



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.29.16.13-TDI

**SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO
MORFOLÓGICA NO BAIXO RIO SOLIMÕES, COM
ANÁLISE DE SUAS RIAS FLUVIAIS**

Thiago de Castilho Bertani

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 30 de novembro de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L46AM8>>

INPE
São José dos Campos
2015

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@sid.inpe.br

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

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

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

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

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/2016/01.29.16.13-TDI

**SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO
MORFOLÓGICA NO BAIXO RIO SOLIMÕES, COM
ANÁLISE DE SUAS RIAS FLUVIAIS**

Thiago de Castilho Bertani

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 30 de novembro de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L46AM8>>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Bertani, Thiago de Castilho.

B461s Sensoriamento remoto e caracterização morfológica no baixo rio Solimões, com análise de suas rias fluviais / Thiago de Castilho Bertani. – São José dos Campos : INPE, 2015.
xxii + 132 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.29.16.13-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.
Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. Amazônia. 2. Sensoriamento remoto. 3. Rias fluviais.
4. MDE. I.Título.

CDU 528.8:556.53



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

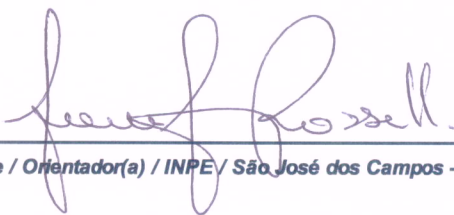
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Thiago de Castilho Bertani**

Título: "SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA NO BAIXO RIO SOLIMÕES, COM ANÁLISE DE SUAS RIAS FLUVIAIS".

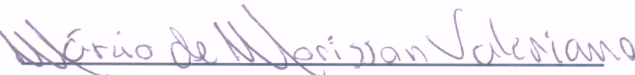
Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Sensoriamento Remoto**

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



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

Dr. Márcio de Morisson Valeriano



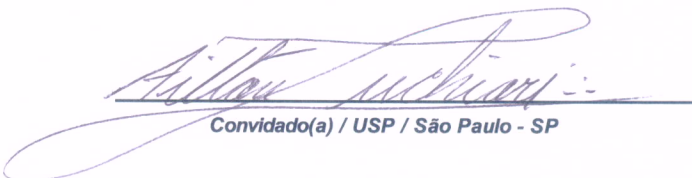
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó




Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Ailton Luchiari



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dra. Sandra Maria Fonseca da Costa



Convidado(a) / UNIVAP / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 30 de novembro de 2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a minha orientadora, Dra. Dilce de Fátima Rossetti, por todo seu apoio para realização deste trabalho, mesmo nos momentos mais difíceis. Agradeço também pelos agradáveis anos que pude desfrutar de sua companhia e de toda sua competência profissional.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado (processo 142846/2011-2).

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais por fornecer a infraestrutura necessária e, principalmente, aos funcionários, pesquisadores, alunos, secretárias e pessoal da manutenção.

Um agradecimento especial ao Dr. Márcio de Morisson Valeriano pela amizade e pelas valorosas assessorias recheadas de entusiasmo que se refletiu em nossas pesquisas.

A Viviana Aguilár Munhoz pela ajuda no processamento dos dados geomorfométricos.

A minha namorada Walkiria por sua paciência, compreensão e amor, me apoiando incondicionalmente em todas as etapas deste trabalho.

A meus pais, Edson e Eliane, e meus irmãos, Thalia, Hugo e Débora por sempre terem crédito em mim e me dado todo suporte necessário.

Aos amigos Ericson Hideki Hayakawa, Hiran Zani e Édipo Cremon por sua estima e contribuições que influenciaram direta ou indiretamente a conclusão deste trabalho.

"The less I needed, the better I felt".

Charles Bukowski

RESUMO

Rias fluviais são lagos alongados formados pelo bloqueamento de canais fluviais tributários em seu baixo curso. Estas feições, que podem alcançar mais de uma centena de quilômetros, são tipicamente abundantes na região amazônica, onde ocorrem em uma quantidade ainda não registrada para outros sistemas fluviais do globo. Hipóteses conflitantes sobre a origem das rias amazônicas resultam da ausência de estudos sistemáticos visando sua melhor caracterização. Esta pesquisa explorou produtos e técnicas de sensoriamento remoto aplicados à caracterização geomorfológica e morfoestrutural de uma área no baixo rio Solimões contendo uma grande concentração de rias fluviais. O objetivo foi reconstituir a dinâmica fluvial no tempo e espaço e analisar os fatores que levaram ao estabelecimento das rias nessa área. É proposto um modelo de evolução das rias fluviais amazônicas com base na integração de dados morfológicos com dados sedimentológicos e cronológicos de uma paleorria excepcionalmente bem preservada na margem esquerda do rio Madeira. As análises baseadas em dados de sensoriamento remoto levaram a propor que o padrão de distribuição e a morfologia das rias fluviais no baixo rio Solimões sofrem influência significativa de movimentações tectônicas. Além disso, o registro sedimentar dos depósitos de paleorrias revelou ambientes de lago cujo preenchimento iniciou-se ainda no final do Pleistoceno, contrariamente às hipóteses climáticas que sugerem um favorecimento da erosão de vales fluviais durante este período em função de condições climáticas relativamente mais áridas que as atuais. Conclui-se que reativações tectônicas durante o Quaternário são determinantes na distribuição das rias fluviais na área de estudo e sugere-se que deformações tectônicas podem ter tido papel fundamental no estabelecimento destas feições que tipificam grande parte dos sistemas de drenagem amazônicos.

Palavras-chave: Amazônia. Sensoriamento Remoto. Rias fluviais. MDE.

REMOTE SENSING AND MORPHOLOGICAL DESCRIPTION IN THE LOWER SOLIMÕES RIVER WITH ANALYSIS OF ITS FLUVIAL RIAS

ABSTRACT

Fluvial rias are elongated lakes formed by the blocking of tributary rivers in their lower course. These features, that can be up to 150 km long, are typically abundant in the Amazon region, where the quantity of these features in the landscape has not yet been documented elsewhere in the world. The origin of the Amazonian fluvial rias, however, is controversy due to the lack of more detailed studies. In this work, we explored remote sensing data toward geomorphological and morphostructural analysis in an area located in the Lower Solimões river course where there is a high concentration of fluvial rias. The goal was to reconstruct the fluvial dynamics through space and time in order to discuss the factors that lead to the establishment of the fluvial rias in this region. A model has been proposed to the evolution of fluvial rias in the study area based on the integration of morphological with sedimentological and chronological data of a documented paleoria feature which is exceptionally well preserved in the right margin of the medium Madeira River. The remote sensing data analyses lead to propose that the spatial distribution and the morphology of the fluvial rias in the study area are biased by neotectonics. Moreover, the sedimentological record of the two cores from the paleoria feature revealed lake environments where the sedimentary infill has started at least in the Late Pleistocene, which is contrary to the climatic hypothesis that suggests increased erosion during this period. We conclude that tectonic reactivations through the Quaternary were critical factors influencing the spatial distribution of the paleorias in the study area and suggest that tectonic deformations might have been determinant factors for the establishment of these features that typify the Amazonian fluvial systems.

Keywords: Amazon. Remote Sensing. Fluvial rias. DEM.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Mapa de localização das áreas de estudo, incluindo rios e municípios principais.	7
Figura 3.2 - Área de estudo no baixo rio Solimões, com indicação dos afluentes e corpos d'água principais.....	9
Figura 3.3 - Área de estudo no médio rio Madeira, com destaque à planície fluvial atual, aos rios principais, à paleodrenagem previamente interpretada para esta região (ver BERTANI; ROSSETTI, 2013).....	10
Figura 3.4 - Localização das áreas de estudo (indicadas pelas letras A e B) nas bacias do Solimões e Amazonas (Adaptado de Caputo e Silva, 1990).	12
Figura 4.1 - Classificação de sistemas fluviais baseada em parâmetros de sinuosidade e divisão (Adaptado de Rust, 1978).	16
Figura 4.2 - Seção transversal esquemática de um vale fluvial, ilustrando seus componentes ambientais principais e depósitos associados (Adaptado de Macklin e Lewin, 2008).....	18
Figura 4.3 - Gênese de paleomorfologias no tempo geológico ilustrada pelo processo de abandono de um meandro (A) e (B), seu posterior preenchimento (C) e cicatriz na paisagem atual (D) (adaptado de Pye, 1994).....	18
Figura 4.4 - Seção transversal esquemática de vales fluviais contendo terraços de diferentes idades, do mais recente (T3) para o mais antigo (T1). Notar que estes podem estar distribuídos de forma simétrica (A) ou assimétrica (B) nas margens dos vales (Adaptado de Goudie, 2004).	20
Figura 4.5 - Exemplos de anomalias morfoestruturais em sistemas fluviais (Adaptado de Howard, 1967).	22
Figura 4.6 - Principais padrões de drenagem básicos (A-D) e modificados (E-H).	22
Figura 4.7 - Segmentos fluviais afetados por domos (A) e falhas (B). Inclusos estão a direção do movimento e atividades de agradação (deposição) ou incisão (erosão) associadas aos segmentos afetados pela deformação (Adaptado de Schumm et al., 2002).....	23
Figura 4.8 - Ilustração de morfologia de ria fluvial comum em regiões amazônicas onde ocorre bloqueamento de rios tributários nas adjacências de sua desembocadura e posterior alagamento do vale fluvial. A conexão com o canal principal se dá através de pequenos furos ou canais secundários.	26
Figura 4.9 - Restrições da utilização de imagens de sensoriamento remoto em aplicações geomorfológicas em função de resoluções espaciais e temporais. (Adaptado de Smith e Pain, 2009).....	29
Figura 5.1 - Processo de classificação de corpos d'água. O primeiro limiar resultou em objetos classificados, representados pela cor vermelha em A. Um segundo limiar (X+1) foi introduzido acompanhado por critério de vizinhança (<i>pixels</i> cinzas em A-E), o que possibilitou a classificação de novos segmentos a cada etapa. No final deste processo, limites internos entre segmentos foram removidos (E).	40
Figura 5.2 - Ilustração do processo de segmentação por diferença altimétrica, do início (A) ao fim (C), onde um limiar é estabelecido para que segmentos vizinhos sejam fusionados (cor vermelha) ou mantenham seus limites (cor branca).	41

Figura 6.1 - Fragmento de cena Landsat (A) em composição RGB/742 e resultados do fatiamento simples utilizando limiares únicos de 30 (B), 50 (C), 70 (D), 90 (E) e 100 (F). Notar que valores baixos não apresentam desempenho suficiente para a extração de superfícies de água (setas em A-D), principalmente quando se tratam de águas com maior carga sedimentar em suspensão (tons róseos em A). Ao mesmo tempo, aumentando-se o limiar, a quantidade de artefatos também aumenta tornando-se indesejável (D, E e F).	47
Figura 6.2 - Fragmento de cena Landsat da área de estudo (A) em composição RGB/742, resultados de fatiamento simples utilizando-se o limiar 30 (B), 70 (C) e 100 (D), e resultados de refinamento com limiares de 30 e 70 (D) e 30 e 100 (F). Notar que com a utilização de dois limiares e regra de vizinhança (D e F), as superfícies de água são extraídas adequadamente, sem a presença de muitos artefatos (setas em C e D) e com contornos suavizados. Limiares mais altos tendem a incorporar <i>pixels</i> escuros que podem estar relacionados a áreas sazonalmente inundáveis (comparar círculos em D e F) (ver localização na Figura 6.1-A-1).	48
Figura 6.3 - Localização das áreas amostrais (A e B) utilizadas para extração de relevos.	49
Figura 6.4 - MDE-SRTM (A) para a área amostral 1 (ver localização na Figura 6.3).e segmentos utilizando os limiares de 2 m (B), 3 m (C), 4 m (D), 5m (E) e 6 m (F) para esta mesma área. A cor azul representa corpos d'água. Notar a generalização dos limites e aumento no tamanho dos segmentos à medida que se aumenta o limiar (B-F).....	51
Figura 6.5 - MDE-SRTM (A) para a área amostral 2 (ver localização na Figura 6.3).e segmentos utilizando os limiares de 2 m (B), 3 m (C), 4 m (D), 5m (E) e 6 m (F) para esta mesma área. A cor azul representa corpos d'água. Notar a generalização dos limites e aumento no tamanho dos segmentos à medida que se aumenta o limiar (B-F).....	53
Figura 6.6 - Representação do relevo a partir de MDE-SRTM em paleta colorida para a área do baixo rio Solimões.	54
Figura 6.7 - Mapa geomorfológico elaborado para a área do baixo rio Solimões (os retângulos A-E correspondem a localização das áreas mostradas nas figuras 23-26). ..	55
Figura 6.8 - Depósitos da Formação Alter do Chão (AC) na área de estudo (ver localização em Figura 6.7-A)	57
Figura 6.9 - Características dos depósitos APt1 na área de estudo (ver localização de A e B em Figura 6.7-B e C e D em Figura 6.7-C). Notar fragmentos isolados de APt1 que adentram a planície atual do rio Solimões (A e B), limites escavados nos contatos entre terraços (setas brancas em C e correspondência em D), desníveis abruptos entre os terrenos antigos de APt1 e os mais jovens (perfis em E e F).	59
Figura 6.10 - Características dos depósitos APt2 (ver localização em Figura 6.7-D). Notar limites escavados (setas menores), conexão entre cabeceiras de drenagens (setas maiores), caimento topográfico para NE em APt2 após margem abrupta no contato com a planície atual (C) e porção mais elevada do terreno a norte em APt2 (D).	61
Figura 6.11 - Características da unidade TFh1 (ver localização na Figura 6.7-E). Notar a presença de feições sugestivas de paleomorfologias indicadas pelas setas em B e os desníveis topográficos mais pronunciados no limite com a planície atual (C) e menos pronunciados no limite com APt2, a norte (D).....	63

Figura 6.12 - Planícies fluviais dos rios Solimões, Juruá e Purus (PFh1) e subunidades individualizadas para estes depósitos (P1, P2, P3 e P4) (A e B correspondem aos detalhes mostrados na Figura 6.13).	64
Figura 6.13 - A-B) Detalhes do mapeamento geomorfológico nas áreas onde ocorre amplificação da planície fluvial do rio Solimões. Notar o formato e quantidade de corpos d'água em cada unidade (ver localização em Figura 6.12-A-B).	65
Figura 6.14 - Hidrografia e limites entre os principais sistemas de drenagem presentes na área de estudo de sul para norte: Sistema Juruá-Purus; Sistema Solimões-Japurá; Sistema Solimões-Piorini; Sistema Piorini-Unini (os retângulos 1-6 correspondem aos detalhes mostrados nas figuras 31-35).....	67
Figura 6.15 - Lineamentos morfoestruturais extraídos para a área de estudo e limites entre sistemas de drenagens (I-IV na imagem central) com os respectivos diagramas em roseta (I-IV) indicando as direções principais dos lineamentos.	68
Figura 6.16 - A) Vales assimétricos (setas vermelhas) e paralelismo entre os tributários (setas brancas) são algumas das principais características do Sistema Juruá-Purus (ver localização em Figura 6.14-1). B) Uma abundância de anomalias em cotovelo (setas vermelhas) e trechos retilíneos (setas brancas) pode ser observada na rede de drenagem (ver localização em A).....	70
Figura 6.17 - A) Detalhe da junção das planícies dos rios Solimões e Japurá, com a inflexão do primeiro para NE (setas vermelhas) e da captura do segundo por falhas NW-SE (setas pretas), além de alternância entre trechos retilíneos e meandros com quebras acentuadas (setas brancas) na altura da planície de Mamirauá (ver localização em Figura 6.14-2); B) Perfil topográfico indicando porção mais elevada a montante (inversão de relevo) (ver localização em A).	72
Figura 6.18 - Inflexão brusca do rio Solimões para sul (setas vermelhas) formando grande cotovelo de drenagem. Notar que, após a inflexão para sul, o rio adquire direcionamento SW-NE com longos trechos retilíneos (setas brancas). Em seguida, o canal fluvial é capturado pelo sistema de falhas principais NW-SE voltando a correr de maneira adjacente aos limites do vale. Este conjunto de falhas é responsável também pelos limites retilíneos do vale (setas pretas), inclusive na margem interna do meandro abandonado (setas azuis) onde está localizado o lago Acará (ver localização em Figura 6.14-3).	73
Figura 6.19 - A) Parte central do Sistema Solimões-Piorini mostrando alinhamentos nas margens correspondentes aos conjuntos de falhas principais NW-SE (setas vermelhas) e SW-NE (setas pretas). Notar que os lagos Badajós e Piorini apresentam quebras e trechos retilíneos com direções similares aos alinhamentos nas margens (ver localização em Figura 6.14-4). B) Detalhe mostrando uma abundância de anomalias em cotovelo (setas pretas) e setores retelinizados nos cursos fluviais (setas vermelhas). A linha cheia na cor vermelha indica a localização aproximada do divisor de drenagem para as sub-bacias nesta unidade, que também possui alinhamento NW-SE (ver localização em A).	75
Figura 6.20 - A) Porção leste do Sistema Piorini-Unini onde é possível observar os rios principais orientados para NE e o forte paralelismo entre os mesmos (setas brancas). Notar que os limites da unidade podem apresentar orientação similar, de SW para NE (setas pretas) (ver localização em Figura 6.14-5). B) Trecho do rio Urubaxi, na porção oeste, onde se registram cursos fluviais relativamente mais sinuosos (setas brancas), baixa densidade e uma abundância de segmentos retilíneos (setas pretas). A linha	

vermelha divide as bacias dos rios Urubaxi, à esquerda, e Unini, à direita. Notar que as drenagens localizadas nas cabeceiras da bacia do rio Unini exibem baixa densidade e baixo grau de organização, além de grandes trechos retilíneos, similarmente ao que ocorre na bacia do rio Urubaxi (ver localização em Figura 6.14-6).....	76
Figura 6.21 - Mosaico de cenas Landsat 4 e 5 em composição colorida RGB/742 para a área de estudo mostrando a grande concentração de rias fluviais. Notar a fácil visualização dos rios e lagos principais, bem como as diferenças na tonalidade das cores em função da carga sedimentar em suspensão (tons azulados e negros com maior e menor carga de sedimentos suspensos, respectivamente).	78
Figura 6.22 - Sistemas de drenagens na área de estudo com indicação da orientação dos principais sistemas de falhas e altitudes médias para cada terreno (lado direito da figura).	80
Figura 6.23 - Principais rias fluviais localizadas na porção norte da área de estudo (ver localização em Figura 6.21-1).	81
Figura 6.24 - A) MDE-SRTM e B) Imagem Landsat RGB/742 para a porção noroeste da área de estudo (ver localização em Figura 6.21-1).	83
Figura 6.25 - .A) Principais lagos e canais fluviais da bacia do rio Urumutum (ver localização em Figura 6.24-B-1). B e C) Imagem Landsat para o baixo rio Amanã (RGB/742); e D) Imagem derivada de alta resolução derivada do Google Earth para a junção dos lagos Amanã e Urini (ver observações no texto).	84
Figura 6.26 - Principais rias fluviais para a região d lago Coari mostrando os principais corpos d'água (ver localização em Figura 6.21-3).	85
Figura 6.27 - A) MDE-SRTM e B) imagem Landsat RGB/742 para a região de Coari mostrando a variação de altitudes e as principais rias fluviais (ver localização em Figura 6.21-3).	86
Figura 6.28 - Imagem Landsat com modelo sombreado ao fundo para a região da foz do rio Coari Grande (ver localização em Figura 6.26-2).....	87
Figura 6.29 - Detalhe em imagens híbridas derivados do Google Earth para segmento localizado imediatamente a montante do lago Piorini (ver localização em Figura 6.26-1).....	88
Figura 6.30 - Principais corpos d'água e canais para a região da foz dos rios Tefé e Caiambé (ver localização em Figura 6.21-2).....	89
Figura 6.31 - A) MDE-SRTM e B) imagem Landsat para a região da foz dos rios Tefé e Caiambé mostrando a variação de altitudes e as principais rias fluviais nessa região (ver localização em Figura 6.21-2).	90
Figura 6.32 - A-D) Detalhes da morfologia do lago Tefé. Notar setores retilíneos tanto nos canais fluviais quanto nas margens dos lagos (ver localização de A e C em Figura 6.31-B-1 e 46-B-2).	91
Figura 6.33 - Localização (A) e resultados das análises dos testemunhos (B) e (C).....	93
Figura 7.1 - A) Eixo principal do Sistema Solimões-Amazonas mostrando a localização da área de estudo e os principais conjuntos de rias fluviais amazônicas em mosaico de imagens JERS-1 (SHENG; ALSDORF, 2005). B-D) Agrupamentos de rias fluviais em áreas onde foi identificado controle estrutural na rede de drenagem adjacente por outros autores (ver texto). As linhas vermelhas indicam a localização aproximada e tendência	

geral de direção da zona de falha principal com base nos trabalhos citados no texto, não considerando sistemas conjugados e conjuntos de falhas. 104

