, esta última responsável pela criação de uma rasa depressão onde os depósitos do megaleque foram acomodados, como interpretado por Rossetti et al. (2012). Estes autores também afirmaram que o abandono do megaleque Viruá foi relacionado ao desvio do seu canal alimentador principal devido à sua captura por uma falha transcorrente. Estudos adicionais são necessários para desvendar se o megaleque Caracarái tem origem similar. Entretanto, sua proximidade com o megaleque Viruá, a geometria e orientação similares, bem como fonte de sedimentos também à nordeste (Figura 5.9), são características que

suportam gênese comparável. Adicionalmente, o abandono do megaleque Caracarái pode ser devido ao estabelecimento do rio Branco, o qual interrompeu o fluxo de sedimento e causou o abandono do megaleque (Figura 6.3-b).

Figura 6.3 - Modelo esquemático que representa a evolução da paisagem do rio Branco, com deposição sedimentar



a) Pós 100 ka, houve uma protodrenagem organizada no baixo rio Branco, que foi desconectada dos afluentes à montante deste rio. Neste momento, houve deposição de megaleques e de alguns rios em que o PS estava em subsidência; b) A partir de pelo menos 18,7 ka até o Holoceno inicial, houve a megacaptura de drenagem do rio Branco e o abandono de deposição de alguns megaleques, incluindo a megaleque Cacaracáí. Nesta fase houve o assoreamento da planície aluvial superior nas margens do rio Branco. c) A partir do Holoceno médio até o presente há uma nova fase de assoreamento representada pela planície aluvial inferior e ilhas. Neste período, ocorreu o completo abandono dos megaleques.

Fonte: Produção do autor.

O fato do curso do rio Branco coincidir, em subsuperfície, com a localização de uma anomalia gravimétrica de orientação NNE-SSW curvando a N-S é consistente com seu controle tectônico. Rossetti et al. (2016) sugerem que as anomalias gravimétricas Bouguer observadas para a região do rio Branco são causadas pela influência de um corpo de alta densidade em subsuperfície rasa intrudido em rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas. Se esta hipótese for levada em conta, então seria preciso assumir que depósitos quaternários distribuídos regionalmente por toda esta área teriam sido formados em uma depressão ampla e rasa, provavelmente devido à subsidência tectônica (ROSSETTI et al., 2016). Interpretação semelhante foi dada a uma anomalia Bouguer positiva na Bacia do Pantanal Matogrossense (BASEMENT...). Os dados gravimétricos também corroboram com as interpretações dos dados de FSTT (Tabela 5.4 e Figura 5.14) e dos lineamentos morfoestruturais discutidos a seguir.

Em relação aos dados de FSTT, de todas as sub-bacias analisadas, apenas as dos rios Catrimani e Xeriuni apresentaram decaimento gravimétrico em direção oposta do indicado pela moda principal do FSTT. Considerando a idade quaternária dos depósitos superficiais da área de estudo, a constatação de sub-bacias hidrográficas assimétricas, evidenciadas pelo FSTT ao longo do baixo curso do rio Branco, e as diferenças gravimétricas de anomalia Bouguer, constituem forte indicativo de que a região estudada sofreu movimentos neotectônicos. O direcionamento para sul indicado pelo FSTT e pela pendente da anomalia Bouguer das sub-bacias ao norte da área de estudo, i.e. Ajarani e Anauá, e o direcionamento das demais sub-bacias para a calha do rio Branco são compatíveis com áreas sob efeito de subsidência tectônica. Nessas áreas houve formação de espaço adicional para acomodar os depósitos de megaleques (e.g. dos megaleques Caracaraí e Viruá) e os depósitos aluviais do rio Branco. Como previamente hipotetizado na literatura (GUERRA, 1956; BERRANGÉ, 1975; CRAWFORD et al., 1985; GIBBS; BARRON, 1993; SCHAEFER; DALRYMPLE, 1996), a tectônica teria, ainda, colaborado para a captura do rio Branco, que anteriormente fluía para o Mar do Caribe e hoje é um tributário da bacia amazônica. As modas secundárias observadas em parte dos gráficos polares das sub-bacias podem estar relacionadas a movimentos de falhas transcorrentes ou sub-blocos basculados em sentidos opostos ao identificado no FSTT, uma vez que dentro das sub-bacias tais processos podem se refletir na maior dispersão do FSTT no gráfico polar e de roseta, criando uma moda secundária.

A integração de dados morfológicos, sedimentares e geocronológicos entre o interflúvio das bacias de drenagem dos rios Branco e Essequibo, onde presumidamente

passava a drenagem do Alto rio Negro em direção ao Mar do Caribe, pode contribuir para elucidar o processo de captura de drenagem deste importante sistema fluvial do norte da Amazônia.

Baseado nos lineamentos morfoestruturais é possível inferir o predomínio de falhas de direção NW-SE no baixo rio Branco. A maioria dessa falhas ocorre nas áreas de embasamento sedimentar da Formação Içá. Essas estruturas, que controlaram o desenvolvimento dos sistemas deposicionais de megaleques, são também predominantes na região do rio Demini (CREMON, 2012). Um conjunto de falhas normais de mesma orientação tem sido interpretado desde o médio rio Negro (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005) até o interior da bacia do PS (BEZERRA, 2003).

O predomínio de estruturas NW-SE provavelmente se seguiu por um domínio de estruturas NNE-SSW e N-S, que estão concentradas principalmente nas áreas de planícies aluviais e controlam o posicionamento da rede de drenagem atual. Essa orientação é condizente com o atual posicionamento do rio Branco e com a cadeia de anomalia gravimétrica Bouguer positiva com geometria curvilínea de NNE-SSW a N-S. Bezerra (2003) denomina de alinhamento rio Branco um conjunto de feições lineares com essas orientações formadas no entorno do rio Branco até a borda leste do PS, que corresponderiam a conjunto de feixes paralelos de falhas transcorrentes dextrais, algumas com movimentações oblíquas.

A presença de falhas com rejeito direcional tem sido reportada em várias áreas da Amazônia (ROSSETTI, 2014), incluindo o baixo rio Branco (ROSSETTI et al., 2012). Um número crescente de publicações tem defendido que a reativação de falhas desempenhou papel importante na renovação da deposição sedimentar na Amazônia do Neógeno ao Holoceno (STERNBERG, 1950; PIMIENTA, 1958; COSTA et al., 1996; COSTA; HASUI, 1997; COSTA et al., 2001; FRANZINELLI et al., 1999; BEZERRA, 2003; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; ROSSETTI, 2006; MERTES; DUNNE, ; HAYAKAWA et al., 2010; HAYAKAWA; ROSSETTI, 2015).