Figura 7.2 - Diagrama ilustrando esquematicamente o processo de alargamento de vales fluviais proposto para a área de estudo ao longo do tempo (tempo aumenta de t1 para t2). Notar que em t1, onde a agradaciação é predominante, o sistema meandrante possui grande atividade lateral ou oblíqua, porém, não há processos erosivos vinculados ao alargamento do vale fluvial. Em t2, notar que alguns segmentos são capturados por sistemas de falhas, cujas direções são ilustradas pelas linhas vermelhas. Isto resulta em setores retilíneos em que há diminuição do gradiente, favorecendo processos erosivos responsáveis pelo alargamento do vale fluvial e retilinearidade de suas margens. A inundação do vale, por sua vez, é gradual, sendo que outros processos tectônicos podem estar atuando (cor cinza = água). 111

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1. Características principais das bandas espectrais dos sensores TM e ETM+.	35
Tabela 6.1. Desempenho e área da classificação utilizando-se diferentes limiares	45
Tabela 6.2. Características das unidades geomorfológicas na área de estudo.	56
Tabela 6.3. Características das unidades individualizadas para PFh1.....	65

SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
2. Objetivos	5
3. Áreas de estudo	7
3.1 Localização	7
3.2 Fisiografia	8
3.2.1 Sistemas de drenagem e terraços fluviais.....	8
3.2.2. Relevo	11
3.2.3. Clima e vegetação	11
3.3. Contexto geológico	12
4. Fundamentação teórica.....	15
4.1. Caracterização do sistema fluvial.....	15
4.1.1. Dinâmica sedimentar e fluvial.....	15
4.1.2. Tipos de sistemas fluviais	16
4.1.3. Paleomorfologias fluviais	19
4.1.4 Terraços fluviais.....	20
4.2. Lineamentos morfoestruturais e anomalias de drenagem.....	21
4.3. Neotectônica na região amazônica.....	24
4.4 Rias fluviais: definição e hipóteses de formação	25
4.5. Sensoriamento Remoto aplicado à análise fluvial	28
4.5.1. Dados óticos	30
4.5.2. Dados topográficos digitais.....	31
5. Materiais e métodos	35
5.1. Materiais	35
5.2. Métodos	36
5.2.1. Processamento dos dados de sensoriamento remoto	36
5.2.2. Extração da rede de drenagem	37
5.2.3. Segmentação e classificação de imagens de sensoriamento remoto.....	38
5.2.4. Mapeamento geomorfológico	42
5.2.5. Análise morfoestrutural	42
5.2.6. Coleta de dados sedimentológicos e cronológicos	42
6. Resultados	45
6.1. Extração de corpos d'água	45
6.2. Extração de relevos em planícies amazônicas	49

6.3. Caracterização geomorfológica.....	54
6.3.1. Mapeamento geomorfológico	55
6.3.1.1. Formação Alter do Chão (Ac)	56
6.3.1.2. Depósito aluvionar pleistocênico tardio 1 (APt1)	57
6.3.1.3. Depósito aluvionar pleistocênico tardio 2 (APt2)	60
6.3.1.4. Planície aluvionar do rio Negro (PaN)	62
6.3.1.5. Terraço fluvial holocênico 1 (TFh1)	62
6.3.1.6. Planície fluvial holocênica 1 (PFh1)	64
6.3.1.6.1. Planície Aluvial Superior (P1)	65
6.3.1.6.2. Planície Aluvial Média (P2)	66
6.3.1.6.3. Planície Aluvial Inferior (P3)	66
6.3.1.6.4. Planície Aluvial Atual (P4).....	67
6.4. Análise morfoestrutural	67
6.4.1. Sistema Juruá - Purus	68
6.4.2. Sistema Solimões - Japurá	71
6.4.3. Sistema Solimões - Piorini	74
6.4.4. Sistema Piorini – Unini	76
6.5. Caracterização das rias fluviais.....	78
6.5.1 Rias fluviais na área de estudo	78
6.5.2 Caracterização morfológica das rias fluviais	80
6.6. Análise dos dados obtidos em subsuperfície	91
7. Discussão.....	95
7.1. Mapeamento geomorfológico por sensoriamento remoto.....	95
7.1.1. Extração de corpos d'água	95
7.1.2. Extração de relevos em planícies amazônicas	96
7.1.2.1. Segmentação por diferença altimétrica para extração de morfologias.....	97
7.2. Caracterização geomorfológica e análise morfoestrutural.....	99
7.3 Distribuição das rias fluviais amazônicas	102
7.4 Interpretações dos dados coletados em subsuperfície	106
7.5 Considerações sobre a origem das rias fluviais.....	107
8. Conclusões	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115

1. INTRODUÇÃO

Investigações morfológicas e morfoestruturais em áreas de difícil acesso e com ampla extensão geográfica, como é o caso da bacia amazônica, são favorecidas pelo emprego de recursos e técnicas de sensoriamento remoto. Dentro dessa abordagem, diversas publicações já demonstraram os benefícios de utilização do Modelo Digital de Elevação (MDE) adquirido pela *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) nesse tipo de análise em áreas caracterizadas por cobertura vegetal densa, como é o caso da Amazônia (p.e., ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; MANTELLI, 2008; ROSSETTI et al., 2005, 2007, 2008; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). Nessa região, a análise de dados de sensoriamento remoto tem servido de estratégia fundamental na geração de informações preliminares à coleta de dados geológicos e geomorfológicos em campo visando reconstituições da paisagem no espaço e no tempo, principalmente no que se refere àquelas decorrentes de eventos geológicos ativos no final do Quaternário (ROSSETTI; GÓES, 2008). Para isso, tem-se ressaltado a necessidade de combinação de diferentes sensores que auxiliem na detecção de paleomorfologias representativas de antigos ambientes de sedimentação, mas que são ainda passíveis de reconhecimento na paisagem atual (ROSSETTI, 2010). Estudos dessa natureza tem contribuído, também, na caracterização morfoestrutural da região amazônica, com a consequente constatação de que reativações tectônicas ocorridas no Pleistoceno Tardio e, até mesmo, no Holoceno tiveram influência fundamental na evolução de seus ambientes deposicionais (p.e., BEZERRA, 2003; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; MANTELLI et al., 2009; MERTES; DUNNE, 2007; PIMIENTA, 1958; COSTA et al., 1996, 1997, 2001; ROSSETTI et al., 2008, 2012, 2015; ROSSETTI, 2006, 2014; SOARES, 2007), inclusive com forte impacto no desenvolvimento dos sistemas de drenagem atuais (BEZERRA, 2003; DUMONT, 1993; DUMONT; FOURNIER, 1994; RADAMBRASIL, 1978; STERNBERG, 1950, 1955).

Apesar do aumento no número de publicações abordando temas relacionados às análises paleoambientais e morfoestruturais em áreas amazônicas, estudos sistemáticos são ainda pontuais, e necessitam ser ampliados para que se desenhe um cenário mais completo sobre as mudanças ocorridas no passado, incluindo investigações de suas causas. De maneira geral, a evolução de vários sistemas de drenagem que compõem a bacia amazônica permanece por ser reconstituída. Este é o caso do rio Solimões, que é o principal rio da bacia do alto rio Amazonas, com uma área de drenagem de

aproximadamente 2.221.990 km². Além da grande dimensão, o rio Solimões desperta interesse dada sua complexidade morfológica e morfoestrutural. Tais características são sugestivas de uma dinâmica fluvial intensa nos últimos estágios de evolução desse sistema de drenagem, cuja reconstituição é possível por meio da análise dos vários depósitos aluviais preservados ao longo de suas margens.

Outro aspecto de grande interesse a ser investigado sobre o sistema de drenagem do rio Solimões refere-se ao fato dele apresentar uma das maiores concentração de rias fluviais da região amazônica. Essas se constituem em lagos alongados resultantes do alargamento súbito das desembocaduras de vales fluviais (TRICART, 1977). Tal designação foi dada em alusão a feições similares formadas pelo afogamento de vales fluviais em zonas litorâneas, como ocorre nas costas da Inglaterra, Portugal, Austrália, Nova Zelândia, Estados Unidos e Brasil (AB'SABER, 2001; BIRD, 2008), geralmente decorrentes de submergência pelo aumento do nível do mar (COTTON, 1956; GOUDIE, 2004). As rias fluviais amazônicas ocorrem em uma abundância impressionante que ainda não foi registrada em outros sistemas fluviais do globo.

Várias hipóteses têm sido apresentadas para explicar o grande número de rias na bacia amazônica. Como no caso de rias costeiras, elas foram tentativamente relacionadas a variações do nível do mar. Assim, processos erosivos durante o Último Máximo Glacial (UMG), ocorrido entre 23.000 e 18.000 anos, teriam escavado estes vales (p.e. IRION, 1979, 1982, 1984; IRION et al., 2006, 2009; SIOLI, 1957), que foram preenchidos durante a transgressão holocênica (IRION; KALLIOLA, 2010). Em contraposição, outros autores defendem reativações tectônicas ocorridas nos últimos estágios do Quaternário tardio como fator principal na geração dessas rias fluviais (p.e. BEZERRA, 2003; DUMONT, 1991; DUMONT; GUYOT, 1993; RADAMBRASIL, 1978; STERNBERG, 1950, 1955).

As hipóteses conflitantes sobre a origem das rias amazônicas resultam da ausência de estudos sistemáticos visando sua melhor caracterização. As propostas climática ou tectônica necessitam ser mais bem fundamentadas com a coleta de informações comparativas sobre as características morfológicas e o contexto geológico em suas várias áreas de ocorrência. Em particular, este trabalho busca testar a hipótese tectônica por meio da disponibilização de dados morfoestruturais associadas às rias e à suas áreas de entorno. Adicionalmente, a análise de dados geológicos referentes à evolução

sedimentar de rias abandonadas, que são localmente registradas na região amazônica, podem gerar informações importantes para a compreensão de sua gênese. Dada sua ampla distribuição e variações morfológicas, as rias fluviais amazônicas, tanto atuais quanto as já colmatadas, são de grande interesse para o entendimento da origem dessas feições, particularmente considerando a disponibilidade de novos produtos e técnicas de sensoriamento remoto.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi explorar produtos e técnicas de sensoriamento remoto que possam ser aplicados na caracterização morfológica de sistemas de drenagem da bacia amazônica, de forma a contribuir tanto na reconstituição de sua dinâmica fluvial no tempo e espaço, quanto na análise dos fatores que levaram à sua evolução.

Objetivos específicos foram:

- a) Reconstituir os diferentes estágios de formação dos depósitos aluvionares preservados nas margens do rio Solimões em seu baixo curso por meio da caracterização morfológica;
- b) Analisar a influência da tectônica na configuração dos sistemas de drenagem presentes no baixo curso do rio Solimões;
- c) Testar técnicas baseadas em dados multissensores que melhor se adequem à análise morfológica e morfoestrutural de rias fluviais presentes na bacia do rio Solimões;
- d) Analisar comparativamente características morfológicas e morfoestruturais associadas a áreas de ocorrência de rias fluviais ativas do sistema de drenagem do rio Solimões, a fim de detectar características comuns e diferenças que auxiliem no entendimento de sua gênese;
- e) Analisar a dinâmica de evolução das rias fluviais amazônicas no tempo geológico com base na integração de dados morfológicos, sedimentológicos e cronológicos de paleorria excepcionalmente bem preservada na margem do rio Madeira;
- f) Estabelecer um modelo de evolução das rias fluviais amazônicas com base em estudos comparativos dos dados derivados de sistemas ativos com aqueles já abandonados na paisagem, analisando o potencial de influência do clima e da tectônica.

3. ÁREAS DE ESTUDO

3.1 Localização

As áreas de estudo contemplam parte do baixo rio Solimões e médio rio Madeira, sendo a primeira localizada a oeste da cidade de Manaus (AM) e a segunda entre Porto Velho (RO) e Humaitá (AM) (Figura 3.1). A área que compreende o baixo rio Solimões possui cerca de 190.000 km² e localiza-se entre 1° 45' e 4° 95' de latitude sul e entre 66° 15' e 61° 75' de longitude oeste, enquanto que a área localizada no médio rio Madeira possui cerca de 40.000 km² e localiza-se entre 7° e 9° de latitude sul e entre 65° e 62° 50' de longitude oeste.

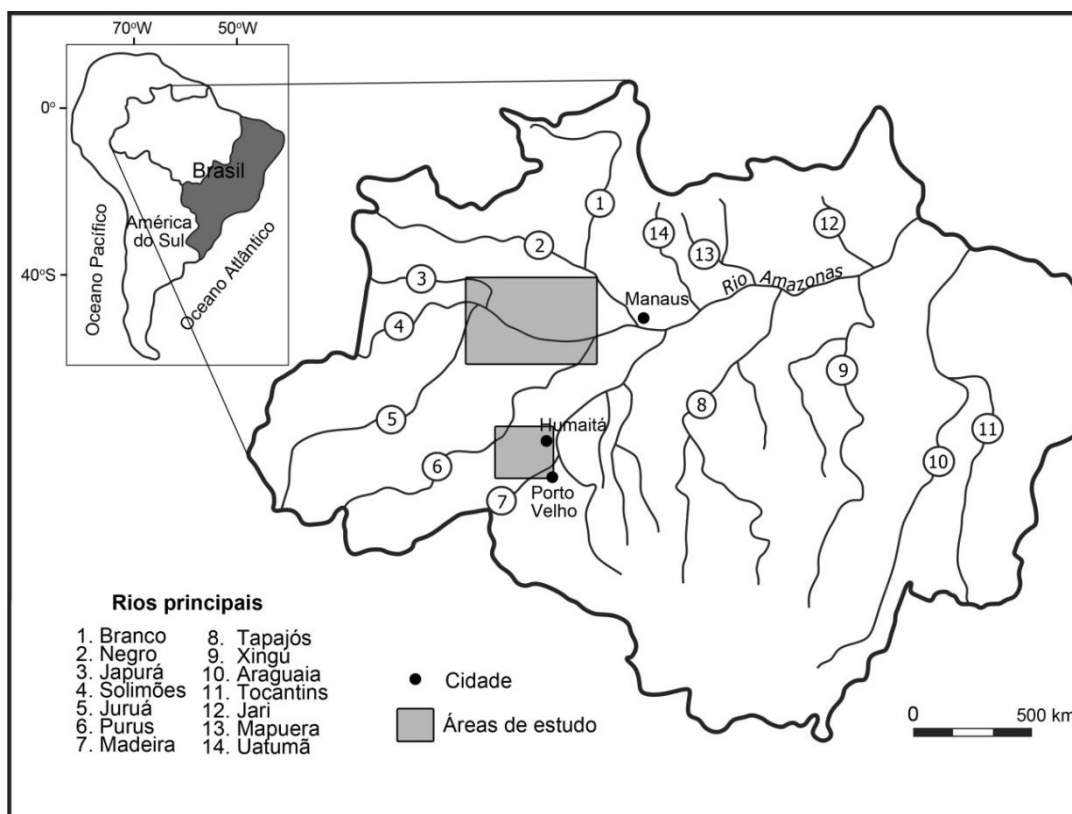


Figura 3.1 - Mapa de localização das áreas de estudo, incluindo rios e municípios principais.

A área escolhida no trecho do rio Solimões deve-se à grande complexidade de suas morfologias fluviais e variedade de depósitos aluvionares, além de conter a maior concentração de rias fluviais ativas. Por outro lado, a área do médio rio Madeira foi adicionalmente selecionada por conter morfologias sugestivas de paleorrias, particularmente bem representada no interflúvio Madeira-Purus, como já caracterizado em estudo prévio (BERTANI, 2011). O estudo no rio Solimões foi feito somente com base em dados de sensoriamento remoto, porém é interessante notar, a título de planejamento de futuras investigações de campo, que seu acesso é possível principalmente por via fluvial, sendo que somente o município de Tefé conta com aeroporto que opera voos comerciais. O acesso à área estudada no rio Madeira é feito, principalmente, pelas rodovias Porto Velho-Manaus (BR-319) e Transamazônica (BR-230), além de vias fluviais como os rios Madeira e Purus.

3.2 Fisiografia

3.2.1 Sistemas de drenagem e terraços fluviais

O sistema Amazonas-Solimões origina-se na região andina, percorre cerca de 6.992 km até sua foz no Oceano Atlântico e é atualmente considerado o curso fluvial mais longo da Terra (INPE, 2010). O nome Solimões refere-se ao trecho à jusante da foz do rio Negro, na altura do município de Manaus, até o território peruano, onde estão localizadas suas cabeceiras, sendo as sub-bacias dos rios Maranhão e Ucayali as mais importantes. Esse sistema é responsável por até 20% do influxo de água doce no Oceano Atlântico e tem mais de 1.100 tributários (STERLING, 1979). Sua área de drenagem e vazão estimadas são, respectivamente, de 7.050.000 km² e 209.000 m³/s, com carga sedimentar de até 167 t/km² (LATRUBESSE, 2008).

A área de estudo localizada no baixo curso do rio Solimões apresenta uma ampla planície aluvial recente a sub-recente, que é margeada por vastos depósitos e terraços fluviais de idade relativamente mais antiga (Figura 3.2). A calha principal do rio Solimões une-se à do rio Japurá na porção noroeste da região estudada. Nessa mesma área encontra-se a foz do rio Juruá, outro rio de grande porte que desagua nesse sistema, porém, pela margem direita, similarmente ao rio Purus, a sudeste. Dentre os principais tributários do rio Solimões nesse trecho destacam-se os rios Urumutum, Piorini e Badajós pela margem esquerda, e os rios Tefé, Urucu, Coari Grande e Mamiá pela margem direita. Os sistemas lacustres desenvolvem-se tanto na planície fluvial como

nos terrenos localizados em ambas as margens do rio Solimões, ocorrendo concentrações maiores na altura dos municípios de Tefé e Coari.

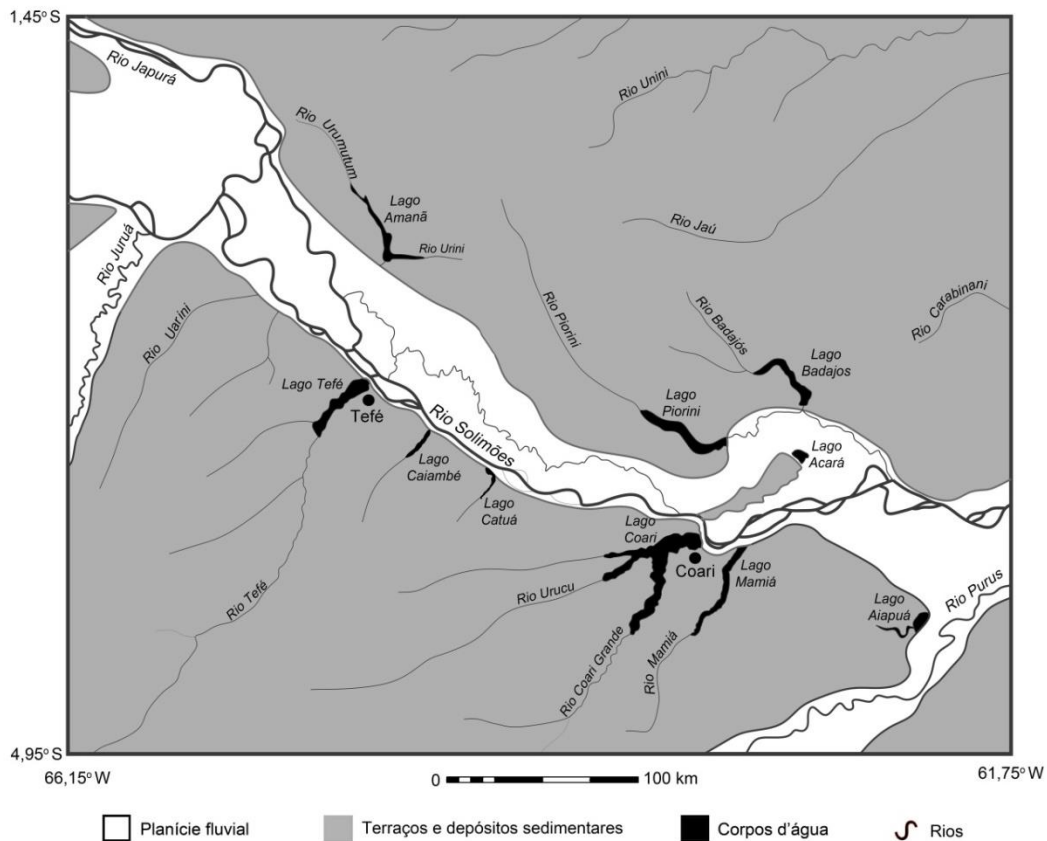


Figura 3.2 - Área de estudo no baixo rio Solimões, com indicação dos afluentes e corpos d'água principais.

O rio Madeira, como é chamado em território brasileiro, tem suas cabeceiras na bacia do rio Madre de Dios, no norte da Bolívia. O rio Madeira percorre uma distância de cerca de 3350 km desde a cadeia andina até desaguar no rio Amazonas, do qual é considerado o segundo maior tributário. A vazão média do rio Madeira nas terras baixas amazônicas é de até 31.200 m³/s (MOLINIER et al., 1997) e sua carga em suspensão neste trecho é considerada alta e composta, principalmente, por sedimentos finos, que contribuem com até 50% da carga em suspensão total do rio Amazonas (MERTES et al., 1993).

A área de estudo localizada no médio rio Madeira compreende as planícies aluviais deste rio e do rio Purus, cujas calhas são acompanhadas por amplos terraços fluviais (Figura 3.3). Os principais rios que drenam essa área de estudo são afluentes do rio Purus, como os rios Ipixuna, Mucuíim, Umari e Açuã. Lagos, furos, igarapés, paranás, meandros abandonados e depósitos aluviais fazem parte das planícies aluviais dos rios Madeira e Purus. Adicionalmente, paleomorfologias decorrentes do abandono de rede de drenagem antiga ocupam uma grande porção do interflúvio Madeira-Purus. Esta drenagem encontra-se fossilizada na paisagem atual e pode ser descrita com base em sua morfologia como um conjunto de cordões alongados recobertos, principalmente, por vegetação aberta em contraste com a floresta densa de seus entornos (BERTANI, 2011).

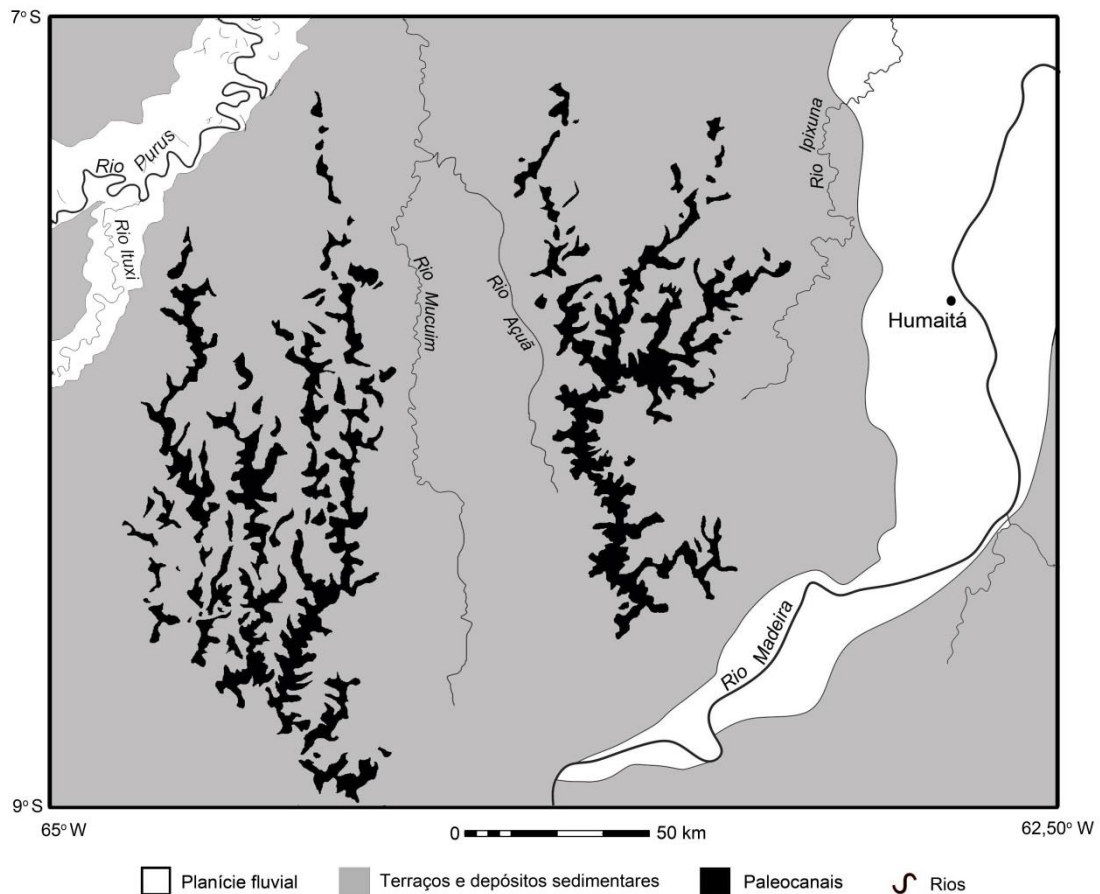


Figura 3.3 - Área de estudo no médio rio Madeira, com destaque à planície fluvial atual, aos rios principais, à paleodrenagem previamente interpretada para esta região (ver BERTANI; ROSSETTI, 2013).

3.2.2. Relevo

O relevo no domínio do rio Solimões inclui, principalmente, planícies fluviais, fluvioacustres e terraços holocênicos, sendo as áreas interfluviais compostas por formas pouco variáveis. Os tipos mais comuns são os interflúvios tabulares de pequena a média dimensão e moderado aprofundamento e, com menor ocorrência, terrenos dissecados com relevo suave a suave ondulado (RADAMBRASIL, 1978). Em geral, as altitudes máximas nesses terrenos são inferiores a 130 m e as mínimas superiores a 20 m.

A área de estudo sob influência do rio Madeira compreende uma faixa de baixos terraços que separa terrenos cristalinos, ao sul, e largas calhas aluviais do rio Amazonas, ao norte. Essa área é compartimentada em quatro unidades morfoestruturais: planície amazônica, depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, planalto rebaixado da Amazônia (Ocidental) e Serras e Chapadas (RADAMBRASIL, 1978). As altitudes dessa região estão distribuídas entre as cotas de 38 m e 175 m. As áreas mais altas concentram-se ao sul e as áreas mais baixas ocorrem nas proximidades das calhas dos rios principais, ou seja, Madeira e Purus. Em sua porção central, a área de estudo mostra distribuição de altitudes relativamente homogênea e relevo pouco dissecado.

3.2.3. Clima e vegetação

A bacia amazônica tem clima tropical úmido, sendo que na sua região central a precipitação média corresponde a 2300 mm.ano⁻¹ e nas suas margens norte e sul ocorre maior sazonalidade, com precipitação média anual de até 3500 mm.ano⁻¹ (MEADE et al., 1991). Este quadro se reflete no regime anual de cheias e inundações das planícies nos rios maiores, que pode não corresponder ao regime de precipitação local em função da integração com os cursos fluviais tributários (HAMILTON et al., 2007).

O período de chuvas ou de forte atividade convectiva na região amazônica é compreendido entre os meses de novembro e março, sendo que o período de seca estende-se de maio e setembro. A temperatura média mensal máxima é de 26,5 °C em novembro e a mínima de 25,4 °C em março (FISCH et al., 1996). A vegetação predominante consiste em floresta densa, seguidas por formações pioneiras aluviais (matas de igapó) e campestres (campinas e campinaranas) (RADAMBRASIL, 1978). As áreas recobertas por formações florestais situam-se predominantemente nos interflúvios (terra firme), que se constituem por platôs de idade neógena e terraços

quaternários. As formações pioneiras aluviais localizam-se, principalmente, nas planícies aluviais dos rios e cursos fluviais tributários, cobrindo áreas sedimentares recentes. As formações campestres ocorrem, comumente, sob a forma de manchas e cordões alongados, podendo conter solo arenoso, trechos de solo exposto, e serem margeadas por formações florestais (RADAMBRASIL, 1978).

3.3. Contexto geológico

As áreas de estudo estão geologicamente inseridas nas porções sul e centro-oeste da Bacia do Solimões, bem como leste da Bacia do Amazonas. As principais estruturas compreendidas nestas bacias são o Arco de Purus, que separa as bacias do Solimões e Amazonas, o Arco de Carauari, que subdivide a Bacia do Solimões em dois compartimentos, e os arcos de Iquitos e Gupupá que correspondem, respectivamente, ao limite oeste da Bacia do Solimões e leste da Bacia Amazonas (Figura 3.4).

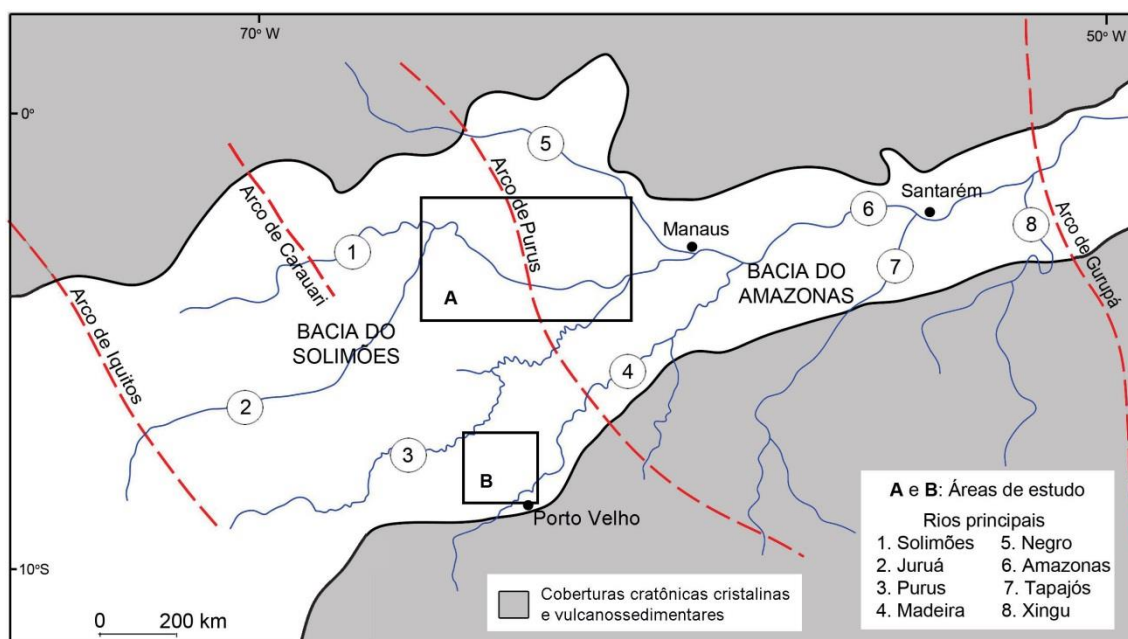


Figura 3.4 - Localização das áreas de estudo (indicadas pelas letras A e B) nas bacias do Solimões e Amazonas (Adaptado de Caputo e Silva, 1990).

As bacias do Solimões e Amazonas correspondem a riftes intracratônicos formados por extensão intraplaca devido ao deslocamento de uma pluma do manto no início do

Paleozóico (SILVA et al., 2007). Incrementos posteriores da subsidência ocorreram em função de estiramento crustal ligado à evolução do Oceano Atlântico Sul no final do Jurássico e início do Cretáceo, da elevação da cadeia andina no Paleógeno, e, principalmente, de flexuras por sobre-carregamento no Mioceno (GONZAGA et al., 2000).

O preenchimento sedimentar atinge até 3800 m de espessura na Bacia do Solimões e 5000 m na Bacia do Amazonas. No Cretáceo, essas bacias foram tectonicamente reativadas, o que resultou na formação de depósitos de origem fluvial (SILVA, 2005; VIEIRA; NOGUEIRA, 1998), fluviolacustre (CAPUTO et al., 1971; CUNHA et al., 1994) e marinho deltaica (ROSSETTI; NETTO, 2006) da Formação Alter do Chão. Posteriormente, a subida da cadeia andina moveu o depocentro sedimentar para oeste na Bacia do Solimões, que foi preenchida principalmente por depósitos neógenos e plio-pleistocênicos correspondentes às formações Solimões e Içá, respectivamente (ROSSETTI et al., 2005).

A Formação Solimões é composta por litologias relativamente finas, incluindo argilitos vermelhos e cinzas, linhitos e, em menor quantidade, arenitos. Considerada previamente como de idade paleocena a pleistocena (CAPUTO et al., 1971; KRONBERG et al., 1991; SANTOS, 1974), essa unidade é atualmente atribuída ao Mioceno, com possível extensão ao Plioceno (LATRUBESSE et al., 2010). Estudos paleoambientais nessa unidade geológica resultaram no reconhecimento de depósitos lacustres (FRAILEY et al., 1988), fluviais (HOORN et al., 1995; LATRUBESSE et al., 2007, 2010; NICHOLS; FISHER, 2007; SILVA et al., 2007), marinhos intracontinentais (RÄSÄNEN et al., 1995), lagunar (WESSLINGH et al., 2001) e de megaleques (LATRUBESSE et al., 2010).

A Formação Içá, cuja formalização como unidade estratigráfica distinta ainda está pendente, registra principalmente sistemas fluviais entrelaçados ou anastomosados de alta energia e tem uma extensão significativa no oeste da Amazônia (BEZERRA, 2003; CAPUTO et al., 1972; CUNHA et al., 1994; MOTTA, 2008; ROSSETTI et al., 2005; WANDERLEY-FILHO, 2007). A idade plio-pleistocênica proposta a esses estratos foi inferida com base em relacionamentos estratigráficos (MAIA et al., 1977). Mais recentemente, estudos palinológicos levaram à sua atribuição ao Pleistoceno (NOGUEIRA et al., 2013). Particularmente, para os depósitos localizados no interflúvio

entre os rios Negro e Solimões, idades de até 426.000 (\pm 49.500) anos AP foram registradas pela técnica de luminescência opticamente estimulada (LOE) (SOARES, 2007). Entretanto, é possível que parte desses estratos corresponda a um evento de sedimentação mais jovem subsequente à deposição da Formação Içá, provavelmente restrita a uma estreita faixa no oeste da Amazônia brasileira (ROSSETTI et al., 2015).

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. Caracterização do sistema fluvial

Este capítulo contém uma revisão sobre vários aspectos necessários à compreensão dessa tese, incluindo conceitos relacionados ao sistema fluvial, sobre neotectônica da Amazônia, bem como definição e ocorrência de rias fluviais em áreas amazônicas. Além disso, serão apresentados princípios relacionados aos principais produtos de sensoriamento remoto com potencial de aplicação na caracterização de sistemas fluviais nas áreas de estudo.

4.1.1. Dinâmica sedimentar e fluvial

Morfologias fluviais são formas de relevo originadas à partir de erosão, deposição e transporte que envolvem o fluxo hídrico em canais fluviais. Morfologias erosionais ocorrem onde a remoção de material rochoso é predominante, enquanto que morfologias deposicionais resultam do acúmulo de sedimentos transportados pelos rios (GOUDIE, 2004). No transporte fluvial, partículas maiores, como areia, seixo e calhau, movem-se mecanicamente ou como carga de fundo, enquanto partículas menores, como argila e silte, são mantidas em suspensão por elementos ascendentes do fluxo hídrico em correntes turbulentas. Usualmente, a carga em suspensão é a que representa a maior parte do material transportado. A capacidade de transporte de um rio pode variar em função da vazão, características do material disponível e intensidade de turbulência do fluxo (SCHUMM, 1981).

À medida que os processos fluviais atuam sobre determinado relevo, o gradiente ou declividade do rio tende a se ajustar ao transporte da carga média de sedimentos disponível. Se a deposição for predominante, esta será seguida pelo aumento no gradiente e, conseqüentemente, maior velocidade do fluxo e capacidade de transporte de sedimentos. Com a redução da carga sedimentar, pode ocorrer erosão da base dos canais. Este aprofundamento da base dos canais reduz o gradiente, a velocidade e a competência de transporte. O equilíbrio ideal entre os processos de erosão e deposição fluviais só é atingido em alguns trechos dos canais fluviais em razão da integração com os demais canais da bacia de drenagem e atuação constante de processos alóctones, como oscilações climáticas e movimentações tectônicas (SCHUMM, 1977).

Rios em grandes planícies tropicais tendem a ter porte maior e maior frequência de inundações periódicas ou sazonais relativamente a regiões de clima temperado. Conseqüentemente, a carga de sedimentos pode variar em função dos períodos de cheia e vazante. Como característica geral, rios com alta concentração de sedimentos em suspensão são chamados rios de águas brancas (p.e. Amazonas, Madeira, Purus, Juruá e Japurá). Rios com águas ricas em sedimentos dissolvidos e relativamente livres de sedimentos em suspensão, com alto teor de matéria orgânica dissolvida e baixo teor de nutrientes e outros solutos, são chamados rios de águas pretas (p.e. Negro). Rios denominados de águas claras tendem a ter baixa concentração de sedimentos e carga do tipo intermediária, sendo compostos por sedimentos em suspensão e em solução (p.e. Tapajós e Xingu) (LATRUBESSE et al., 2005).

4.1.2. Tipos de sistemas fluviais

Os diferentes sistemas fluviais podem ser agrupados utilizando-se critérios como grau de divisão e grau de sinuosidade dos canais principais (Figura 4.1). O conceito de padrões contínuos, proposto por Leopold et al. (1964), considera haver transições entre morfologias de canais retilíneos para meandранtes, entrelaçados e anastomosados.

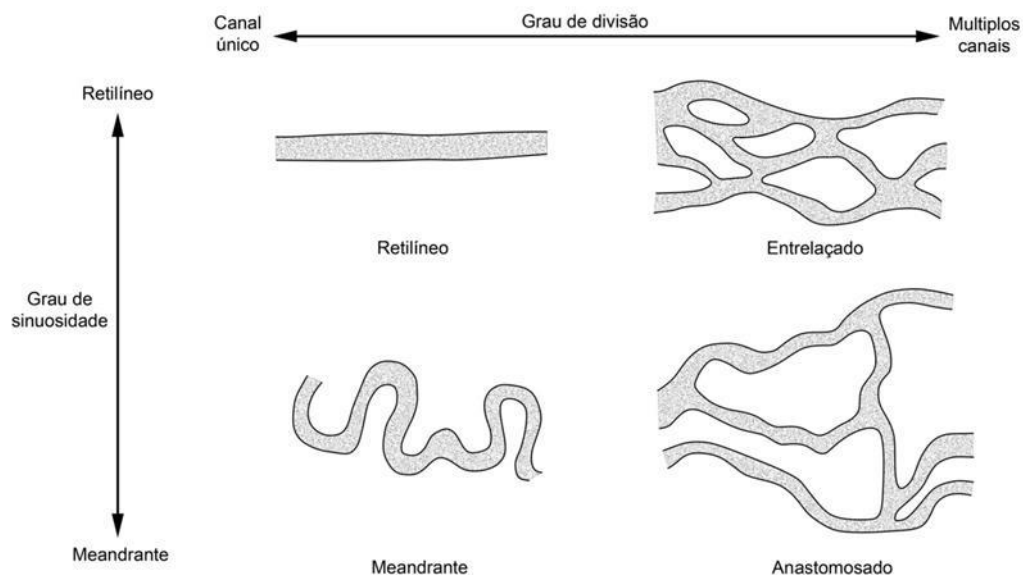


Figura 4.1 - Classificação de sistemas fluviais baseada em parâmetros de sinuosidade e divisão (Adaptado de Rust, 1978).