O conjunto de lineamentos que formam o alinhamento Rio Branco (NNE-SSW e N-S), estaria em continuidade com o alinhamento da Guiana Central/Tacutu de orientação NE-SW (BEZERRA, 2003). A interação entre os esforços N-S e NE-SW teria provocado falhas normais escalonadas (en-echelon) de direção NW-SE, provavelmente responsáveis pela geração de bacia transtensiva no PS (BEZERRA, 2003), cuja estrutura tem sido considerada nos mapas disponíveis (Figura 2.3). Após essa fase, o predomínio de esforços N-S se manteve como estrutura principal levando a configuração dos sistemas de drenagens atuais, incluindo o rio Branco.

Estudos geofísicos, seja por sondagem elétrica vertical, seja por análise sísmica rasa terrestre ou radar de penetração no solo, podem contribuir para verificar a continuidade de lineamentos morfoestruturais em subsuperfície, o que pode confirmar sua atribuição a estruturas geológicas.

7 CONCLUSÕES

A combinação de dados geomorfológicos, sedimentológicos e sua respectiva geocronologia permitiu analisar a história quaternária do rio Branco, combinados com dados morfotectônicos em conjunto com dados gravimétricos orbitais permitiram a melhor compreensão dos fatores climáticos e tectônicos que levaram ao desenvolvimento da paisagem na área de estudo. Com isso foi possível concluir que:

- A integração entre imagens ópticas Landsat, SAR do sensor PALSAR/ALOS-1 e o MDE-SRTM foi essencial para diferenciar as unidades geomorfológicas na área de estudo. Especificidades de cada sensor permitiram diferenciar seis unidades geomorfológicas de terrenos distintos apesar do relevo pouco variável e pouco dissecado auxiliando nas interpretações sobre a evolução geomorfológica do rio Branco. Além disso, após os devidos pré-processamentos decorrentes do relevo plano e pouco dissecado, o MDE-SRTM foi fundamental na análise morfotectônica, por permitir maior agilidade no cálculo de índices morfométricos.
- Entre, pelo menos, 100 e 250 ka, a região do baixo rio Branco era dominada por sedimentação fluvial compatível com canais meandrantos, como registradonos depósitos do embasamento sedimentar da Formação Içá que. Esses depósitos são cimentados por ferro e/ou contém concreções ferruginosas associadas a perfis lateríticos em seu topo. Esses dados indicam que após a deposição da Formação Içá entre 100 e 42 ka, houve lacuna temporal de não-deposição e/ou erosão, com prolongado período de exposição sub-aérea e desenvolvimento de solo. A ocorrência de perfis lateríticos nesse intervalo de tempo indica clima sazonal com estações secas e úmidas bem definidas. Concomitantemente, houve o desenvolvimento de sistemas de drenagem distributárias na região, que resultou nos megaleques Viruá e Caracará.
- Há no mínimo 18,7 ka ocorreu a captura da drenagem correspondente às drenagens do alto rio Branco, com seu desvio para sul. Uma hipótese plausível é que o rio Branco teria se formado pela conexão de bacias de drenagens pré-existentes de menor escala que desaguavam no rio Negro. Como consequência desse evento, houve abandono do megaleque Caracará, como sugerido pelo fato de seu canal alimentador ser interceptado pelo rio Branco.

- Com a captura de drenagem do rio Branco para sul, houve o registro da primeira fase de agradação sedimentar entre 18,7 ka (idade LOE) e 7.592 - 7.754 cal anos AP. Esse evento produziu os depósitos da planície aluvial superior, cujas características sedimentares indicam sistema fluvial multicanal de carga mista. Antes de 5.075 - 4.956 cal anos AP, houve incisão desses depósitos. A retomada de sedimentação levou à formação da planície aluvial inferior. Esta ainda recebe sedimentos nos dias atuais, que são transportados por rio multicanal de leito predominantemente arenoso.
- Mudanças na dinâmica fluvial do rio Branco não pode ser relacionada com flutuações climática. Esta conclusão é sugerida pela agradação da planície aluvial superior durante o UMG, período que teoricamente teria favorecido incisão aluvial. Essa conclusão é também consistente com o fato de não haver registro de mudança da carga sedimentar desse rio entre o UMG e o Tardiglacial.
- Entretanto, o clima pode ter afetado o desenvolvimento do rio Branco a partir do Holoceno, sendo provavelmente responsável pela incisão da planície aluvial superior durante condições mais secas que a atual no início desse período. Além disto, a agradação da planície aluvial inferior, ocorrida a partir do Holoceno médio, é coerente com a intensificação de umidade na Amazônia Setentrional.
- Anomalias de drenagem e das formas de relevo; índices morfométricos indicativos de rupturas de declive em perfil longitudinal; basculamentos sugeridos pelo índice FSTT; e dados gravimétricos de anomalia Bouguer permitem inferir influência tectônica na área de estudo, inclusive no processo de subsidência na região correspondente ao Pantanal Setentrional que teria promovido a captura de drenagem do rio Branco para sul.
- A análise dos lineamentos morfoestruturais sugere predomínio de esforços tectônicos com orientação NW-SE na região estudada do baixo rio Branco. Esforços nessa direção foram seguidos por movimentações N-S, principalmente nas áreas de planícies aluviais. Essas deformações controlaram o desenvolvimento de sistemas deposicionais de megaleques e também a da rede de drenagem tributária atual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMIEC, G.; AITKEN, M. Dose-rate conversion factors: update. **Ancient TL**, v. 16, n. 2, p. 37–50, 1998. 32

ALFAYA, F. A. V. d. S.; FLORENZANO, T. G.; BARBOSA, C. C. F. Mapping Amazon river floodplain reach with SRTM-DEM using the HAND descriptor and object-based image analysis. In: FEITOSA, R. Q.; COSTA, G. A. O. P. d.; ALMEIDA, C. M. d.; FONSECA, L. M. G.; KUX, H. J. H. (Ed.). **Proceedings...** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2012. p. 137–140. ISBN 978-85-17-00059-1. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2012/05.14.17.15>>. Acesso em: 19 ago. 2015. 23

ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, n. 3, p. 387–392, 2007. 21, 57

ALVES, F. C. **Análise morfoestrutural das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape (PB), com base em MDE-SRTM e imagem PALSAR/ALOS-1**. 179 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015-04-06 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2015/02.26.13.32>>. Acesso em: 22 julho 2015. 12

ANDRADE, I. R. A.; SOUZA-FILHO, E. E. Mapeamento de feições morfológicas da planície de inundação do Alto Rio Paraná, através do uso de produtos orbitais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 189–199, 2011. 21

ANDRADES-FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 173 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010-04-28 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/04.08.17.10>>. 12

ARANUVACHAPUN, S.; WALLING, D. Landsat-MSS radiance as a measure of suspended sediment in the lower Yellow river (Hwang Ho). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 2, p. 145–165, 1988. 22

ASHMORE, P. Morphology and dynamics of braided rivers. In: SHRODER, J. F. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. [S.l.]: Academic Press, 2013. p. 289–312. 9

ASHWORTH, P. J.; LEWIN, J. How do big rivers come to be different? **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 114, n. 1, p. 84–107, 2012. 11, 20, 21

BARBOSA, J.; CORDEIRO, R.; SILVA, E.; TURCQ, B.; GOMES, P.; SANTOS, G.; SIFEDINNE, A.; ALBUQUERQUE, A.; LACERDA, L.; HAUSLADEN, P.; TIMS, S.; LEVCHENKO, V.; FIFIELD, L. 14c-AMS as a tool for the investigation of mercury deposition at a remote Amazon location. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 223-224, p. 528 – 534, 2004. ISSN 0168-583X.

Proceedings of the Ninth International Conference on Accelerator Mass Spectrometry. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168583X0400624X>>. 79, 81

BASEMENT reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The P. 86

BERRANGÉ, J. P. The geomorphology of southern Guyana with special reference to the development of planation surfaces. In: Conferência Geológica Interguianas, Belém. **Anais...** Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p. 804–824. 1, 86

BERTANI, T. C.; ROSSETTI, D. F.; HAYAKAWA, E. H.; COHEN, M. C. L. Understanding amazonian fluvial rias based on a late Pleistocene-Holocene analog. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 3, p. 285–292, 2015. ISSN 1096-9837. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/esp.3629>>. 82

BERTANI, T. d. C. **Sensoriamento remoto e caracterização morfológica no baixo rio Solimões, com análise de suas rias fluviais**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015-11-30 2015. Acesso em: 13 maio 2016. 12, 21, 29

BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 335 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Pará, Belém, 2003. 82, 83, 87

BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 30, n. 6, p. 767–778, 2005. 16

- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. [S.l.]: CPRM - Serviço Geológico do Brasil,, 2003. 692 p. 7, 28, 39, 42
- BRIDGE, J.; DEMICCO, R. **Earth Surface Process, Landforms and Sediment Deposits**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2008. 47, 48, 81
- BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, n. 3-4, p. 285–315, 2008. ISSN 0169-555X. Human and climatic impacts on fluvial and hillslope morphology. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X0700236X>>. 82, 83
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. Chichester: Wiley-Blackwell, 2012. 82, 83
- BUSH, M.; MILLER, M.; OLIVEIRA, P. D.; COLINVAUX, P. Orbital forcing signal in sediments of two amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 27, n. 3, p. 341–352, 2002. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1023/A:1016059415848>>. 79
- CARNEIRO-FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, R. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the late Pleistocene-Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205–209, 2002. ISSN 0033-5894. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589402923458>>. 7, 79
- CASCO, S. L.; CHIOZZI, N. I. B. d.; NEIFF, J. J. La vegetacion como indicador de la geomorfologia fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 123–136, 2005. 21
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. [S.l.]: Routledge, 2007. 9
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial. Vol I - canal fluvial**. São Paulo: [s.n.], 1981. 13
- COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E. D. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 15, n. 4, p. 347–356, 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/1099-1417\(200005\)15:4<347::AID-JQS537>3.0.CO;2-A](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1417(200005)15:4<347::AID-JQS537>3.0.CO;2-A)>. 79

CORDEIRO, C. L. O.; ROSSETTI, D. F. Mapping vegetation in a late Quaternary landform of the amazonian wetlands using object-based image analysis and decision tree classification. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 13, p. 3397–3422, 2015. 7

CORDEIRO, R.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; LACERDA, L.; FILHO, E. S.; GUEIROS, B.; POTTY, Y.; SANTELLI, R.; PáDUA, E.; PATCHINELAM, S. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 ka to 10 ka in a humid region of the brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 3-4, p. 426–436, 2011. ISSN 0031-0182. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018210006978>>. 79, 80

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; FERREIRA-JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. É. L.; COSTA, M. L. da; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23–44, 1996. 87

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 4, p. 335–347, 2001. 87

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da amazônia. In: . Belém: [s.n.], 1997. p. 15–19. 87

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994. 19, 20, 35

CRAWFORD, F. D.; SZELEWSKI, C. E.; ALVEY, G. D. Geology and exploration in the takutu graben of guyana brazil. **Journal of Petroleum Geology**, Blackwell Publishing Ltd, v. 8, n. 1, p. 5–36, 1985. ISSN 1747-5457. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/j.1747-5457.1985.tb00189.x>>. 1, 86

CREMON, É. H. **Caracterização morfológica do sistema fluvial do Rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto**. 165 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012-03-30 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.05.13.53>>. Acesso em: 09 maio 2016. 33, 87

CREMON, É. H.; CURTARELLI, M. P.; MONTANHER, O. C.; ROSSETTI, D. d. F. Modelo empírico para estimativa batimétrica em um rio amazônico de água clara. In: GHERARDI, D. F. M.; ARAGÃO, L. E. O. e. C. d. (Ed.). **Anais...** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais(INPE), 2015. p. 6183–6188. ISBN 978-85-17-0076-8. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/marte2/2015/06.15.16.38.53>>. Acesso em: 11 ago. 2015. 22

CREMON, É. H.; ROSSETTI, D. F.; ZANI, H. Classification of vegetation over a residual megafan landform in the amazonian lowland based on optical and SAR imagery. **Remote Sensing**, v. 6, n. 11, p. 10931, 2014. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/6/11/10931>>. 7, 73, 82

CURRAY, J. R. The analysis of two-dimensional orientation data. **The Journal of Geology**, p. 117–131, 1956. 20