Sistemas meandantes são os mais comuns na região amazônica, sendo caracterizados morfologicamente por canais encaixados com margem interna ou convexa deposicional e margem externa ou côncava erosiva (GOUDIE, 2004). Na margem deposicional, são frequentes morfologias de barra em pontal, formadas pelo acréscimo de sedimentos perpendicularmente ao fluxo principal do canal. Diques marginais, que consistem em elevações positivas no relevo, podem estar presentes nas margens dos canais. Adicionalmente, ocorre extensa área rasa marginalmente aos canais, que correspondem às planícies de inundação (Figura 4.2). Estas estão sujeitas a influxos periódicos por transbordamento durante períodos de cheia, o que resulta em ambiente de deposição sob condições de baixa energia (WOLMAN; LEOPOLD, 1957). As planícies de inundação podem conter um complexo de vários subambientes deposicionais que incluem a bacia de inundação, lagos, meandros abandonados, canais e leques de transbordamento. Dentre esses subambientes, meandros abandonados são os mais comuns em associação aos sistemas meandantes da bacia amazônica. Esses meandros são formados por atividade lateral dominante nos canais, quando curvas de crescimento de meandros são cortadas (GOUDIE, 2004) de forma a encurtar os cursos dos rios, originando lagos de meandro ou lagos em ferradura abandonados (Figura 4.3-B). O principal fator ligado à gênese destes segmentos abandonados está no desenvolvimento de istmos estreitos pelos meandros (Figura 4.3-A). O evento de fechamento é seguido por deposição de silte e areia, com preenchimento gradual por sedimentos finos oriundos de episódios de inundação ou transbordamento do canal principal. Este influxo sazonal é rico em matéria orgânica. Eventualmente, meandros abandonados são convertidos em pântanos recobertos por vegetação (Figura 4.3-C), mas sua identidade morfológica é retida indefinidamente (Figura 4.3-D) (PYE, 1994).

Sistemas fluviais entrelaçados caracterizam-se por múltiplos canais rasos e migratórios, os quais circulam entre abundantes barras arenosas instáveis isoladas ou compostas. Neste sistema, planícies de inundação são mais restritas que em canais meandantes. O sistema fluvial anastomosado possui canais relativamente mais profundos e estáveis que o sistema entrelaçado, sendo também caracterizado por numerosas barras arenosas, porém estas de maior estabilidade e, geralmente, vegetadas (LEOPOLD et al., 1995).

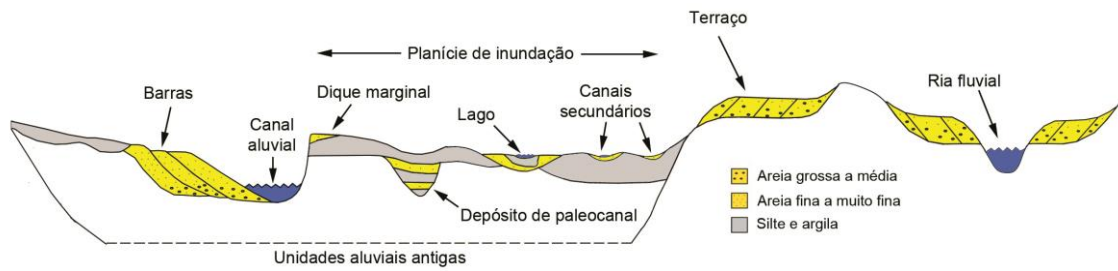


Figura 4.2 - Seção transversal esquemática de um vale fluvial, ilustrando seus componentes ambientais principais e depósitos associados (Adaptado de Macklin e Lewin, 2008).

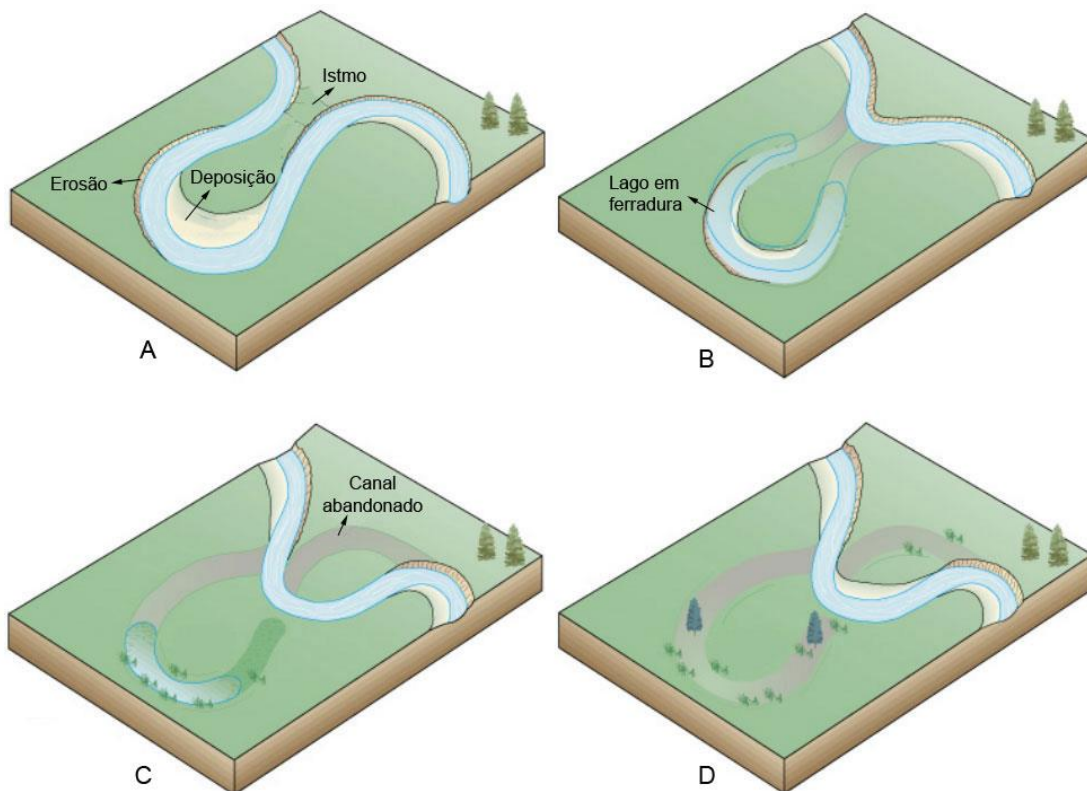


Figura 4.3 - Gênese de paleomorfológicas no tempo geológico ilustrada pelo processo de abandono de um meandro (A) e (B), seu posterior preenchimento (C) e cicatriz na paisagem atual (D) (adaptado de Pye, 1994).

Os tipos de sistemas fluviais acima descritos não são mutuamente exclusivos, podendo ocorrer variações ao longo de um mesmo canal fluvial em segmentos relativamente

próximos. O grau de complexidade aumenta em sistemas fluviais de grande porte. Por exemplo, o sistema fluvial multicanal (i.e., *anabranching*) surgiu para descrever sistemas fluviais complexos com características mistas de sistemas entrelaçados e anastomosados (NANSON; KNIGHTON, 1996), comuns em drenagens de grande porte, como exemplificado tipicamente pelo rio Negro (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Existem, ainda, outros tipos de classificação morfológica mais simplificada para sistemas fluviais, que levam em consideração somente o grau de divisão, sendo os canais classificados como únicos ou múltiplos (FRIEND; SINHA, 1993).

A morfologia dos canais principais em grandes planícies fluviais é facilmente identificada em campo ou em imagens aéreas ou orbitais (SHORT; BLAIR, 1986). Consequentemente, elas servem de base para a distinção de padrões e a classificação de sistemas fluviais. Este tipo de abordagem permite generalizar características menos óbvias, como estabilidade lateral, carga e natureza de sedimentos, relação entre carga de fundo e suspensão e entre largura e profundidade (SCHUMM, 1981). O padrão ou morfologia de canais fluviais, bem como seu gradiente, são produtos de processos hídricos e mecânicos complexos, os quais sofrem influência dos diversos controles externos e internos atuantes em uma bacia de drenagem, como clima e geologia, respectivamente (PICKUP; WARNER, 1984).

4.1.3. Paleomorfologias fluviais

As várias morfologias de um sistema fluvial, sejam erosionais ou deposicionais, tornam-se abandonadas quando os processos responsáveis por sua formação não estão mais atuando (GOUDIE, 2004), o que resulta em paleomorfologias. O grande dinamismo de ambientes fluviais resulta na maior sucessão entre morfologias sendo formadas e abandonadas relativamente a outros tipos de ambientes terrestres, principalmente em áreas tropicais. O estudo de morfologias pretéritas é de grande importância para a compreensão da evolução de sistemas fluviais (BLUM; TORNQVIST, 2000). O abandono de morfologias fluviais, bem como outras mudanças na morfologia de canais fluviais, pode ocorrer como resultado de mudanças na carga e tipo de sedimentos, vazão e gradiente. Os principais fatores relacionados a estas mudanças, entretanto, são de ordem climática e tectônica. Portanto, alterações no gradiente de um canal ou vale

fluvial, por exemplo, podem fornecer informações indiretas sobre a história geológica e climática de um sistema fluvial.

4.1.4 Terraços fluviais

Terraços fluviais correspondem a uma sucessão de relevos de diferentes alturas produzidos nas margens de vales fluviais (Figura 4.4) devido à alternância de fases erosivas e deposicionais (BULL, 1990). A formação de terraços fluviais está relacionada à mudança do nível de base, cuja causa pode ser inerente à própria dinâmica sedimentar ou ser resultante de flutuações climáticas (p.e., VANDENBERGHE, 2003) ou tectônicas (GARDNER et al., 1992; GIBBARD; LEWIN, 2009; MOLIN et al., 2004). A formação de terraços fluviais na bacia amazônica tem sido comumente relacionada com flutuações climáticas (ver MERTES; DUNNE, 2007; RIGSBY et al., 2009). Entretanto, vários estudos mostram a importância de reativações tectônicas no controle dos canais fluviais dessa região (HAYAKAWA et al., 2010; FRANZINELLI; IGREJA, 2002; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; SILVA, 2005; SILVA et al., 2007; SOUZA-FILHO et al., 1999). Portanto, é esperado que a gênese dos terraços associados a esses canais tenham, também, influência do fator tectônico.

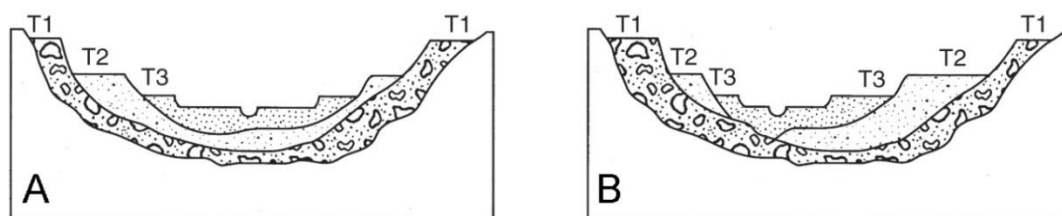


Figura 4.4 - Seção transversal esquemática de vales fluviais contendo terraços de diferentes idades, do mais recente (T3) para o mais antigo (T1). Notar que estes podem estar distribuídos de forma simétrica (A) ou assimétrica (B) nas margens dos vales (Adaptado de Goudie, 2004).

A análise morfológica de terraços fluviais tem sido enfatizada em inúmeros trabalhos (ver BURBANK; ANDERSON, 2001), dada sua importância na reconstituição da história de evolução de vales fluviais. Sendo assim, o mapeamento de terraços é útil na

interpretação evolutiva de sistemas fluviais. Terraços fluviais de diferentes idades podem ser detectados em produtos de sensoriamento remoto com base em características relacionadas com gradientes topográficos, associadas a outras feições em sua superfície que permitem analisar processos deposicionais e erosivos atuantes em tempos distintos. Por exemplo, a superfície de terraços jovens preservam melhor morfologias representativas de diferentes subambientes fluviais, enquanto estas se tornam esvaecidas à medida que aumenta o tempo de exposição do terraço às condições subaéreas e seu relevo se torna mais dissecado. Com base em características como essas, é possível reconstituir preliminarmente a sucessão de terraços fluviais mesmo sem a disponibilização de dados geológicos em campo.

4.2. Lineamentos morfoestruturais e anomalias de drenagem

Canais fluviais possuem tendência de ajuste a forçantes climáticas por meio de mudanças no gradiente, na carga de sedimentos, no perfil longitudinal e na sinuosidade. Essas alterações no sistema fluvial podem também ser produzidas por causas tectônicas, as quais podem ser investigadas pela análise morfoestrutural, particularmente pela caracterização de lineamentos retilíneos extraídos da drenagem e do relevo (KELLER; PINTER, 1996). Esses lineamentos podem ser mapeados e suas orientações expressas em diagramas de roseta. Dessa forma, são fornecidos elementos que permitem relacionar tendências principais de direções dos lineamentos com orientações de estruturas tectônicas (SOARES; FIORI, 1976).

Adicionalmente ao estudo de lineamentos morfoestruturais, a existência de deformações tectônicas em uma determinada região pode ser revelada por anomalias morfoestruturais presentes nos sistemas fluviais. Dentre estas, destacam-se como principais: bacias de drenagem assimétricas; capturas fluviais; inversões de drenagem; meandros localizados; alargamentos ou estreitamentos súbitos de canais; variação na espessura de diques ou fragmentação destes; e curvas ou desvios anômalos (Figura 4.5).

Estruturas tectônicas podem também ser detectadas por padrões de drenagem anômalos (Figura 4.6 A-D), destacando-se os tipos em treliça, retangular e paralelo como os mais significativos, embora não exclusivos nesse tipo de investigação (HOWARD, 1967). Estes são definidos como padrões de drenagem básicos, categoria na qual se encontra também o padrão dendrítico, que não exhibe controle estrutural. Mudanças bruscas de padrões sem correspondência com variações geológicas ou topográficas também podem

estar associadas com controle estrutural. Geralmente, este tipo de mudança resulta em variações de padrões de drenagem básicos para os padrões modificados (Figura 4.6 E-H) como subdendrítico, subparalelo, treliça direcional e treliça recurvada (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991).

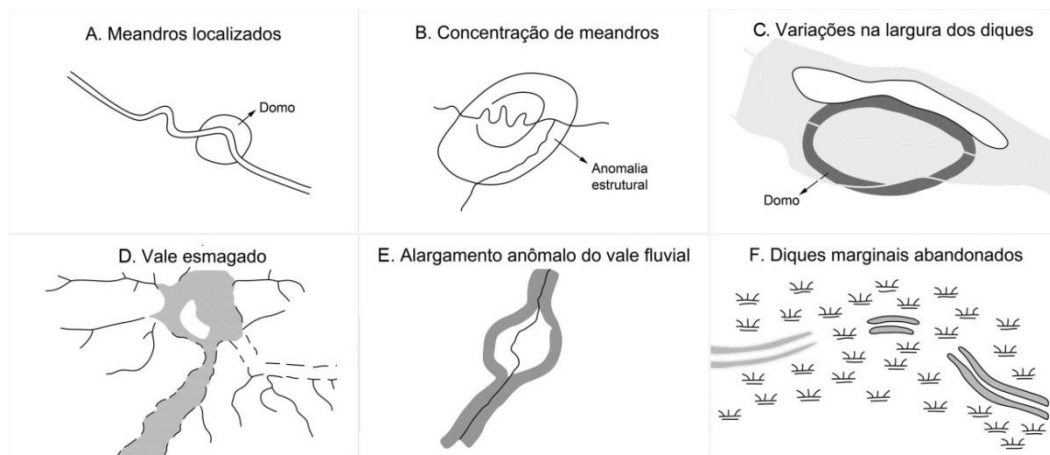


Figura 4.5 - Exemplos de anomalias morfoestruturais em sistemas fluviais (Adaptado de Howard, 1967).

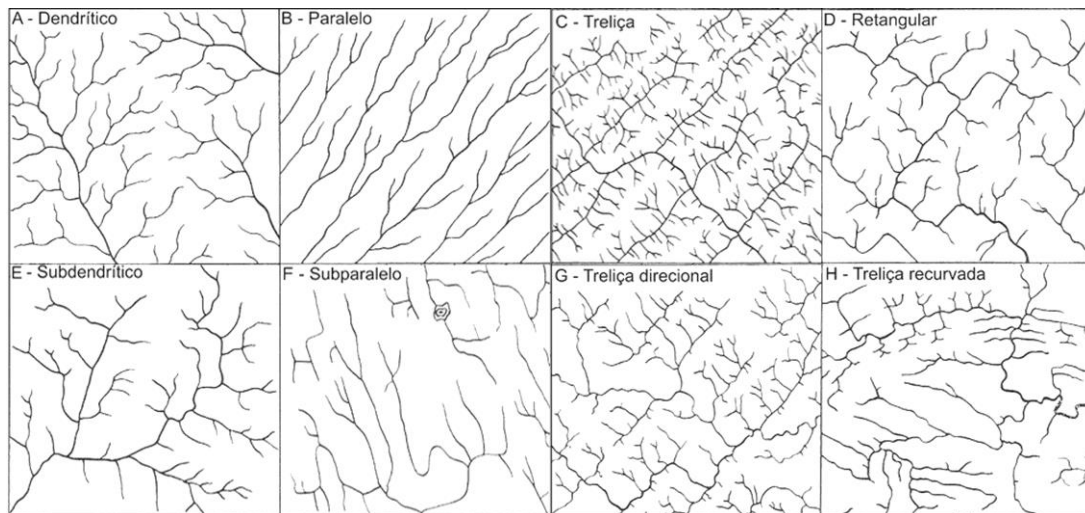


Figura 4.6 - Principais padrões de drenagem básicos (A-D) e modificados (E-H).

Deformações locais representadas por altos estruturais e bacias subsidentes podem alterar a morfologia de trechos à montante ou à jusante de canais fluviais (Figura 4.7), sendo que sua área de influência pode alcançar segmentos bastante distantes (SCHUMM et al., 2002). Similarmente, estruturas geológicas subjacentes podem exercer influência nos sistemas fluviais, alterando a razão de sedimentação e os elementos morfológicos do canal, como largura, curvatura, além da quantidade e forma de lagos em planícies de inundação (MERTES et al. 1995). Conseqüentemente, mesmo em relevos não associados diretamente com estruturas superimpostas do embasamento, a análise de características hidrológicas e principalmente morfológicas permite relacioná-los com movimentações tectônicas de maneira indireta (WESSELINGH; SALO, 2006; SILVA et al., 2007).

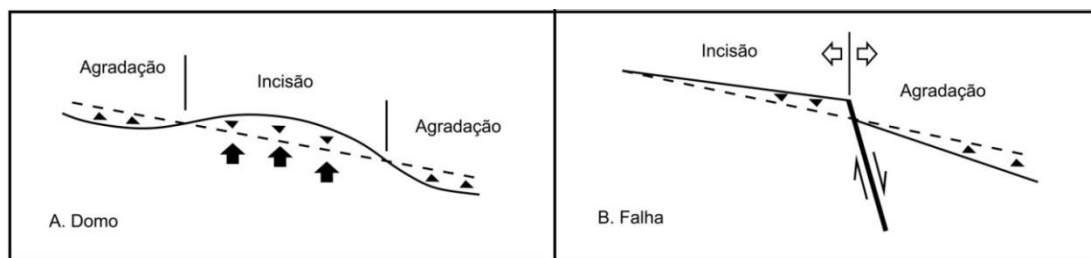


Figura 4.7 - Segmentos fluviais afetados por domos (A) e falhas (B). Inclusos estão a direção do movimento e atividades de agradação (deposição) ou incisão (erosão) associadas aos segmentos afetados pela deformação (Adaptado de Schumm et al., 2002).

Em áreas de grandes dimensões e gradientes baixos, como é o caso da Amazônica, a análise de anomalias e padrões de drenagem, bem como de outros elementos morfoestruturais extraíveis da drenagem e relevo, se constituem em elementos de interesse para a detecção de eventos de reativação tectônica, principalmente no Quaternário. Estudos prévios mostram a aplicabilidade de dados morfoestruturais em terrenos quaternários nessa região, particularmente aqueles adquiridos por sensoriamento remoto (ver item 4.5 deste documento). Este tipo de abordagem permite ainda analisar a extensão geográfica de depósitos quaternários e determinar o impacto da tectônica nas fases finais de evolução da bacia amazônica. É importante ressaltar que

o volume de trabalhos existentes até a presente data ainda está aquém do necessário para melhor caracterização do efeito de reativações tectônicas nessa bacia. A análise morfoestrutural torna-se, portanto, de grande interesse considerando-se a limitada ocorrência de afloramentos da região Amazônica, onde estruturas tectônicas possam ser diretamente analisadas.

4.3. Neotectônica na região amazônica

Um número crescente de publicações tem sugerido a influência da neotectônica em muitas regiões da Amazônia brasileira. Os resultados indicam grande concordância com o regime neotectônico proposto por Hasui (1990) nesta região intraplaca, que possui natureza transcorrente e campos de tensões extensionais e compressionais de baixo ângulo e direcionamentos NE-SW e NW-SE, respectivamente. Este regime direcional teria se instalado a partir do Neógeno (talvez Mioceno), porém exibe caráter anisotrópico e descontínuo. Sua complexidade resulta da participação de estruturas preexistentes e da reativação de falhas transcorrentes, normais ou inversas, com ou sem movimentações vertical e direcional associadas, que ocorreram mesmo durante o Quaternário (COSTA et al., 1996).

Os trabalhos de Sternberg (1950; 1955) são tidos como as primeiras referências a estruturas neotectônicas na região amazônica. Essas publicações registram padrão retangular na rede de drenagem amazônica, com direções preferenciais NW-SE e NE-SW. O autor relata, também, dilatações lacustres ocupando vales com quebras em ângulos retos associados à presença de planos de falha, além do paralelismo de alguns afluentes do rio Negro como evidência de movimentações tectônicas. Trabalhos posteriores na década de 70 (ALMEIDA, 1974; TRICART, 1977) também sugerem controle tectônico durante o Quaternário em trechos dos rios Negro e Solimões adaptados a falhas de direções NW-SE e NE-SW, além de morfologias fluviais, como curvaturas anômalas e longos trechos retilíneos. O controle estrutural da rede de drenagem amazônica foi enfatizado, ainda, em levantamentos geomorfológicos do projeto RADAMBRASIL (1978) e, posteriormente, em estudos de partes das bacias dos rios Negro, Amazonas e Solimões (BEMERGUY, 1991; COSTA et al., 1996; FRANZINELLI; IGREJA, 1990; BEZERRA, 2003; ROSSETTI et al., 2005). Estes trabalhos buscaram evidências de movimentações tectônicas atuantes durante a evolução desses sistemas fluviais pela análise dos direcionamentos de rios e lagos,

assimetria de drenagens e planícies fluviais, distribuição e morfologia de terraços holocênicos, além de anomalias de drenagem, como inflexões bruscas e diferenças de padrões.

Similarmente, movimentações ocorridas ao longo das principais estruturas tectônicas regionais, por imposição do regime neotectônico, desempenham um papel significativo na configuração dos sistemas de drenagens em grande parte da região amazônica, definindo seus compartimentos ou domínios morfotectônicos. Por exemplo, o lineamento Madeira ou Madre de Dios-Itacoatiara (IGREJA; CATIQUE, 1997) tem sua evolução ligada à gênese dos compartimentos Tupinambarana e Purus-Madeira. Essas estruturas são definidas por feixes de falhas transcorrentes NE-SW interligadas por falhas normais E-W, que se propagaram no processo de reorganização e configuração da drenagem atual (SOUZA FILHO et al., 1999). O Arco de Purus, que se projeta diagonalmente na direção NW-SE até a região do interflúvio Negro-Purus, também teria funcionado como importante divisor em um paleossistema fluvial e sua evolução determina os limites de grandes unidades deposicionais nas terras baixas amazônicas desde o Plioceno (ROSSETTI et al., 2015).

4.4 Rias fluviais: definição e hipóteses de formação

Rias fluviais são definidas como lagos de formato alongado que foram originados pelo bloqueamento de canais fluviais em seu baixo curso (Figura 4.8) (AB'SABER, 2001; HOWARD, 1967; STERNBERG, 1950). Estas feições são relativamente comuns em áreas litorâneas ao redor do globo, porém, registros de rias fluviais em áreas continentais são raros, como exceção de um conjunto de rias localizado no leste da África (SCHUMM, 1977, 1986). Na região amazônica, entretanto, estas feições são tipicamente abundantes, principalmente associadas aos tributários do sistema Solimões-Amazonas, e consideradas como a maior concentração de rias fluviais já documentada. Sua morfologia varia de algumas centenas de metros a mais de 150 km de comprimento, como no caso do baixo rio Tapajós, e podem estar localizadas a até cerca de 2.500 km em relação aos oceanos, como na foz do rio Jutai (IRION, 1976; ROSSETTI; 2015).

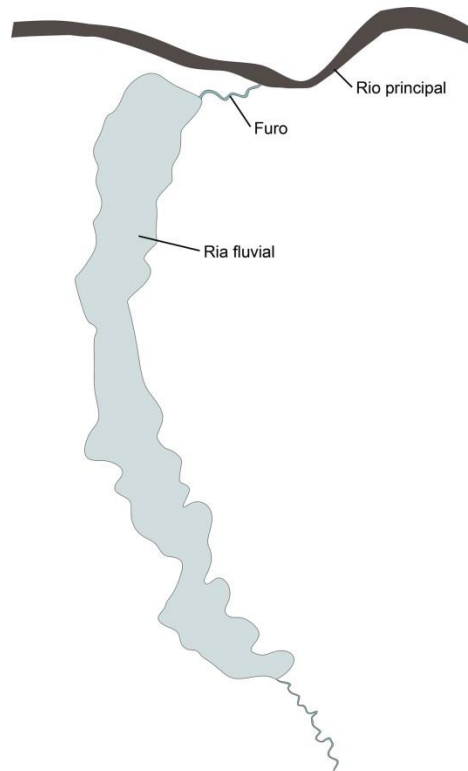


Figura 4.8 - Ilustração de morfologia de ria fluvial comum em regiões amazônicas onde ocorre bloqueamento de rios tributários nas adjacências de sua desembocadura e posterior alargamento do vale fluvial. A conexão com o canal principal se dá através de pequenos furos ou canais secundários.

O termo ria fluvial foi originalmente definido para a região amazônica por Gourou (GOUROU, 1949) e utilizado para descrever vales fluviais afogados onde ainda é possível reconhecer a morfologia original de seus cursos fluviais. A origem destas feições tem sido relacionada com a obstrução de canais tributários por sedimentos nas adjacências de suas desembocaduras (TRICART, 1977; HOLZ et al., 1979). Este processo seria decorrente de erosão fluvial em função do rebaixamento do nível do mar durante o Último Máximo Glacial (UMG), seguido pelo afogamento por agradação acelerada durante a transgressão holocênica (IRION, 1979, 1982, 1984; IRION et al., 2006, 2009; SIOLI, 1957). Entretanto, dados em suporte a esta interpretação ainda não foram apresentados, exceto por inferências feitas com base em medidas de mudanças de gradiente no sistema atual Solimões-Amazonas e suas estimativas extrapoladas para o período após o UMG (IRION et al., 2006). Portanto, outras hipóteses devem ser analisadas para justificar a abundância de rias na bacia amazônica.

Trabalhos anteriores buscaram relacionar a morfologia de vales afogados com movimentações tectônicas. De acordo com Sternberg (1950), junções ortogonais e alinhamento destes lagos em afluentes da margem esquerda do rio Amazonas de acordo com estruturas tectônicas de direções NE-SW e NW-SE sugerem controle estrutural no seu processo de formação. Controle tectônico foi também proposto para rias fluviais formadas em tributários do rio Madeira, na região de Tupinambarana, na bacia do médio rio Amazonas (STERNBERG, 1955). Estas feições exibem morfologia com quebras ortogonais descritas como padrão “em joelho” que seria superimposto a um padrão dendrítico encontrado originalmente nestes cursos fluviais tributários. Sua gênese foi interpretada como resultado de subsidência de blocos causada por movimentações ao longo de falhas de empurrão.

Apesar de carência de trabalhos contendo um melhor detalhamento dos aspectos morfoestruturais em rias fluviais amazônicas com ênfase na sua origem, alguns autores constataram drenagens morfológicamente controladas por estruturas tectônicas em áreas adjacentes (p.e. COSTA et al., 1996, 2001; DUMONT, 1993; DUMONT; FOURNIER, 1994; RADAMBRASIL, 1978; ROSSETTI, 2015). A morfologia alongada e retangular de rias fluviais, com limites bruscos e margens retilíneas orientadas segundo os principais sistemas de falhas também foi registrada por alguns autores (p.e. BEZERRA, 2003; CUNHA, 1982). No caso das duas maiores rias fluviais amazônicas que correspondem aos lagos Xingu e Tapajós, o afogamento destes cursos fluviais foi atribuído a estruturas do tipo graben, ou seja, blocos subsidentes entre falhas tectônicas (ROSSETTI, 2014). Este autor registra ainda que as drenagens localizadas no entorno destas rias são bastante anômalas, com alargamentos e estreitamentos repentinos, além da frequente alternância entre padrões de drenagem, consistentes com as de rios controlados tectonicamente.

Tendo-se em vista a revisão bibliográfica aqui apresentada, pode-se concluir que a distribuição das rias fluviais amazônicas parece não ser aleatória, estando estas feições concentradas em áreas que exibem controle estrutural. A atuação de processos tectônicos no estabelecimento destas morfologias é bastante provável, como evidenciado pelo material bibliográfico consultado. Porém, para um melhor entendimento de sua gênese, dados complementares que permitam reconstituir a dinâmica de atuação destes processos são necessários.

4.5. Sensoriamento Remoto aplicado à análise fluvial

A utilização de dados de sensoriamento remoto para a caracterização de morfologias fluviais teve início na década de 1950 e 1960, com a difusão de fotografias aéreas. Com o advento de novos sensores e a realização de levantamentos sistemáticos em escalas continental e subcontinental, abordagens inovadoras surgiram para melhorar a caracterização destas morfologias a partir da visão sinóptica proporcionada por este tipo de tecnologia. Da década de 1970 em diante, radares de abertura sintética ou *Synthetic Aperture Radar* (SAR) imageadores e sensores ópticos multiespectrais ocuparam liderança em aplicações geomorfológicas (MARCUS; FONSTAD, 2010). Isto se deve não somente às características desses dados, mas também pelo menor custo e maior facilidade de aquisição devido ao grande conjunto de dados disponível (SINHA et al., 2005).

A partir das características de morfologias fluviais em áreas tropicais, onde os rios são relativamente extensos e largos, grande parte das aplicações englobam dados obtidos por sensores a bordo de plataformas orbitais. As características desses dados, entretanto, têm relevância em função do tipo de aplicação. Estudos ou monitoramento em pequenas bacias de drenagem, por exemplo, requerem imagens com melhor resolução espacial e temporal. Por outro lado, estes requisitos demandam menor grau de exatidão para o estudo de morfologias de canais em rios que correm em grandes planícies, ainda que determinadas morfologias só possam ser visualizadas em períodos de vazante. Para estudos de depósitos Quaternários e delimitação de bacias hidrográficas, a cobertura espacial em escala subcontinental a continental torna-se relativamente mais importante em detrimento da frequência de mudanças na paisagem (Figura 4.9). Entretanto, outras características relacionadas ao tipo de aplicação, como propriedades e composição dos materiais, são de importância vital para a escolha dos dados (SMITH; PAIN, 2009). Adicionalmente, informações de campo são desejáveis para validação e complementação de dados remotos.

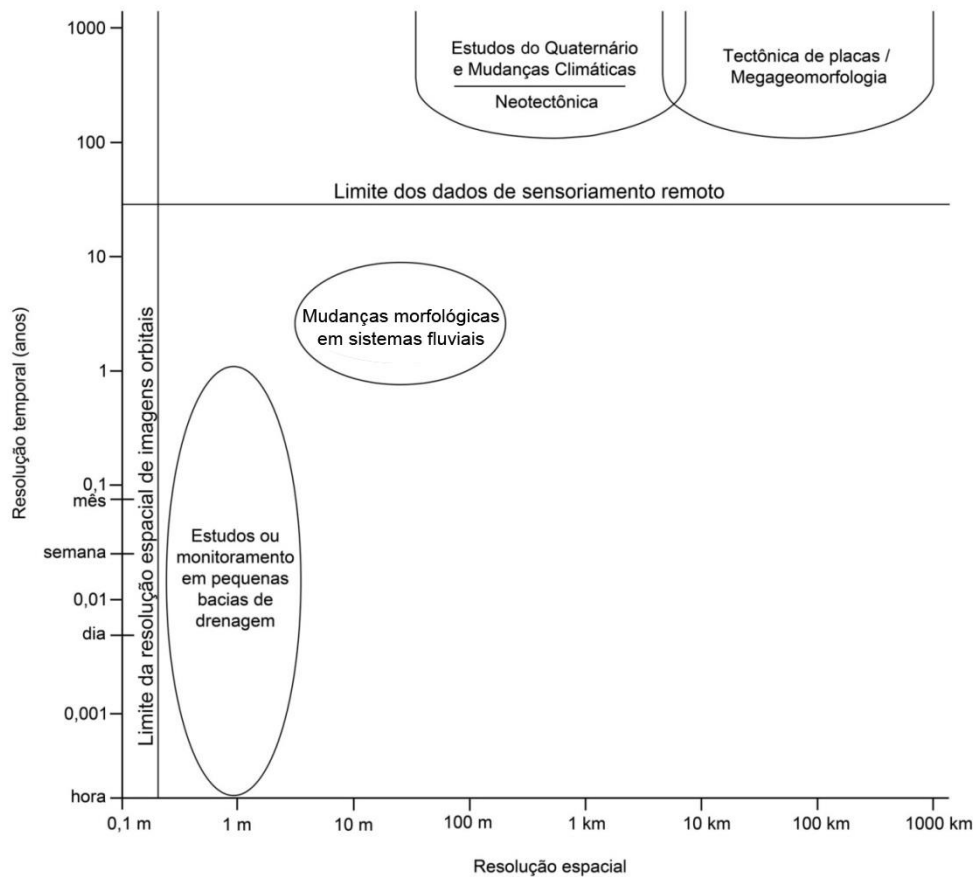


Figura 4.9 - Restrições da utilização de imagens de sensoriamento remoto em aplicações geomorfológicas em função de resoluções espaciais e temporais. (Adaptado de Smith e Pain, 2009).

Os dados de sensoriamento remoto tem um escopo relativamente bem definido para caracterização de morfologias fluviais, que abrange sua descrição e classificação, bem como caracterização de processos e sua associação com formas do relevo, com ênfase em ambientes fluviais (GILVEAR; BRYANT, 2003). Dentre as vantagens da utilização destes dados destacam-se amplas coberturas espaciais e espectrais a custo relativamente baixo comparado ao mapeamento de campo, principalmente em áreas remotas (MARCUS; FONSTAD, 2010). A grande difusão do uso de imagens de sensoriamento remoto em estudos de caracterização morfológica resulta no incremento do desenvolvimento de novas metodologias para este fim (LILLESLAND et al., 2008). Na caracterização e quantificação de morfologias fluviais por sensoriamento remoto, são principalmente utilizadas características como composição da superfície e altitude, que são características de fácil reconhecimento em dados óticos e topográficos digitais.

4.5.1. Dados óticos

Os principais sensores orbitais disponíveis para as regiões do visível e infravermelho podem ser divididos em hiperespectrais e multiespectrais utilizando-se o número e intervalo espectral de bandas. Sensores multiespectrais possuem menor número de bandas relativamente a sensores hiperespectrais, porém, estas bandas abrangem intervalos espectrais maiores (JENSEN, 2007). Sua aplicação também é relativamente mais ampla que sensores hiperespectrais no estudo de morfologias fluviais, o que se deve, principalmente, a melhores resoluções temporais e espaciais, além da maior disponibilidade (SMITH; PAIN, 2009). Imagens Landsat-TM (*Thematic Mapper*) e Landsat-ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) têm sido empregadas com sucesso na extração de superfícies de água e no mapeamento de grupos vegetais associados a ambientes de canais fluviais (TOIVONEN et al., 2007).

Em cenas Landsat, a presença de grandes superfícies recobertas por água implica em valores baixos de refletância nas regiões espectrais do visível e infravermelho. A baixa refletividade de corpos d'água na região do infravermelho próximo e médio faz com essas bandas sejam ideais para delineamento de lagos, meandros abandonados e cicatrizes de meandro recentemente inundados, uma vez que essa banda proporciona o contraste dessas feições em relação a outros alvos (FRAZIER; PAGE, 2000). Morfologias fluviais como essas são pobremente discernidas na faixa do vermelho e verde. Barras, compostas predominantemente por litologias arenosas, são visíveis em todas as bandas espectrais. Informações sobre umidade do solo e outros depósitos aluviais podem ser extraídas de maneira mais eficiente na banda do infravermelho médio (SMALL et al., 2009).

A extração de superfícies de água é uma aplicação bastante difundida das imagens multiespectrais. Lagos de até 0,6 hectare e alargamentos de canais fluviais de até 3-5 metros de largura podem ser detectados em imagens Landsat TM (FRANCE et al., 1986). As técnicas utilizadas compreendem desde o fatiamento simples (FRAZIER; PAGE, 2000) e o uso de operações aritméticas entre bandas espectrais (XU, 2006), até transformações mais complexas com bandas multiespectrais (OUMA; TATEISHI, 2006) e utilização de informações sobre textura em bandas pancromáticas (DUONG, 2012). Entretanto, a aplicação de imagens multiespectrais no mapeamento de segmentos de canais fluviais apresenta obstáculos relacionados a variações óticas, como sombras,

nuvens, características físicas dos corpos d'água, além da relação entre declinação solar e geometria de aquisição (MARCUS; FONSTAD, 2010).

Estudos de reconstituição da dinâmica fluvial por meio da caracterização de morfologias incluem a utilização de imagens multiespectrais para investigar processos de avulsão, movimentação de canais e abandono de meandros (MITRA et al., 2005). Estas imagens são, também, frequentemente integradas a outros tipos de dados de sensoriamento remoto, como dados topográficos digitais visando objetivos similares (SINHA; GHOSH, 2012). Entretanto, o reconhecimento de paleomorfologias fluviais em áreas tropicais, como na Amazônia, muitas vezes requer a integração de dados multissensores (ROSSETTI, 2010). Neste contexto, a classificação de tipos vegetacionais tem contribuído para o reconhecimento indireto de paleomorfologias em áreas amazônicas (ROSSETTI et al., 2012).