D'APOLITO, C.; ABSY, M. L.; LATRUBESSE, E. M. The hill of six lakes revisited: new data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. **Quaternary Science Reviews**, v. 76, p. 140–155, 2013. ISSN 0277-3791. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379113002722>>. 79, 80, 81

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. d. J. Aplicação do índice Relação Declividade-Extensão-RDE na Bacia do Rio do Peixe (sp) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43–56, 2004. 13, 14

FERREIRA-FERREIRA, J.; SILVA, T. S. F.; STREHER, A. S.; AFFONSO, A. G.; FURTADO, L. F. de A.; FORSBERG, B. R.; VALSECCHI, J.; QUEIROZ, H. L.; NOVO, E. M. L. de M. Combining ALOS/PALSAR derived vegetation structure and inundation patterns to characterize major vegetation types in the Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon floodplain, Brazil. **Wetlands ecology and management**, v. 23, n. 1, p. 41–59, 2015. 23

FIGUEIREDO, J.; HOORN, C.; VEN, P. van der; SOARES, E. Late Miocene onset of the Amazon river and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the foz do Amazonas Basin. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 619–622, 2009. Disponível em: <<http://geology.gsapubs.org/content/37/7/619.abstract>>. 1

FONSTAD, M. A.; MARCUS, W. A. Remote sensing of stream depths with hydraulically assisted bathymetry (hab) models. **Geomorphology**, v. 72, n. 1, p. 320–339, 2005. 22

FÖRSTE, C.; FLECHTNER, F.; SCHMIDT, R.; STUBENVOLL, R.; ROTHACHER, M.; KUSCHE, J.; NEUMAYER, H.; BIANCALE, R.; LEMOINE, J. M.; BARTHELMES, F. et al. Eigen-gl05c-a new global combined high-resolution grace-based gravity field model of the gfz-grgs cooperation. In: **Geophysical Research Abstracts**. [S.l.: s.n.], 2008. v. 10, p. EGU2008–A. 27

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.; REPOLHO, T. Fragmentation of ecosystem owing to neotectonics in the Amazon Basin. **The science reports of the Tohoku University. 7th series, Geography**, Faculty of Science, Tohoku University, v. 49, n. 2, p. 207–214, 1999. 87

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. L. S. d. Utilização de sensoriamento remoto na investigação na área do baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: MARTINI, P. R.; CUNHA, R. P. d.; ALBUQUERQUE, P. C. G. d.; SAUSEN, T. M. (Ed.). **Anais...** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 1990. p. 641–648. ISBN 978-85-17-00051-5. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/marte@80/2008/08.19.15.18>>. Acesso em: 11 maio 2014. 57

FRAZIER, P. S.; PAGE, K. J. et al. Water body detection and delineation with Landsat TM data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 66, n. 12, p. 1461–1468, 2000. 73

GALBRAITH, R.; ROBERTS, R. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. **Quaternary Geochronology**, v. 11, p. 1–27, 2012. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101412000957>>. 32

GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. **The Geology of the Guiana Shield**. New York: Oxford Univ. Press, 1993. 1, 86

GILVEAR, D.; BRYANT, R. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. In: KONDOLF, G.; H, P. (Ed.). **Tools in Fluvial Geomorphology**. Chichester: John Wiley & Sons, 2003. p. 135–170. 20

GLOBAL-MAPPER, L. Global mapper version 9.0 software. **Colorado, Parker**, 2009. 29

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of hack's sl form, and formulation and assessment of an alternative (the ds form). **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 32, n. 5, p. 649–671, 2007. 13, 15, 17

GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. [S.l.]: Psychology Press, 2004. 9, 12

GUERRA, A. T. **Estudo geográfico do Território do Rio Branco**. Rio de Janeiro: IBGE, 1956. 257 p. 1, 86

GUIMARÃES, J. T. F.; COHEN, M. C. L.; FRANÇA, M. C.; ALVES, I. C. C.; SMITH, C. B.; PESSEDA, L. C. R.; BEHLING, H. An integrated approach to relate Holocene climatic, hydrological, morphological and vegetation changes in the southeastern Amazon region. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 22, n. 3, p. 185–198, 2013. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1007/s00334-012-0374-y>>. 81

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the US Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421–429, 1973. 13, 16

HAMMEN, T. V. D.; HOOGHIEMSTRA, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, Elsevier, v. 19, n. 8, p. 725–742, 2000. 79

HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica da região da serra dos órgãos, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, 2010. 13

HAYAKAWA, E. H. **Paleogeofomas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM: interpretação de dados de sensoriamento remoto**. 191 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011-07-14 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.01.14.17>>. 12

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Late Quaternary dynamics in the Madeira river basin, southern Amazonia (Brazil), as revealed by paleomorphological analysis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, SciELO Brasil, v. 87, n. 1, p. 29–49, 2015. 87

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia.

Earth and Planetary Science Letters, v. 297, n. 1-2, p. 262–270, 2010. ISSN 0012-821X. 2, 21, 29, 87

HESS, L. L.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M.; BARBOSA, C. C.; GASTIL, M. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. **Remote Sensing of Environment**, Elsevier, v. 87, n. 4, p. 404–428, 2003. 23, 73

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG bulletin**, American Association of Petroleum Geologists, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1967. 12, 34

HUGGETT, R. **Fundamentals of geomorphology**. [S.l.]: Routledge, 2007. 9, 10

IBANEZ, D. M. **Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas**. 164 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006-10-03 2007. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2006/12.05.16.44>>. 12

IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C.; MIRANDA, F. P. de. Geomorphological evidence of recent tilting in the central Amazonia region. **Geomorphology**, Elsevier, v. 214, p. 378–387, 2014. 20, 35

IBGE. **Estado de Roraima - Geologia**. 2005. Disponível em:
<ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/geologia/unidades_federacao/rr_geologia.pdf>. 7, 8, 28, 39, 42

INPE. **Studies from INPE indicate that the Amazon River is 140km longer than the Nile**. 2008. Disponível em:
<http://www.cbears.inpe.br/ingles/news.php?Cod_Noticia=74>. 1

IRION, G.; KALLIOLA, R. Long-term landscape development processes in Amazonia. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. (Ed.). **Amazonia: Landscape and Species Evolution**. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., 2009. p. 185–197. ISBN 9781444306408. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1002/9781444306408.ch11>>. 80

KALLIOLA, R.; SALO, J.; PUHAKKA, M.; RAJASILTA, M. New site formation and colonizing vegetation in primary succession on the western Amazon floodplains. **The Journal of Ecology**, JSTOR, p. 877–901, 1991. 22

KALLIOLA, R.; SALO, J.; PUHAKKA, M.; RAJASILTA, M.; HÄME, T.; NELLER, R. J.; RÄSÄNEN, M. E.; ARIAS, W. A. D. Upper Amazon channel migration: implications for vegetation perturbation and succession using bitemporal landsat MSS images. **Naturwissenschaften**, Springer, v. 79, n. 2, p. 75–79, 1992.