Outra aplicação de imagens orbitais multiespectrais no estudo de sistemas fluviais consiste na análise morfoestrutural (MERTES et al., 1996). Imagens multiespectrais de média resolução são bastante populares para extração de lineamentos morfoestruturais (RAMLI et al., 2010). As bandas do infravermelho próximo são citadas como as mais eficientes na detecção de feições lineares no terreno. Estas feições podem ser extraídas com base na análise de rede de drenagem, cujo mapeamento pode ser feito a partir de interpretação visual e automática utilizando-se imagens multiespectrais de média resolução (ICHOKU et al., 1996), embora classificações automáticas são de aplicação reduzida (ARGIALAS et al., 1988). Essas imagens podem também ser utilizadas na análise visual de padrões, anomalias e densidade de drenagem em áreas tropicais. Porém, outros dados de sensoriamento remoto, como por exemplo, o MDE-SRTM, tem mostrado significativa eficácia na caracterização morfoestrutural (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012).

4.5.2. Dados topográficos digitais

Modelos digitais de elevação (MDEs) são compostos por valores de elevação alocados em grades regulares, que possibilitam a representação topográfica da superfície em formatos computacionais simples, como imagens *raster*. MDEs são amplamente utilizados na caracterização de morfologias fluviais. O sucesso na utilização de MDEs obtidos a partir de dados de sensoriamento remoto em aplicações geomorfológicas durante a última década tem incentivado a disponibilização de grandes conjuntos de

dados topográficos digitais (SMITH; PAIN, 2009).

Dentre as tecnologias utilizadas na obtenção de MDEs por dados de sensoriamento remoto destacam-se o processamento de pares estereoscópicos de imagens, altimetria por radar/*laser* e interferometria de radar de abertura sintética (InSAR) (KAMP et al., 2005; MURA, 2000). Estes dados podem ser coletados em diferentes escalas, de local a global. No presente documento, será dada ênfase ao MDE obtido pela SRTM. A cobertura em escala continental do MDE-SRTM e a menor implicação de problemas relacionados à cobertura de nuvens e fumaça relativamente a MDEs obtidos por dados óticos facilitam sua aplicação em áreas tropicais de grande extensão.

O MDE-SRTM compreende regiões entre 56° S e 60° N e foi obtido por tecnologia InSAR orbital de passagem única no ano de 2000, utilizando-se sistemas na banda C (5.6 cm) e banda X (3,2 cm) e resoluções de 3' arco-segundo (~90 m) e 1' arco-segundo (~30 m) (FARR et al., 2007). Entretanto, o MDE derivado da banda X possui cobertura relativamente mais restrita. Em áreas tropicais florestadas, os valores de elevação do MDE-SRTM são afetados pelo espalhamento do sinal devido à biomassa vegetal, sendo que nessas áreas pode-se estimar que o valor de elevação registrado refira-se a um ponto entre o solo e o topo do dossel (KELLNDORFER et al., 2004; VALERIANO et al., 2006). Artefatos não topográficos em MDE-SRTM podem impedir que os valores de elevação caracterizem o relevo de forma adequada (HENGL; REUTER, 2009). Similarmente, operações envolvendo o cálculo da direção e intensidade de fluxos superficiais, como a extração de canais fluviais, são dificultadas mesmo após a realização de correções hidrológicas (METZ et al., 2011). Por outro lado, a penetração do sinal em dosséis florestais na banda C, mesmo que moderada e irregular, permitiu o reconhecimento de paleomorfologias fluviais não detectadas em outros produtos de sensoriamento remoto (ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; HAYAKAWA et al., 2010; ROSSETTI; VALERIANO, 2007).

Perfis topográficos obtidos a partir do MDE-SRTM também têm sido utilizados em áreas tropicais florestadas para o reconhecimento e caracterização de morfologias fluviais atuais e pretéritas (HAYAKAWA et al., 2010; MANTELLI et al., 2009; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). Neste tipo de abordagem, a detecção de morfologias fluviais pode ser realizada pela caracterização de variações altimétricas, sendo também complementada por dados topográficos e geológicos coletados em campo. De forma

auxiliar, usam-se também paletas coloridas para grupos de valores específicos, visando realçar morfologias de interesse, unidades sedimentares e compartimentos geomorfológicos. Adicionalmente, produtos derivados de MDE-SRTM, como dados refinados por interpolação e variáveis geomorfométricas (VALERIANO; ROSSETTI, 2010), têm sido úteis para caracterização geomorfológica e extração de lineamentos (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012). Trabalhos recentes também demonstram que o uso de técnicas de processamento de imagens em MDE-SRTM é uma abordagem promissora para o mapeamento geomorfológico (DRÄGUT; BLASCHKE, 2006; DRÄGUT; EISANK, 2012; STROBL, 2008) e morfologias fluviais (BERTANI, 2011).

De maneira geral, o MDE-SRTM pode ser considerado como o de maior aplicação na detecção e caracterização de morfologias fluviais em áreas tropicais, principalmente as florestadas. A integração deste MDE com outros produtos de sensoriamento remoto permite que determinadas informações relacionadas, por exemplo, à composição da superfície, sejam utilizadas em áreas morfologicamente semelhantes.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Materiais

Para o cumprimento dos objetivos da presente pesquisa foram utilizadas, de forma integrada, imagens orbitais óticas, MDE-SRTM, além de dados cartográficos, geológicos e cronológicos. As imagens óticas consistiram nas adquiridas pelos sensores multiespectrais TM e ETM+ instalados nos satélites da série Landsat (Tabela 5.1), cuja cobertura temporal abrange o período entre 1984 a 2013. Estas imagens pertencem ao arquivo global da *United States Geological Survey* (USGS) (WOODCOCK et al., 2008) e são fornecidas gratuitamente (acesso em: <http://landsat.usgs.gov/>). As cenas possuem nível de processamento L1T (*Level 1 Terrain*), que incorpora correções geométricas, radiométricas e ortorretificação (USGS, 2013). A seleção das cenas levou em consideração a cobertura de nuvens e a data de aquisição, sendo que a última utilizou como critério a data referente à aquisição de outros dados de sensoriamento remoto utilizados de forma conjunta durante a realização da metodologia da pesquisa.

Tabela 5.1. Características principais das bandas espectrais dos sensores TM e ETM+.

Bandas espectrais	Comprimento de onda (micrometros)	Resolução espacial (metros)
Banda 1 - azul-verde	0,45 - 0,52	30
Banda 2 - verde	0,52 - 0,61	30
Banda 3 - vermelho	0,63 - 0,69	30
Banda 4 - infravermelho refletido (próximo)	0,76 - 0,90	30
Banda 5 - infravermelho refletido (médio)	1,55 - 1,75	30
Banda 6 – infravermelho emitido (distante)	10,40 - 12,50	60 (TM) / 120 (ETM+)
Banda 7 - infravermelho refletido (médio)	2,08 - 2,35	30
Banda 8 - pancromática	0,52 - 0,90	15 (ETM+)

Complementarmente à utilização de cenas individuais Landsat, foram utilizados mosaicos Landsat GeoCover fornecidos pelo *Global Land Cover Facility* (GLCF) (acesso em: <http://glcf.umd.edu/data/>). Estes mosaicos foram obtidos a partir de cenas Landsat TM e ETM+ para os anos de 1990 e 2000, respectivamente, com margem de três anos para mais ou para menos. Mosaicos Landsat GeoCover estão disponíveis para a região amazônica nas bandas espectrais do verde (banda 2), infravermelho próximo (banda 4) e infravermelho médio (banda 7). Sua cobertura norte-sul é de aproximadamente 5 graus de latitude e comprimento Leste-Oeste de aproximadamente 6 graus de longitude, o que corresponde à respectiva zona UTM (*Universal Transverse Mercator*). A sobreposição lateral entre mosaicos adjacentes é de 50 km na direção Leste-Oeste e de 1 km na direção Norte-Sul.

O MDE-SRTM foi obtido para a banda C (5,6 cm), com resolução espacial de aproximadamente 90 m (RABUS et al., 2003). Neste trabalho foi usada a segunda versão desse conjunto de dados, na qual houve o preenchimento de falhas por produção de vetores de curvas de nível e reinterpolação para o formato *raster* (REUTER et al., 2007). Estes dados foram obtidos gratuitamente (acesso em: <https://dds.cr.usgs.gov/>) no formato *Geotiff* em mosaicos de 1°x1°, com coordenadas geográficas horizontais WGS84 e verticais EGM96 (*Earth Gravitational Model 1996*).

Conjuntamente com as imagens óticas e MDE-SRTM, foram utilizadas imagens sintéticas (falsa cor) de alta resolução espacial, disponíveis gratuitamente por meio de globos digitais (p.e. Google Earth) (YU; GONG, 2012). Estas imagens, em sua grande parte, possuem resolução degradada e são derivadas de sensores orbitais híbridos do ano de 2010 em diante. Adicionalmente, dados geológicos e cronológicos disponíveis na literatura, além de novos dados derivados de dois testemunhos de sondagem adquiridos ao longo dessa pesquisa, complementaram a análise dos produtos de sensoriamento remoto.

5.2. Métodos

5.2.1. Processamento dos dados de sensoriamento remoto

O processamento dos dados de sensoriamento remoto incluiu a seleção de cenas Landsat em função da cobertura de nuvens e datas próximas a dados auxiliares (quando da utilização em conjunto), bem como avaliação de combinações falsa-cor para realçar

morfologias de interesse. Nas cenas selecionadas, aplicou-se contraste LOCAL (*Locally Optimized Continuously Adjusted Look-up-tables*) (MATHER, 2004). Esta técnica utiliza múltiplos histogramas localmente corrigidos para minimizar variações de contraste nas imagens. Complementarmente, em função da baixa amplitude altimétrica da região amazônica (i.e. $< 1 \text{ m/km}^{-1}$), foi feita análise para determinar a necessidade de processamentos adicionais no MDE-SRTM. Estes incluíram aplicação de esquemas de cores e de contrastes (BERTANI, 2011; HAYAKAWA et al., 2010) e geração de um modelo sombreado do relevo (BARNES, 2002; IMHOF, 2007) com objetivo de salientar feições de relevo para auxílio nas atividades de interpretação visual.

Outro subproduto obtido a partir do MDE-SRTM corresponde ao produto profundidade da dissecação (MUNHOZ; VALERIANO, 2009), neste trabalho referido como índice de dissecação topográfica ou simplesmente índice de dissecação (ID). Este produto refere-se à dispersão dos valores de altitude no MDE em uma janela móvel ou filtro de tamanho $3 \times 3 \text{ pixels}$ e, no presente trabalho, teve por objetivo auxiliar na caracterização quantitativa dos atributos topográficos do relevo. O valor resultante em cada *pixel* pode ser definido pela seguinte Equação (Equação 1):

$$D_p = Z_{max} - Z \quad (1)$$

Onde D_p corresponde ao ID ou uma distância vertical resultante da diferença entre a altitude máxima em uma área de medição (Z_{max}), neste caso uma janela móvel de tamanho $3 \times 3 \text{ pixels}$ e o valor do *pixel* central contido nesta mesma área (Z). Valores altos do índice de dissecação indicam relevos em estágio de maturidade mais avançados, ou seja, o qual sofreu maior dissecação por retomadas erosivas no ciclo geomorfológico.

5.2.2. Extração da rede de drenagem

A rede de drenagem foi utilizada como insumo para o mapeamento geomorfológico, interpretação dos terraços fluviais, extração de lineamentos morfoestruturais e análise de anomalias morfoestruturais. A extração da rede de drenagem foi realizada por interpretação visual de dados de sensoriamento remoto (ICHOKU et al., 1996). Isto porque algoritmos utilizados para extração automática da rede de drenagem em áreas amazônicas a partir do MDE-SRTM possuem desempenho geral baixo, produzindo resultados insatisfatórios em escalas compatíveis com a percepção de feições evidentes

dos MDE de origem (FERNÁNDEZ, 2011). Para a extração visual, foram utilizadas composições falsa-cor de imagens Landsat para cursos fluviais maiores e mais longos, e MDE-SRTM para cursos fluviais menores. Esta tarefa foi realizada no aplicativo Global Mapper (BLUE MARBLE GEOGRAPHICS, 2014) e os resultados foram validados com base na escala de 1:100.000. Adicionalmente, um subproduto da rede de drenagem denominado Densidade de Drenagem (DD) foi obtido em formato *raster* com tamanho de *pixel* de 90 m. O procedimento para obtenção deste subproduto consistiu na transformação dos vetores de drenagem em imagem *raster* e da utilização da ferramenta *line density* no aplicativo ArcGIS (ESRI, 2012). Esta ferramenta baseia-se na aplicação de uma janela móvel por meio do para a obtenção do valor da média, o qual é atribuído ao *pixel* central no *raster* resultante. Esta janela móvel tem formato circular e dimensão ou raio de 1500 *pixels*, o qual foi selecionado com base na avaliação visual dos resultados.

5.2.3. Segmentação e classificação de imagens de sensoriamento remoto

A banda espectral do infravermelho próximo (TM4) dos satélites Landsat 4 e 5 foi utilizada para extração e classificação de corpos d'água, como sugerido por trabalhos anteriores (FRAZIER; PAGE, 2000; LEE et al., 2001; RYU et al., 2002). A faixa espectral presente nesta banda localiza-se no infravermelho de ondas curtas, onde a refletância da água na superfície tem valores baixos e contrastantes com outros alvos (p.e. vegetação, solo). A segmentação das imagens foi realizada no aplicativo eCognition (TRIMBLE, 2015) utilizando-se o algoritmo *Chessboard* com escala 1. Este procedimento permitiu obter um segmento para cada *pixel* na imagem correspondente resultando em uma grade regular de segmentos exatamente sobreposta aos *pixels* na imagem. Ainda no aplicativo eCognition, efetuou-se a classificação dos segmentos obtidos para cada imagem utilizando-se a técnica de fatiamento simples com base nos valores de refletância da banda TM4. Esta técnica consiste na utilização de um limiar (i.e. valor máximo), o qual foi estabelecido individualmente para cada cena com base na distribuição dos valores dos *pixels*. Os intervalos resultantes da aplicação dos limiares para cada cena geralmente são distintos, porém, englobam valores máximos localizados na região de transição entre o primeiro e o segundo quartil em função da baixa refletância das superfícies de água. Todos os *pixels* com valores contidos nos intervalos previamente estabelecidos pelos limiares foram classificados como 'corpos d'água'.

Após a segmentação e classificação pela técnica de fatiamento simples, um novo procedimento de classificação foi realizado com objetivo de aumentar a exatidão da classificação anterior. Este procedimento foi realizado no aplicativo eCognition (TRIMBLE, 2015) utilizando-se como base os segmentos obtidos anteriormente, tanto os já classificados como ‘corpos d’água’ como os não classificados, e a relação de vizinhança entre eles. Um segundo limiar foi então aplicado somente aos segmentos não classificados permitindo incorporá-los a classe ‘corpos d’água’, porém, com a condição de que estes segmentos obedeçam não somente ao intervalo de valores definido pelo limiar, mas que possuam ainda limites topológicos com a classe ‘corpos d’água’ obtida anteriormente. A repetição deste procedimento foi realizada até que não se encontrassem mais segmentos classificáveis (ciclo infinito), ampliando-se a possibilidade de um segmento não classificado e inicialmente mais distante, poder ser incorporado à classe ‘corpos d’água’ (Figura 5.1). Ao final da classificação, os limites internos dos objetos de mesma classe foram removidos por meio do algoritmo *Merge Region*, resultando em segmentos compostos por múltiplos *pixels*, o que facilitou sua exportação em formato vetorial. Diversos limiares baseados nos valores de refletância foram utilizados em uma área amostral de 1000 km², onde foram calculadas as respectivas áreas para os *pixels* classificados para cada limiar utilizado. O índice Kappa (CONGALTON, 1991) foi calculado referencialmente a 50 amostras fixas e compostas singularmente por até 4 *pixels* para verificar o grau de concordância entre os resultados.

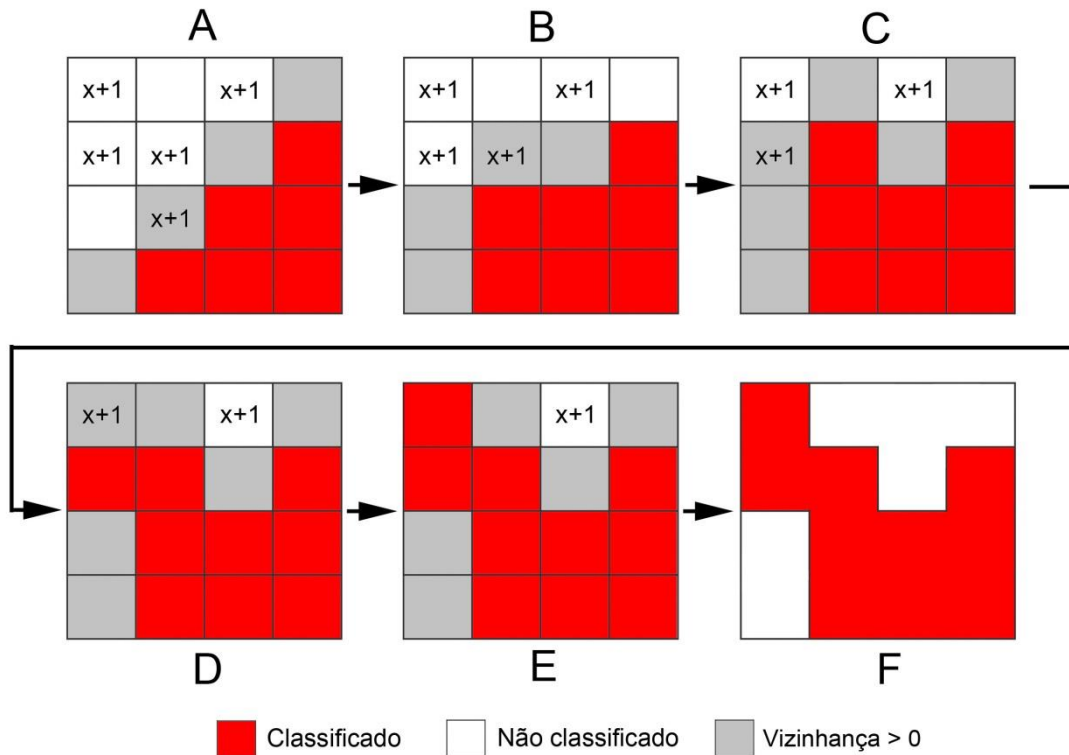


Figura 5.1 - Processo de classificação de corpos d'água. O primeiro limiar resultou em objetos classificados, representados pela cor vermelha em A. Um segundo limiar ($X+1$) foi introduzido acompanhado por critério de vizinhança (*pixels* cinzas em A-E), o que possibilitou a classificação de novos segmentos a cada etapa. No final deste processo, limites internos entre segmentos foram removidos (E).

O MDE-SRTM, utilizado para classificação de morfologias fluviais, foi segmentado no aplicativo eCognition (TRIMBLE, 2015) utilizando-se o algoritmo *Multiresolution*. A segmentação deste MDE teve por objetivo a delimitação de áreas topograficamente semelhantes e os valores dos critérios Escala, Forma e Compacidade foram ajustados para 10, 0,1 e 0,5. Estes valores permitiram obter segmentos relativamente pequenos, que preservassem apenas variações altimétricas locais por agrupamento de *pixels*, e que mantivessem grau médio de compacidade geométrica. Utilizando-se esta primeira segmentação como base, uma nova segmentação foi realizada no aplicativo eCognition por meio do algoritmo *Spectral Difference*, procedimento que foi denominado segmentação por diferença altimétrica em alusão aos valores de altitude no MDE.

O algoritmo *Spectral Difference*, que foi concebido para refinar segmentações já existentes, permitiu realizar o crescimento dos segmentos inicialmente obtidos pelo algoritmo *Multiresolution*. Este crescimento se dá por meio da fusão entre segmentos vizinhos utilizando-se limiares específicos. Esses correspondem a valores de altitude, que são determinados pelo intérprete em função do nível de detalhe ou características das morfologias fluviais a serem distinguidas. Considerando-se um segmento anteriormente existente e cuja média dos valores de seus *pixels* resulta em um valor x , segmentos vizinhos podem ser incorporados a este por meio de um limiar. Este limiar corresponde a um intervalo de valores obtido pela soma de um valor fixo estabelecido pelo intérprete ao valor do segmento original (p.e. $\leq x+1$) (Figura 5.2-A). Com a fusão de segmentos vizinhos aos segmentos originais, os valores dos segmentos resultantes são recalculados (x' e x'' nas figuras 5.2-B-C). Estes correspondem à média de valores de *pixels* nestes segmentos e seus novos limites, sendo que um novo limiar é calculado automaticamente (p.e. $\leq x'+1$, $\leq x''+1$) mantendo-se somente o valor fixo estabelecido anteriormente pelo intérprete. Foram realizadas tantas repetições quanto necessárias, até que a diferença absoluta de valores entre segmentos atingisse valor fixo (segmentos de cor branca na Figura 5.2-A-C). Os resultados obtidos para os diferentes níveis foram avaliados visualmente.

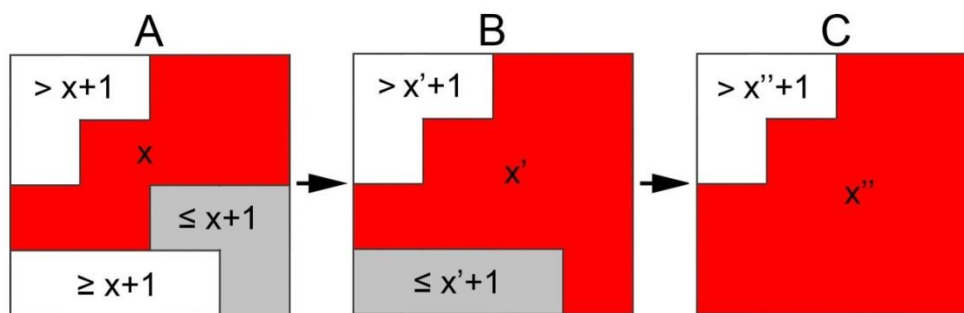


Figura 5.2 - Ilustração do processo de segmentação por diferença altimétrica, do início (A) ao fim (C), onde um limiar é estabelecido para que segmentos vizinhos sejam fusionados (cor vermelha) ou mantenham seus limites (cor branca).

5.2.4. Mapeamento geomorfológico

A obtenção do mapa geomorfológico para a área de estudo baseou-se na interpretação visual do MDE-SRTM, imagens Landsat e seus subprodutos, além de vetores da rede de drenagem e corpos d'água. De maneira auxiliar, foram utilizadas classificações dos dados de sensoriamento remoto obtidas pela segmentação do MDE-SRTM (ver item 5.2.3). Os principais compartimentos geomorfológicos foram delimitados com base na combinação de sua altitude média e relevo predominante, além de características da superfície, como presença ou ausência de barras arenosas, cicatrizes e lagos de meandros e paleomorfologias fluviais. Os limites entre estes compartimentos foram desenhados, em grande parte, utilizando-se marcas de erosão do tipo “meia-lua”, que normalmente ocorrem associadas a desníveis topográficos. As altitudes médias e perfis topográficos utilizados neste mapeamento foram derivados do MDE-SRTM, como já feito por outros autores (p.e. HAYAKAWA et al., 2010; ROSSETTI et al., 2014). A caracterização de cada classe geomorfológica foi também auxiliada pelos produtos densidade de drenagem e índice de dissecação.

5.2.5. Análise morfoestrutural

A análise morfoestrutural teve como objetivo principal investigar possível influência tectônica na evolução da paisagem do baixo rio Solimões. A partir da interpretação visual da rede de drenagem, imagens Landsat e MDE-SRTM, foi realizada a extração de lineamentos morfoestruturais por meio da vetorização de feições lineares no aplicativo Global Mapper (BLUE MARBLE GEOGRAPHICS, 2014). A partir destes vetores, diagramas de roseta foram gerados no aplicativo GEOrient (HCOV, 2011) e utilizados para representar graficamente as frequências e orientações principais dos lineamentos. Para a análise de propriedades e anomalias de drenagem utilizou-se vetores da rede de drenagem, seguindo critérios sugeridos por Deffontaines e Chorowicz (1991), Howard (1967) e Summerfield (1991).

5.2.6. Coleta de dados sedimentológicos e cronológicos

Para obtenção dos dados sedimentológicos em campo foram interpretadas visualmente imagens de sensoriamento remoto e produtos de publicações prévias (i.e. BERTANI, 2011). Para o procedimento de coleta foi utilizado um dispositivo de percussão acoplado a um motor modelo Cobra TT, com um cilindro amostrador de 2 m de comprimento e 6 cm de diâmetro, sendo que com a ajuda de extensores atingiu-se

profundidades de até 10 m. A análise dos testemunhos foi feita aplicando-se conceitos de fácies sedimentares levando em consideração: (1) a descrição de fácies observando parâmetros como geometria, estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero, padrão de paleocorrentes e análise de assembleias icnológicas; (2) a análise do arranjo arquitetural das fácies, utilizando-se perfis verticais; e (3) o mapeamento de superfícies de erosão ou não deposição. 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, o que possibilitou a definição de ambientes de deposição. Os testemunhos foram devidamente registrados em fotografias e em perfis litoestratigráficos. Pretendeu-se, com isto, verificar a correspondência dos paleoambientes de sedimentação com as feições morfológicas mapeadas na paisagem com base em dados de sensoriamento remoto.

Amostras adicionais foram coletadas nos testemunhos em intervalos de interesse para posterior datação pelo método carbono-14 (^{14}C). As datações foram realizadas em um acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massa (AMS - *Accelerator Mass Spectrometry*), no *Beta Analytic Laboratory*, Florida, EUA. Possíveis contaminantes, incluindo raízes, foram removidos manualmente durante o pré-tratamento das amostras. A matéria orgânica utilizada para a datação foi extraída utilizando o procedimento padrão de limpeza dos sedimentos, com solução ácido-álcali-ácido. Posteriormente, foram realizadas diversas lavagens para remover traços de matéria orgânica recente e compostos com decomposição lenta. Finalmente, as idades convencionais de ^{14}C foram convertidas para o calendário atual (anos cal AP) com auxílio do aplicativo CALIB 6.0 e calibradas segundo a curva INTCAL09 (REIMER et al., 2009).

6. RESULTADOS

6.1. Extração de corpos d'água

Para o mapeamento de corpos d'água, foram testados diferentes limiares a partir dos valores de refletância da banda TM4 (infravermelho próximo) de um fragmento de uma cena do satélite Landsat-5 com aproximadamente 1.000 km² (Figura 6.1-A). A área escolhida contém diferentes tipos e dimensões de corpos d'água, como lagos e canais fluviais. A Tabela abaixo mostra o desempenho para cada valor de refletância utilizando o fatiamento simples, com apenas um limiar (1-8 em Tabela 6.1), e incluindo-se um segundo limiar com critérios de vizinhança ou relações topológicas (9-14 em Tabela 6.1).

Tabela 6.1. Desempenho e área da classificação utilizando-se diferentes limiares

	Limiar 1	Limiar 2	Área (Km ²)	Total (%)	Kappa
1	30	-	110,7	10,32	0,31
2	40	-	251,7	23,63	0,4
3	50	-	304,8	28,62	0,69
4	60	-	328,7	30,87	0,72
5	70	-	338,8	31,81	0,79
6	80	-	348,8	32,74	0,67
7	90	-	359,3	33,73	0,51
8	100	-	370,5	34,78	0,43
9	30	70	335,4	31,53	0,98
10	40	70	335,9	31,54	0,88
11	50	70	337,1	31,65	0,69
12	30	100	360,5	33,86	0,92
13	40	100	361,2	33,91	0,91
14	50	100	365,8	34,34	0,76

No caso do fatiamento simples dos valores de refletância da banda do infravermelho próximo, ou seja, utilizando-se apenas um limiar, a área classificada pode variar em até 24% em função dos valores máximos de refletância utilizados (1-8 em Tabela 6.1). No caso do uso de dois limiares com a regra de vizinhança, a variação é menor que 1% quando se utiliza distância de até 40 entre os valores de refletância (9-11 em Tabela 6.1) e menor que 2% quando essa distância é de pelo menos 50 (12-14 em Tabela 6.1). Isto

se deve, principalmente, à inclusão ou exclusão de *pixels* com valores de refletância maiores, que provavelmente não são compostos exclusivamente por água ou possuem maior espalhamento em função das características dessa superfície de água, como maior carga de sedimentos em suspensão (Figura 6.1). Adicionalmente, nota-se que os contornos das margens dos rios apresentam ligeiras diferenças de acordo com o limiar utilizado devido à maior dificuldade de separação entre os corpos d'água propriamente ditos e coberturas de solo exposto com umidade alta, bem como trechos alagados, presente nas margens dos rios (Figura 6.1).

O desempenho do método fatiamento simples medido pelo índice Kappa (1-9 em Tabela 6.1) teve grande variação, alcançando boa concordância (0,79) quando o valor de refletância 70 foi utilizado (5 em Tabela 6.1), e baixa concordância (0,31) quando utilizou-se o valor 30 (1 em Tabela 6.1). Este mesmo índice resultou, em grande parte dos casos, em um grau maior de concordância quando do uso de dois limiares e regra de vizinhança (9-14 em Tabela 6.1). Tomando-se como base os valores de refletância de 70 e 100 utilizados como segundo limiar, obteve-se maior grau de concordância (0,98 e 0,92, respectivamente) nas situações em que o primeiro limiar corresponde a um valor de refletância baixo (9 e 12 em Tabela 6.1). Isto está, muito provavelmente, relacionado às condições iniciais ou *pixels* classificados pelo primeiro limiar, os quais tendem a estar localizados no interior dos corpos d'água maiores. Consequentemente, o número de *pixels* erroneamente classificados que tendem a se localizar externamente a esses corpos d'água é reduzido, sendo que estes não são posteriormente incluídos com a aplicação do segundo limiar em função da regra de vizinhança (Figura 6.2). Portanto, mesmo que se aumente a distância entre os valores de refletância correspondentes aos dois limiares utilizados em cada procedimento, a condição de um limiar inicial baixo (i.e. 30) ainda prevalece como fator relacionado a um maior grau de concordância (p.e. 12 em Tabela 6.1). No caso de valores maiores de refletância para o segundo limiar (i.e. 100) (12-14 em Tabela 6.1), houve aumento da área classificada relativamente a um valor menor (i.e. 70) pela maior probabilidade de inclusão de *pixels* adjacentes aos corpos d'água principais. Estes, normalmente, correspondem a áreas sazonalmente inundáveis (comparar círculos em Figura 6.2). Por outro lado, utilizando-se o valor 100, por exemplo, para o fatiamento simples (8 em Tabela 6.1), um número significativamente maior de artefatos foi produzido (Figura 6.2-F), além de um ligeiro aumento na área classificada (p.e. comparar 8 com 12-14 em Tabela 6.1).

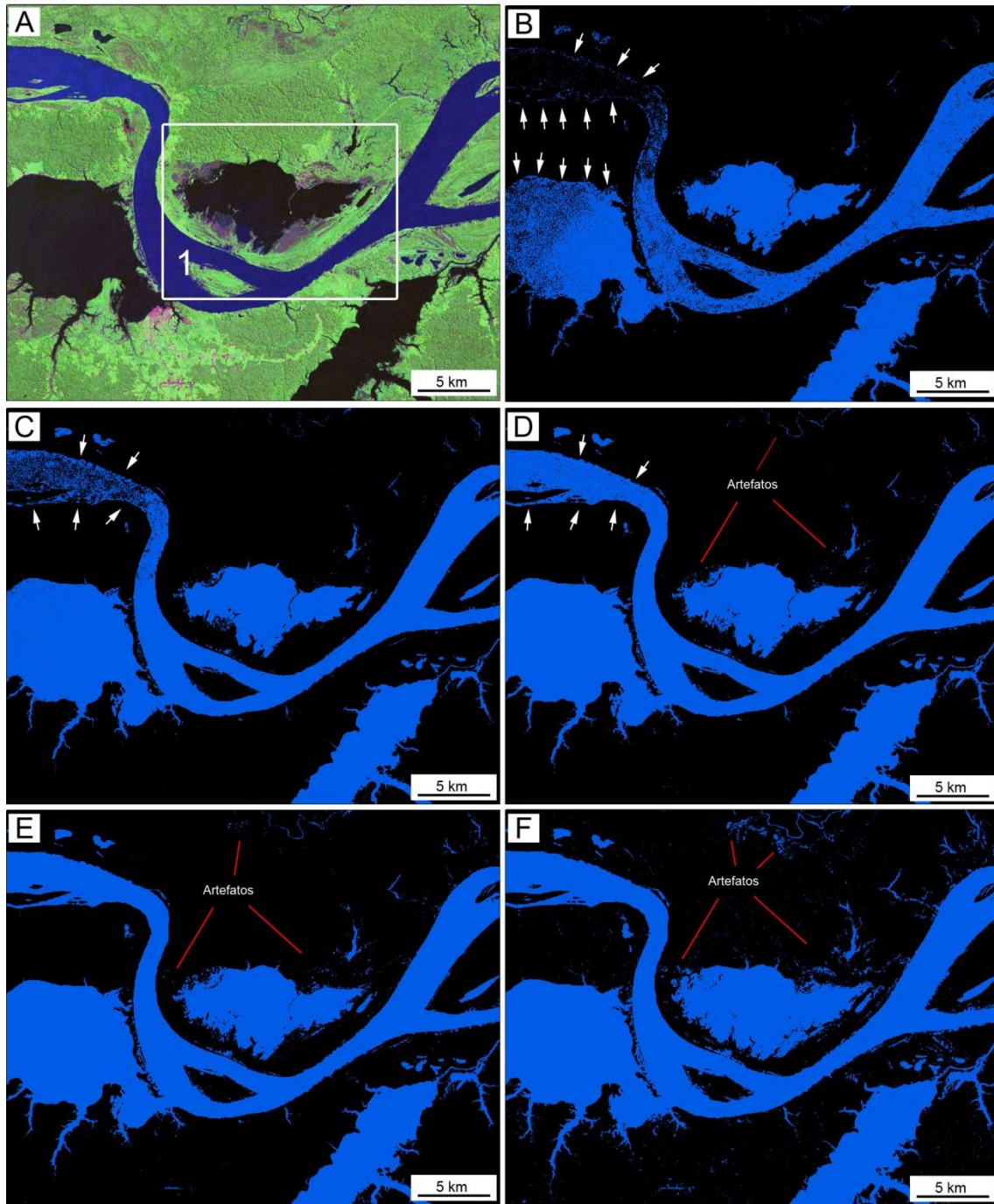


Figura 6.1 - Fragmento de cena Landsat (A) em composição RGB/742 e resultados do fatiamento simples utilizando limiares únicos de 30 (B), 50 (C), 70 (D), 90 (E) e 100 (F). Notar que valores baixos não apresentam desempenho suficiente para a extração de superfícies de água (setas em A-D), principalmente quando se tratam de águas com maior carga sedimentar em suspensão (tons róseos em A). Ao mesmo tempo, aumentando-se o limiar, a quantidade de artefatos também aumenta tornando-se indesejável (D, E e F).

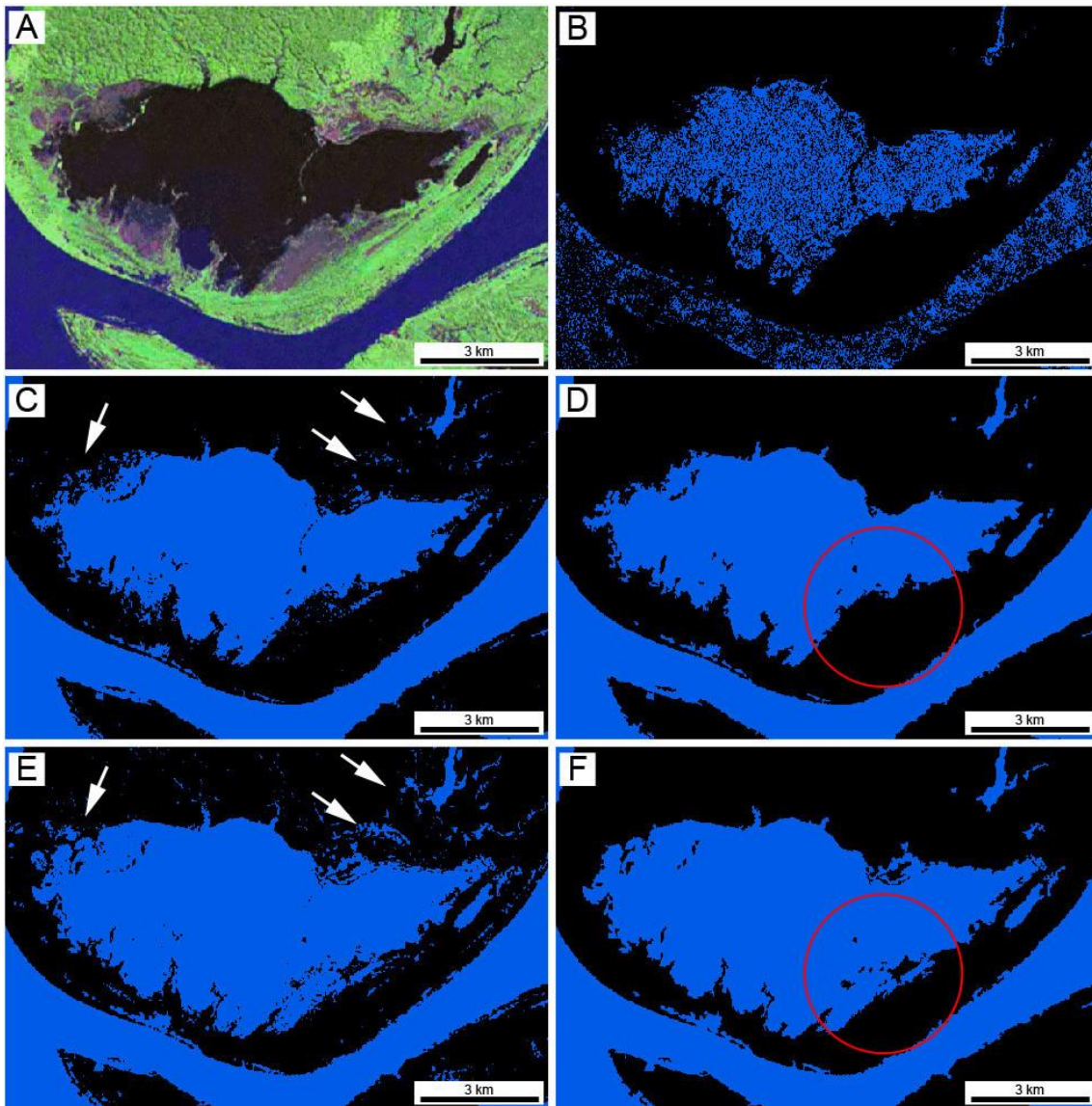


Figura 6.2 - Fragmento de cena Landsat da área de estudo (A) em composição RGB/742, resultados de fatiamento simples utilizando-se o limiar 30 (B), 70 (C) e 100 (D), e resultados de refinamento com limiares de 30 e 70 (E) e 30 e 100 (F). Notar que com a utilização de dois limiares e regra de vizinhança (E e F), as superfícies de água são extraídas adequadamente, sem a presença de muitos artefatos (setas em C e E) e com contornos suavizados. Limiares mais altos tendem a incorporar *pixels* escuros que podem estar relacionados a áreas sazonalmente inundáveis (comparar círculos em D e F) (ver localização na Figura 6.1-A-1).