22

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape: Upper Saddle River**. [S.l.]: Upper Saddle River (N.J.): Prentice Hall, 2002. 362 pp. 12

LABRECQUE, P. A.; HUBBARD, S. M.; JENSEN, J. L.; NIELSEN, H. Sedimentology and stratigraphic architecture of a point bar deposit, lower cretaceous McMurray formation, Alberta, Canada. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 59, n. 2, p. 147–171, 2011. 75

LATRUBESSE, E. The late-quaternary palaeohydrology of large south american fluvial systems. In: GREGORY, K.; BENITO, G. (Ed.). **Palaeohydrology: Understanding global change**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 2003. p. 193–212. 1

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 197–206, 2005. 1

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, Elsevier, v. 101, n. 1, p. 130–145, 2008. 11, 20, 21

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. Late Quaternary alluvial sedimentation in the upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: palaeohydrological implications. In: BENITO, G.; BAKER, V.; GREGORY, K. (Ed.). **Paleohydrology and Environmental Change**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 1998. p. 259–271. 1, 79, 80

_____. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil.

Geomorphology, Elsevier, v. 44, n. 3, p. 241–257, 2002. 21

_____. The late Quaternary evolution of the negro river, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372–397, 2005. ISSN 0169-555X.

Tropical Rivers. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X05000826>>. 1, 21,

57, 79, 80, 87

LATRUBESSE, E. M.; KALICKI, T. Late Quaternary palaeohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, NF, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 129, p. 41–59, 09 2002. 2, 81

LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. G. A climatic model for southwestern Amazonia in last glacial times. **Quaternary international**, Elsevier, v. 21, p. 163–169, 1994. 5

LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, Elsevier, v. 72, n. 1, p. 67–72, 2000. 82

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, Elsevier, v. 70, n. 3, p. 187–206, 2005. 11

LELI, I. T. **Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do alto Rio Paraná, Brasil**. Tese (Doutorado) — Universidade Estadual Paulista (UNESP), 2015. 79

LEOPOLD, L.; WOLMAN, M. River channel patterns-braided, meandering and straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 282, n. B, p. 39–85, 1957. 9

LEWIN, J.; ASHWORTH, P. J. Defining large river channel patterns: Alluvial exchange and plurality. **Geomorphology**, Elsevier, v. 215, p. 83–98, 2014. 11, 20, 21

LUJAN, N. K. Description of a new Lithoxus (Siluriformes: Loricariidae) from the Guayana Highlands with a discussion of Guiana Shield biogeography. **Neotropical Ichthyology**, v. 6, 2008. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1679-62252008000300014&nrm=iso>. 1, 2

LUJAN, N. K.; ARMBRUSTER, J. W. The guiana shield. In: ALBERT, J.; REIS, R. (Ed.). **Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes**. Berkeley: Univ. of California Press, 2011. p. 211–224. 1, 2

MAHMOOD, S. A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in hindu kush: Insights from dem derived geomorphic indices and drainage analysis. **Geoscience Frontiers**, Elsevier, v. 3, n. 4, p. 407–428, 2012. 18

- MAIA, R.; GODOY, H.; YAMAGUTI, H.; MOURA, P.; COSTA, F. **Projeto Carvão no Alto Amazonas**. Manaus: IBGE, 1977. 142 p. [7](#), [75](#)
- MAKASKE, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 53, n. 3, p. 149–196, 2001. [47](#)
- MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F.; ALBUQUERQUE, P. G.; VALERIANO, M. M. Applying SRTM digital elevation model to unravel Quaternary drainage in forested areas of Northeastern Amazonia. **Computers & Geosciences**, Elsevier, v. 35, n. 12, p. 2331–2337, 2009. [2](#)
- MARCUS, W. A.; FONSTAD, M. A. Remote sensing of rivers: the emergence of a subdiscipline in the river sciences. **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 35, n. 15, p. 1867–1872, 2010. [20](#)
- MARTINEZ, J.-M.; GUYOT, J.-L.; FILIZOLA, N.; SONDAG, F. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon river assessed by monitoring network and satellite data. **CATENA**, v. 79, n. 3, p. 257–264, 2009. [22](#)
- MAYLE, F. E.; POWER, M. J. Impact of a drier early-mid-Holocene climate upon amazonian forests. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, The Royal Society, v. 363, n. 1498, p. 1829–1838, 2008. [79](#)
- MCLAURIN, B. T.; STEEL, R. J. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower castlegate formation, book cliffs, Utah. **Sedimentary Geology**, Elsevier, v. 197, n. 3, p. 291–311, 2007. [45](#)
- MERTES, L. A.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon river, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 108, n. 9, p. 1089–1107, 1996. [22](#), [36](#)
- MERTES, L. A.; SMITH, M. O.; ADAMS, J. B. Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images. **Remote Sensing of Environment**, v. 43, n. 3, p. 281–301, 1993. [22](#)
- MERTES, L. A. K.; DUNNE, T. Effects of tectonism, climate change, and sea-level change on the form and behaviour of the modern Amazon River and its floodplain. In: . West Sussex, Reino Unido: John Wiley & Sons, Ltd. p. 115–144. ISBN 9780470723722. [87](#)

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits : sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.** [S.l.]: Berlin: Springer, 2006. 75

_____. **Fluvial depositional systems.** [S.l.]: Springer, 2014. 48, 76

MICELI, B. S.; DIAS, F.; SEABRA, F. M.; SANTOS, P.; FERNANDES, M. Avaliação vertical de modelos digitais de elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 63, n. 1, p. 191–201, 2011. 25

MITRA, D.; TANGRI, A. K.; SINGH, I. B. Channel avulsions of the sarda river system, ganga plain. **International Journal of Remote Sensing**, Taylor & Francis, v. 26, n. 5, p. 929–936, 2005. 22

MONTANHER, O. C.; NOVO, E. M.; BARBOSA, C. C.; RENNÓ, C. D.; SILVA, T. S. Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water rivers using Landsat 5/TM. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 29, p. 67–77, 2014. 22

MONTANHER, O. C.; SOUZA-FILHO, E. E. Estimating the suspended sediment concentration in the upper Paraná river using Landsat 5 data: data retrieval on a large temporal scale and analysis of the effects of damming. **Geografia**, Associação de Geografia Teoretica, v. 40, n. 1, p. 159–176, 2015. 22

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation measurements**, Elsevier, v. 32, n. 1, p. 57–73, 2000. 32

NANSON, G. C.; KNIGHTON, A. D. Anabranching rivers: their cause, character and classification. **Earth surface processes and landforms**, Wiley Online Library, v. 21, n. 3, p. 217–239, 1996. 10, 11, 77

NICHOLAS, A. Morphodynamic diversity of the world's largest rivers. **Geology**, Geological Society of America, v. 41, n. 4, p. 475–478, 2013. 5

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy.** [S.l.]: Blackwell Science, 1999. 48

NOGUEIRA, A. C. R.; SILVEIRA, R.; GUIMARÃES, J. T. F. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern solimões basin, central Amazon region. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 46, p. 89–99, 2013. 75

NOVO, E. M.; SHIMABUKURO, Y. E.; COSTA, M. WFI/CBERS imagery simulation for understanding water pathways from Amazon River to the floodplain. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, International Society for Photogrammetry & Remote Sensing, v. 33, n. B7/3; Part 7, p. 1027–1032, 2000. 23

OLIVEIRA, C. G. D.; PARADELLA, W. R. An assessment of the altimetric information derived from spaceborne SAR (RADARSAT-1, SRTM3) and optical (ASTER) data for cartographic application in the amazon region. **Sensors**, Molecular Diversity Preservation International, v. 8, n. 6, p. 3819–3829, 2008. 25

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 96, n. 4, p. 504–515, 1985. 81, 82, 83

PANEK, T. The use of morphometric parameters in tectonic geomorphology (on the example of the western beskydy mts). **Geographica**, v. 1, p. 111–126, 2004. 14

PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon river using MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 147, p. 232–242, 2014. 22

PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. The development and evaluation of the earth gravitational model 2008 (egm2008). **Journal of geophysical research: solid earth**, Wiley Online Library, v. 117, n. B4, 2012. 27

PEIXOTO, J. M. A.; NELSON, B. W.; WITTMANN, F. Spatial and temporal dynamics of river channel migration and vegetation in central Amazonian white-water floodplains by remote-sensing techniques. **Remote Sensing of Environment**, Elsevier, v. 113, n. 10, p. 2258–2266, 2009. 22, 36, 78

PIMIANTA, J. Modifications climatiques et subsidence recente affectant le glacis sud du bassin de l'Amazone (Rio Tocantins). **Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences**, v. 246, n. 15, p. 2268–2271, 1958. 87

PLOTZKI, A.; MAY, J.-H.; PREUSSER, F.; VEIT, H. Geomorphological and sedimentary evidence for late Pleistocene to Holocene hydrological change along the Río Mamoré, Bolivian Amazon. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 230 – 242, 2013. ISSN 0895-9811. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S089598111300117X>>. 1

- PLOTZKI, A.; MAY, J.-H.; PREUSSER, F.; ROESTI, B.; DENIER, S.; LOMBARDO, U.; VEIT, H. Geomorphology and evolution of the late pleistocene to Holocene fluvial system in the south-eastern Llanos de Moxos, bolivian Amazon. **CATENA**, Elsevier, v. 127, p. 102–115, 2015. 1
- POTTER, P. E. Significance and origin of big rivers. **The Journal of Geology**, University of Chicago Press, v. 86, n. 1, p. 13–33, 1978. 1
- PRESCOTT, J.; STEPHAN, L. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. latitude, altitude and depth dependences. In: **FACT**. [S.l.: s.n.], 1982. v. 6, p. 17–25. 32
- PREUSSER, F. Characterisation and evolution of the river rhine system. **Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw**, v. 87, n. 1, p. 7, 2008. 82, 83
- RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais - Folha NA. 20 Boa Vista e parte das folhas NA. 21 Tumucumaque, NB. 20 Roraima e NB. 21; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: [s.n.], 1975. Disponível em: <<http://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca-catalogo.html?view=detalhes&id=224025>>. Acesso em: 2 maio 2013. 5
- REIMER, P. J.; BAILLIE, M. G.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; RAMSEY, C. B.; BUCK, C. E.; BURR, G. S.; EDWARDS, R. L. et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Dept. of Geosciences, University of Arizona, 2009. 31
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. Geologia do estado de roraima. **Bulletin de la Société Géologique de France**, BRGM França, n. 2-3-4, p. 121–134, 2003. 7
- RIGSBY, C. A.; HEMRIC, E. M.; BAKER, P. A. Late Quaternary paleohydrology of the Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru. **Geomorphology**, Elsevier, v. 113, n. 3, p. 158–172, 2009. 1, 81
- RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. Process geomorphology. Long Grove, 2011. 652 pp. 10
- RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C. S.; BELZ, J. E. A global assessment of the SRTM performance. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, v. 72, n. 3, p. 249–260, 2006. 25

ROSENQVIST, A.; SHIMADA, M.; ITO, N.; WATANABE, M. Alos palsar: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, IEEE, v. 45, n. 11, p. 3307–3316, 2007. 25

ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, Elsevier, v. 169, n. 3, p. 151–174, 2004. 75

_____. The role of tectonics on the preservation of incised-valley estuaries in areas with low accommodation rates: Examples from upper Cretaceous and Miocene successions in Northern Brazil. In: DALRYMPLE, R. W.; LECKIE, D. A.; TILLMAN, R. W. (Ed.). **Incised Valleys in Time and Space**. Tulsa: SEPM Special Publication, 2006. p. 199–218. 75, 87

_____. Multiple remote sensing techniques as a tool for reconstructing late Quaternary drainage in the Amazon lowland. **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 35, n. 10, p. 1234–1239, 2010. 2

_____. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 139, p. 362–389, 2014. 87

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. **Geomorphology**, v. 177-178, p. 74–92, 2012. ISSN 0169-555X. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X12003479>>. 7

ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C.; BERTANI, T. C.; HAYAKAWA, E. H.; PAZ, J. D.; CASTRO, D. F.; FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern amazonian tributary. **CATENA**, v. 116, p. 19–37, 2014. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816213003019>>. 1, 29

ROSSETTI, D. F.; MOLINA, E. C.; CREMON, É. H. Genesis of the largest Amazonian wetland in northern Brazil inferred by morphology and gravity anomalies. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 69, p. 1–10, 2016. 82, 86

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; GÓES, A. M. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. **Quaternary research**, Elsevier, v. 63, n. 1, p. 78–89, 2005. 81

- ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **CATENA**, v. 70, n. 2, p. 253–265, jul. 2007. 2, 21
- ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; COHEN, M. C. L.; CREMON, E. H. A late Pleistocene-Holocene wetland megafan in the brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology**, v. 282, p. 276–293, 2012. ISSN 0037-0738. The 2011 Tohoku-oki tsunami. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073812002758>>. 2, 7, 57, 75, 82, 84, 87
- ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; CREMON, É. H. Fossil megafans evidenced by remote sensing in the amazonian wetlands. **Zeitschrift für Geomorphologie, NF**, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 58, n. 2, p. 145–161, 07 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0118>>. 2, 6, 7, 57, 75, 82, 83
- ROZO, M. G.; NOGUEIRA, A. C.; CASTRO, C. S. Remote sensing-based analysis of the planform changes in the upper Amazon river over the period 1986–2006. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 51, p. 28–44, 2014. 36, 78
- ROZO, M. G.; NOGUEIRA, A. C.; TRUCKENBRODT, W. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 37, n. 14, p. 1471–1488, 2012. 22, 36, 78, 81
- ROZO, M. G.; SOTO, C. C. Quantification of change and migration rates in the Amazon river. In: **Anais do 45 Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia: Belém**. [S.l.: s.n.], 2010. 36
- RUST, B. A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A. (Ed.). **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 1978. p. 187–198. 9
- SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier, v. 401, p. 301–312, 2014. 1
- SAKSENA, S. Investigating the role of dem resolution and accuracy on flood inundation mapping. In: **World Environmental and Water Resources Congress 2015**. [S.l.: s.n.], 2014. p. 2236–2243. 23

- SALO, J.; KALLIOLA, R.; HÄKKINEN, I.; MÄKINEN, Y.; NIEMELÄ, P.; PUHAKKA, M.; COLEY, P. D. River dynamics and the diversity of Amazon lowland forest. **Nature**, v. 322, n. 6076, p. 254–258, 1986. 22
- SANDER, C.; GASPARETTO, L. N. V.; SANTOS, M. L.; CARVALHO, T. M. de. Características do transporte de sedimentos em suspensão na bacia do rio Branco, estado de Roraima. **Acta Geográfica**, v. 8, n. 17, p. 71–85, 2014. 77
- SANDER, C.; V., L. N.; SANTOS, M. L. Variações da carga sedimentar de fundo e morfologia dos perfis transversais batimétricos no trecho inferior da bacia do Alto rio Branco, Roraima. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 9, n. 1, p. 130–145, 2015. 77, 78
- SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W.; GIOVANNINI, C. A. Corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. **Ciência Hoje**, v. 16, n. 93, p. 22–25, 1993. 5, 6, 82
- SANTOS, M. L.; FERNANDEZ, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho de porto rico, pr. **Boletim de Geografia**, v. 10, n. 1, p. 11–24, 1992. 79
- SCHAEFER, C. E.; DALRYMPLE, J. Pedogenesis and relict properties of soils with columnar structure from Roraima, North Amazonia. **Geoderma**, v. 71, n. 1-2, p. 1–17, 1996. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016706195000739>>. 1, 86
- SCHUMM, S. A. Speculations concerning paleohydraulic controls on terrestrial sedimentation. **Geological Society of America Bulletin**, v. 79, p. 1573–1588, 1968. 9
- _____. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977. 338 p. 11
- _____. **Alluvial river response to active tectonics**. [S.l.]: National Academy Press Washington, DC, 1986. 83
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, Elsevier, v. 92, n. 4, p. 335–367, 1983. 15
- SHAHZAD, F.; GLOAGUEN, R. Tecedem: A matlab based toolbox for tectonic geomorphology, part 2: Surface dynamics and basin analysis. **Computers & Geosciences**, Elsevier, v. 37, n. 2, p. 261–271, 2011. 36

- SHAKO, R.; FÖRSTE, C.; ABRİKOSOV, O.; BRUINSMA, S.; MARTY, J.-C.; LEMOINE, J.-M.; FLECHTNER, F.; NEUMAYER, H.; DAHLE, C. Observation of the system earth from space - champ, grace, goce and future missions: Geotechnologies science report no. 20. In: _____. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. cap. EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data, p. 155–161. 27
- SHEPHARD, G. E.; MÜLLER, R. D.; LIU, L.; GURNIS, M. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 3, n. 12, p. 870–875, 2010. 1
- SHIMABUKURO, Y.; NOVO, E.; MERTES, L. Amazon River mainstem floodplain landsat TM digital mosaic. **International Journal of Remote Sensing**, Taylor & Francis, v. 23, n. 1, p. 57–69, 2002. 23
- SINHA, R.; JAIN, V.; BABU, G. P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the gangetic plains. **Geomorphology**, Elsevier, v. 70, n. 3, p. 207–225, 2005. 20
- SMITH, L. C. Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review. **Hydrological processes**, v. 11, n. 10, p. 1427–1439, 1997. 23
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias em Geomorfologia**, v. 16, n. 32, p. 71–140, 1976. 12, 34
- SOUZA-FILHO, E. E.; FRAGAL, E. H. A influência do nível fluviométrico sobre as variações de área de água e da cobertura vegetal na planície do alto rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 81–92, 2013. 23
- SOUZA-FILHO, E. E. d. **Aspectos da geologia e estatigrafia dos depósitos sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaira (PR)**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1993. 79
- STERNBERG, H. O. Vales tectônicos na planície amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, 1950. 57, 87
- TEEUW, R. M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in northern amazonia: optical dating of late pleistocene and holocene palaeodunes. **Journal of Quaternary Science**, Wiley Online Library, v. 19, n. 1, p. 49–54, 2004. 79
- THE Quaternary history of the P. In: . [S.l.: s.n.]. 82

TOLEDO, M. B.; BUSH, M. B.; TURQ, B. J. Dinâmica e paleoincêndios em roraima nos últimos 10.000 anos. In: BARBOSA, R. I.; MELO, V. F. (Ed.). **Roraima: homem, ambiente e ecologia**. Boa Vista: Femact, 2010. p. 237–256. 80, 81

WHEATON, J. M.; FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G.; BANGEN, S. G.; BOUWES, N.; O'BRIEN, G. Geomorphic mapping and taxonomy of fluvial landforms. **Geomorphology**, Elsevier, v. 248, p. 273–295, 2015. 11

WILLIS, B. J.; TANG, H. Three-dimensional connectivity of point-bar deposits. **Journal of Sedimentary Research**, Society for Sedimentary Geology, v. 80, n. 5, p. 440–454, 2010. 75

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, Elsevier, v. 41, n. 4, p. 369–391, 2006. 32

WOHL, E. E. Hydrology and discharge. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large Rivers: Geomorphology and Management**. [S.l.]: John Wiley & Sons, Ltd, 2008. p. 29–44. ISBN 9780470723722. 1

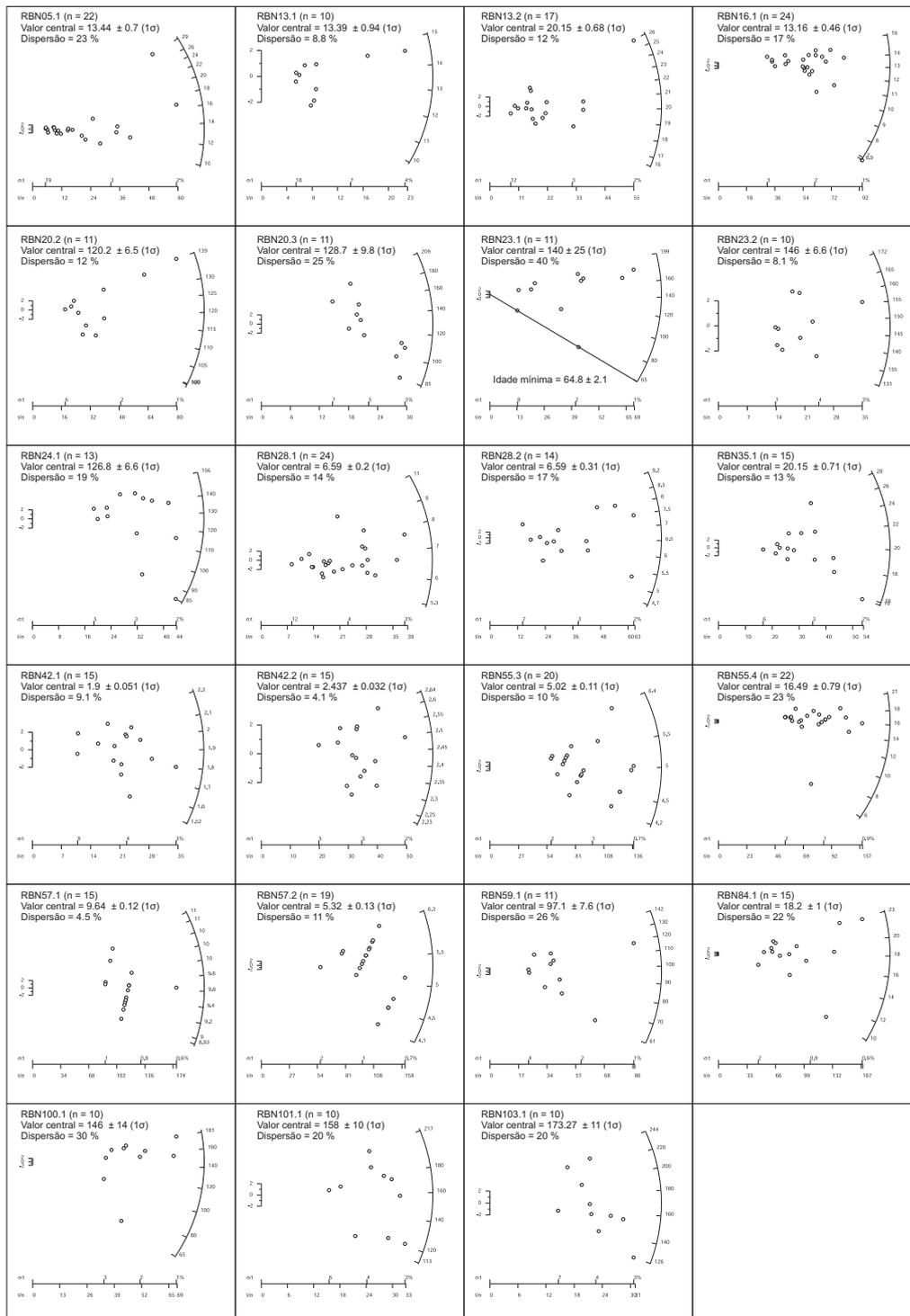
ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A. Batimetria fluvial estimada com dados orbitais: estudo de caso no alto curso do Rio Paraguai com o sensor ASTER. **Geociências (São Paulo)**, Geociências (São Paulo), v. 27, n. 4, p. 555–565, 2008. 22

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 19, p. 6060–6075, 2012. 2, 7, 23, 57, 73, 81, 82

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. L. C.; PESSENDA, L. C. R.; CREMON, É. H. Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in northern amazonia revealed by $\delta^{13}C$ data. **Journal of Quaternary Science**, Wiley Online Library, v. 27, n. 8, p. 854–864, 2012. 7

APÊNDICE A - MATERIAL SUPLEMENTAR

Figura A.1 - Gráficos de dispersão dos valores de doses equivalentes obtidos por LOE em função dos erros estatísticos de cada amostra.



A distribuição apresenta valores de doses equivalentes que estão distribuídos de acordo com valor central e dispersão global.

Tabela A.1 - Resultados do teste de recuperação de dose.

Amostra	n	Dose controlada (Gy)	Dose recuperada (Gy)	Razão da recuperação
RBN05.1	3	2.52	2.76	1.10
RBN05.1	6	16.8	15.66	0.93
RBN05.1	3	46.2	38.73	0.84
RBN20.2	4	84	92.15	1.10
RBN20.2	3	168	183.37	1.09