6.2. Extração de relevos em planícies amazônicas

A complexa e intrincada situação geomorfológica dos terrenos na área de estudo são bastante evidentes nas planícies fluviais mais amplas, como as planícies dos rios Solimões-Japurá, Purus e Juruá. O reconhecimento de padrões fisionômicos nestas planícies através do mapeamento de morfologias fluviais pode auxiliar no entendimento de sua sequência evolutiva, mesmo que estas morfologias não tenham sido originadas pelo mesmo ciclo de sedimentação. A utilização do MDE-SRTM para interpretação destas morfologias revelou diferentes formas de acumulação aluvionar que não são passíveis de visualização em outros produtos. A segmentação deste MDE, portanto, teve como objetivo testar o reconhecimento e individualização destas feições a partir de duas áreas a leste e oeste da área de estudo (Figura 6.3). Estas áreas englobam diversas fácies deste sistema fluvial complexo onde compõem sedimentos acumulados em lagos, caracterizando aluviões lacustres ou fluviolacustres, em planícies de inundação, como depósitos de transbordamento, em barras ao longo do canal (acresção) e em barras em pontal.

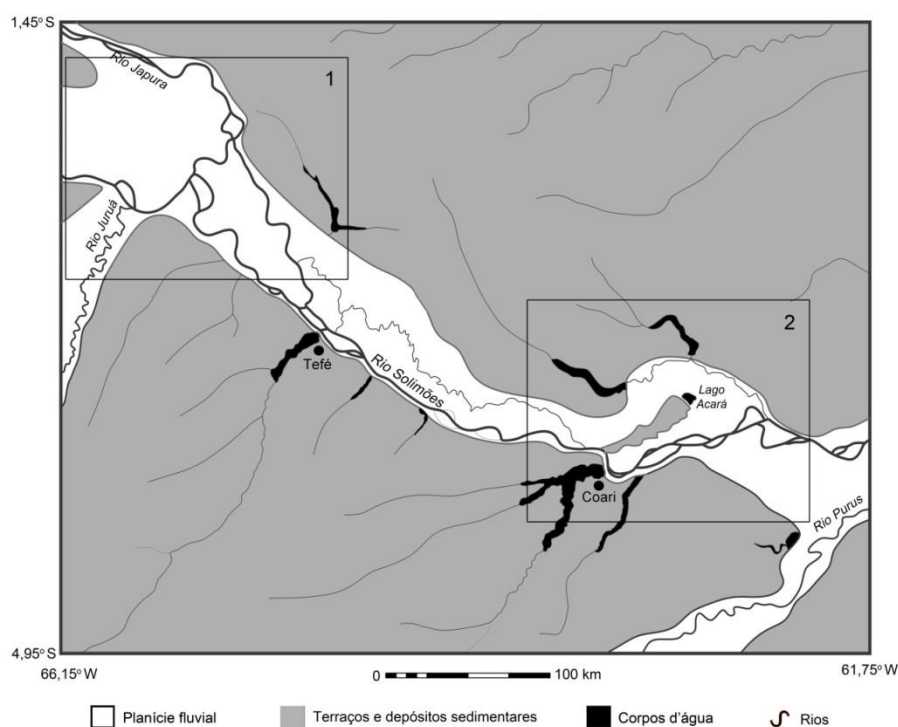


Figura 6.3 - Localização das áreas amostrais (A e B) utilizadas para extração de relevos.

O procedimento de segmentação inicial pelo algoritmo multirresolução originou objetos ou segmentos relativamente pequenos, com área média de 16 *pixels*. Posteriormente, utilizando-se a técnica de segmentação por diferença altimétrica, foram criados outros seis níveis em que o valor da diferença altimétrica, ou seja, a diferença máxima entre os valores médios de altitude entre segmentos vizinhos foi de 1 m no primeiro nível e sofreu incrementos de 1 m até chegar ao valor de 6 m no último nível ou Nível 6.

As figuras 19-A-F correspondem a área amostral 1, onde nota-se uma variedade de lagos de meandro que tem morfologia particularmente mais alongada e dimensões menores na porção leste, onde são mais abundantes e retilíneos (Figura 6.4-A). Observa-se, também, na parte central e oeste uma grande quantidade de morfologias atribuídas a lagos colmatados (ver tons cinza escuros na Figura 6.4-A), inclusive na margem esquerda do rio Juruá. Para esta área, cinco segmentações com diferentes limiares são mostradas (Figura 6.4-B-F), sendo que na segmentação mais fina (Figura 6.4-B), cujo limiar é de apenas 2 m, nota-se que uma grande quantidade de barras foi delimitada nas áreas próximas aos canais atuais dos rios Solimões e Japurá. Estas barras são progressivamente mais escassas em direção oeste, como mostra o limite indicado pelo número 1 na Figura 6.4-B. Com o aumento do limiar para 3 m, nota-se que somente as barras mais próximas aos canais atuais é que têm seu limite preservado (ver 2 na Figura 6.4-C). Utilizando-se o limiar de 4 m, grande parte das morfologias com pequenas dimensões tiveram seus limites eliminados, sendo que nas áreas em cinza escuro (ver 3 na Figura 6.4-D) é possível observar feições sugestivas de lagos colmatados e marcas de paleodrenagens com limites ainda preservados, opostamente ao que ocorre na margem esquerda do rio Japurá, a oeste. Em áreas onde ocorre ausência ou escassez de barras arenosas nota-se textura mais lisa em razão da maior homogeneidade das cotas altimétricas. Estas características favorecem que o limite seja mantido, mesmo com o aumento do limiar para 5 m (ver 4 na Figura 6.4-E), enquanto que onde o número de barras é maior (ver 5 na Figura 6.4-E), os limites dos segmentos tornam-se mais generalizados. Os lagos colmatados localizados a oeste, por sua vez, têm seus limites progressivamente eliminados a medida que aumenta-se o limiar para 6 m (Figura 6.4-F), originando segmentos maiores, exceto em pequenas áreas onde o

desnível ainda supera o limiar utilizado (comparar 4 e 6 nas figuras 6.4-E e 6.4-F, respectivamente).

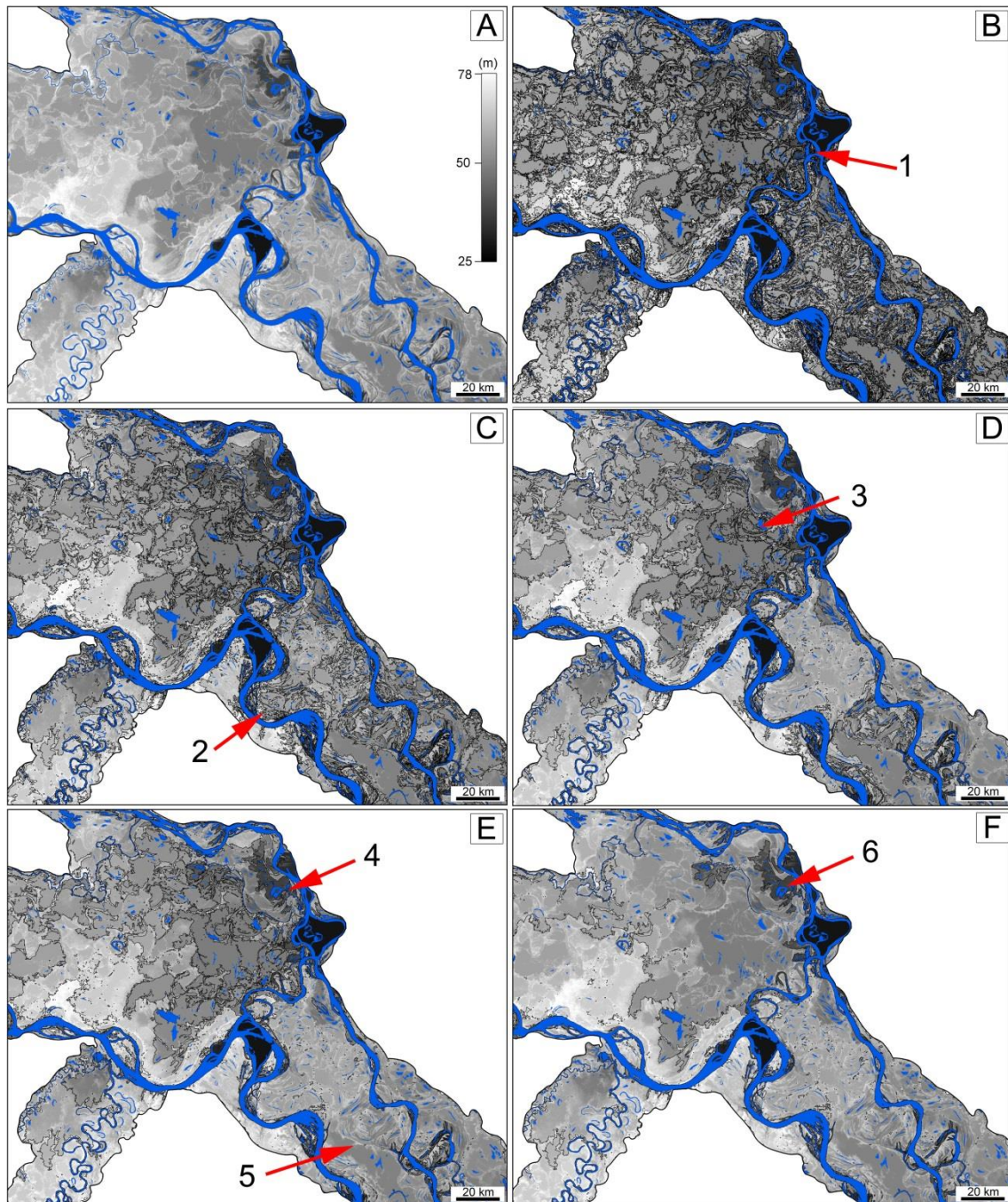


Figura 6.4 - MDE-SRTM (A) para a área amostral 1 (ver localização na Figura 6.3).e segmentos utilizando os limiares de 2 m (B), 3 m (C), 4 m (D), 5m (E) e 6 m (F) para esta mesma área. A cor azul representa corpos d'água. Notar a generalização dos limites e aumento no tamanho dos segmentos à medida que se aumenta o limiar (B-F).

A área amostral 2 apresenta uma grande assimetria da planície do rio Solimões devido a uma inflexão do vale fluvial para NW que resultou em um grande meandro abandonado (Figura 6.5-A). Este meandro é preenchido por sedimentos que exibem morfologias típicas de um sistema fluvial sinuoso a meandrante, o que inclui linhas de crescimento de meandros, cicatrizes e marcas de meandros semicirculares, bem como uma variedade de lagos e aluviões fluviolacustres. Os resultados para os diferentes limiares utilizados para a segmentação desta área são mostrados graficamente (figuras 6.5X-B-F). No caso da segmentação mais fina, com limiar de 2 m, notam-se feições sugestivas de lagos colmatados e barras adjacentes aos canais principais (ver 1 e 2, respectivamente, em Figura 6.5-B) perfeitamente delineadas. Com o aumento do limiar para 3 m, grande parte das feições sugestivas de barras de acreção lateral tem seus limites eliminados (ver 3 em Figura 6.5-C). Utilizando-se um limiar apenas 1 m mais alto, ou seja, de 4 m, notam-se segmentos significativamente maiores, porém, preservando os limites das morfologias principais em detrimento de feições menores localizadas internamente a estas (ver 4 e 5 em Figura 6.5-D). Com o uso do limiar de 5 m, as feições tornam-se significativamente generalizadas e áreas que foram distinguidas eficientemente com um limiar de apenas 1 m mais baixo tem seus limites eliminados (ver 6 e 7 em Figura 6.5-E). O limiar de 6 m nesta área amostral resultou em um reconhecimento muito pobre de limites entre morfologias. Os segmentos resultantes para este nível possuem um grau de generalização muito alto, sendo que apenas áreas mais altas sugestivas da presença de barras fluviais de grande porte (ver 8 em Figura 6.5-F) e áreas abatidas, normalmente onde existe uma concentração de lagos (ver 9 e 10 em Figura 6.5-F) mantiveram-se individualizadas.

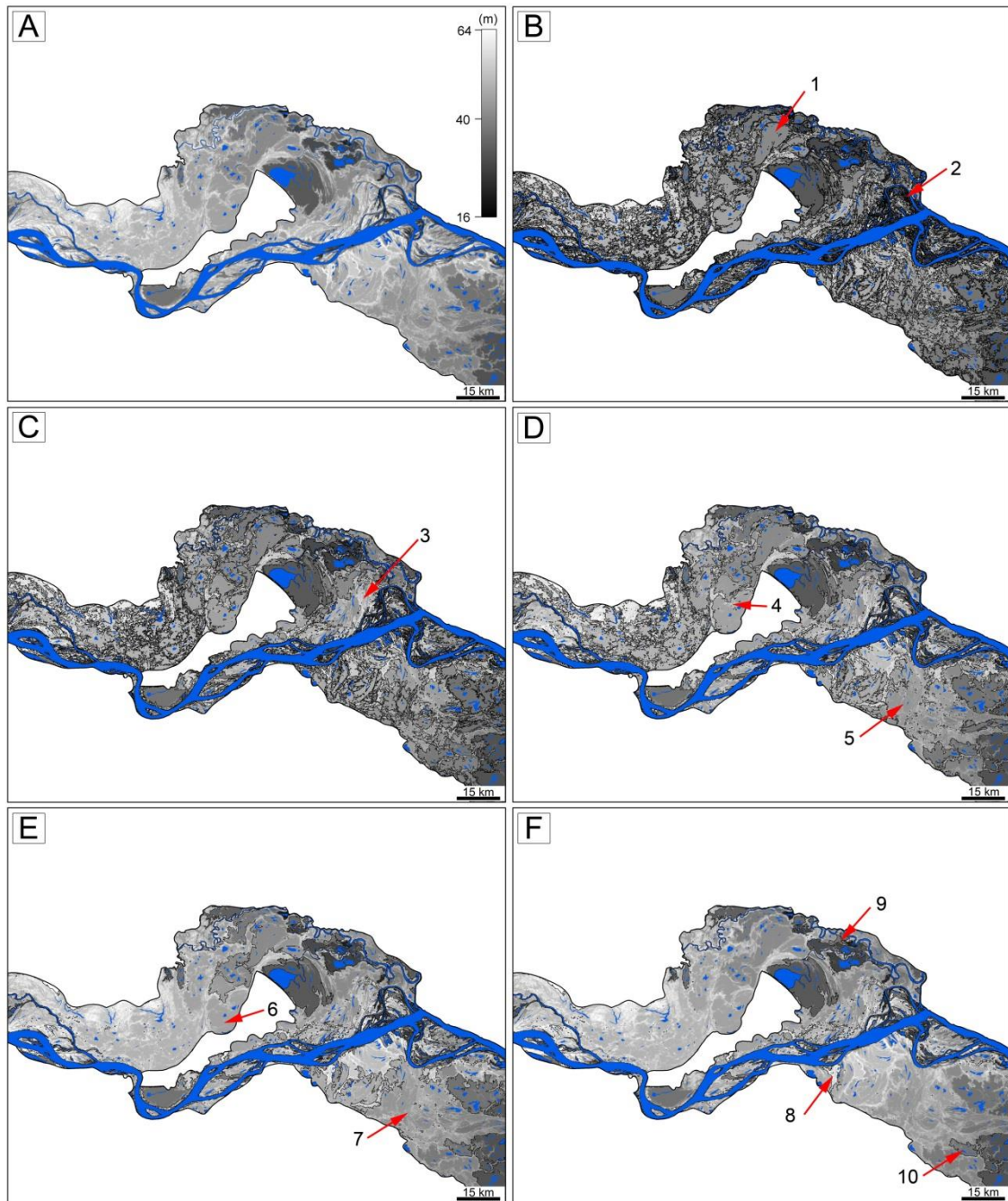


Figura 6.5 - MDE-SRTM (A) para a área amostral 2 (ver localização na Figura 6.3).e segmentos utilizando os limiares de 2 m (B), 3 m (C), 4 m (D), 5m (E) e 6 m (F) para esta mesma área. A cor azul representa corpos d'água. Notar a generalização dos limites e aumento no tamanho dos segmentos à medida que se aumenta o limiar (B-F).

6.3. Caracterização geomorfológica

O relevo na área do baixo Solimões é composto predominantemente por planícies fluviais e terraços pouco dissecados, principalmente na margem esquerda e região da foz do rio Purus. A área mais dissecada encontra-se a sudoeste, onde as cotas altimétricas alcançam valores de até 115 m na porção sudoeste, diminuindo gradualmente na direção da calha do rio principal (Figura 6.6). Nos demais terrenos, as altitudes máximas ficam em torno de 75 m, sendo que valores abaixo da cota de 50 m estão presentes nas planícies fluviais atuais dos rios principais. Essas planícies correspondem a áreas abatidas compostas principalmente por depósitos sedimentares lacustres e fluviolacustres colmatados por decantação de sedimentos em suspensão trazidos por inundações periódicas. Adicionalmente, notam-se variações de altitude ao longo de toda a planície do rio Solimões, com valores diminuindo à jusante, sendo que os valores de altitude mais baixos da área de estudo encontram-se nas proximidades desta planície com a planície do rio Purus, a sudeste.

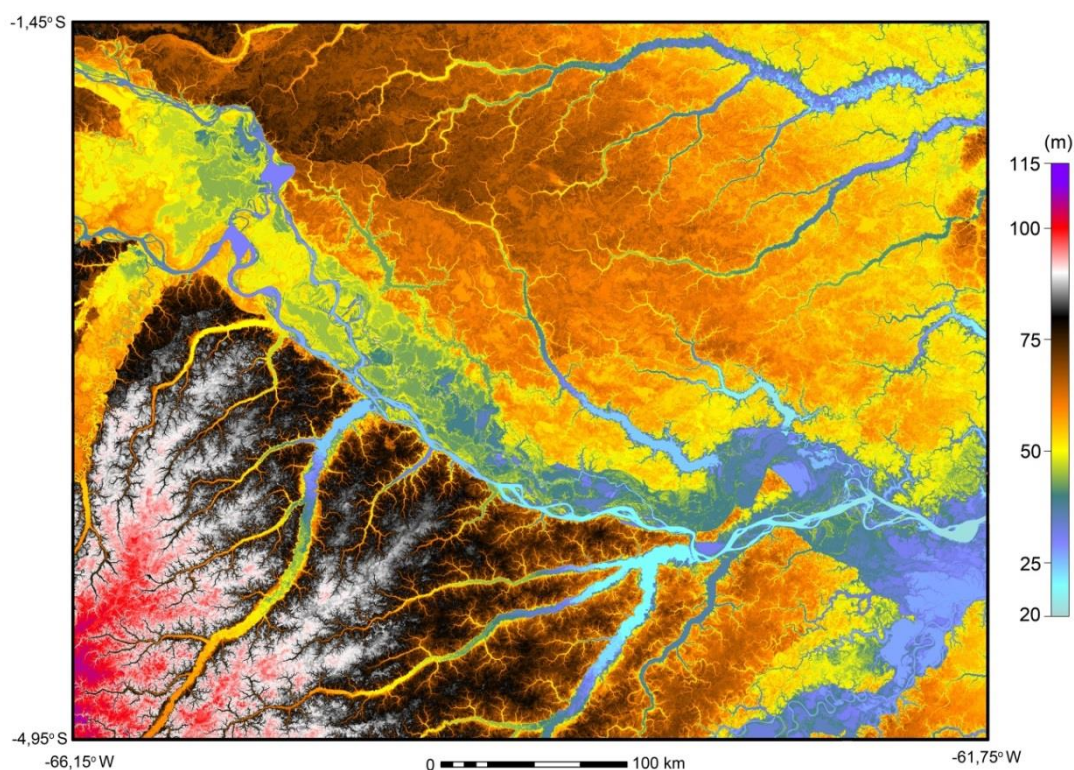


Figura 6.6 - Representação do relevo a partir de MDE-SRTM em paleta colorida para a área do baixo rio Solimões.

6.3.1. Mapeamento geomorfológico

O mapa geomorfológico para a área de estudo é composto por seis classes (Figura 6.7). Destas, uma corresponde a terrenos pertencentes às rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (Ac), quatro correspondem a unidades sedimentares aluviais quaternárias tardias e terraços fluviais do rio Solimões (APt1, APt2, TFh1 e PFh1) e uma corresponde às planícies aluvionares do rio Negro (PaN).

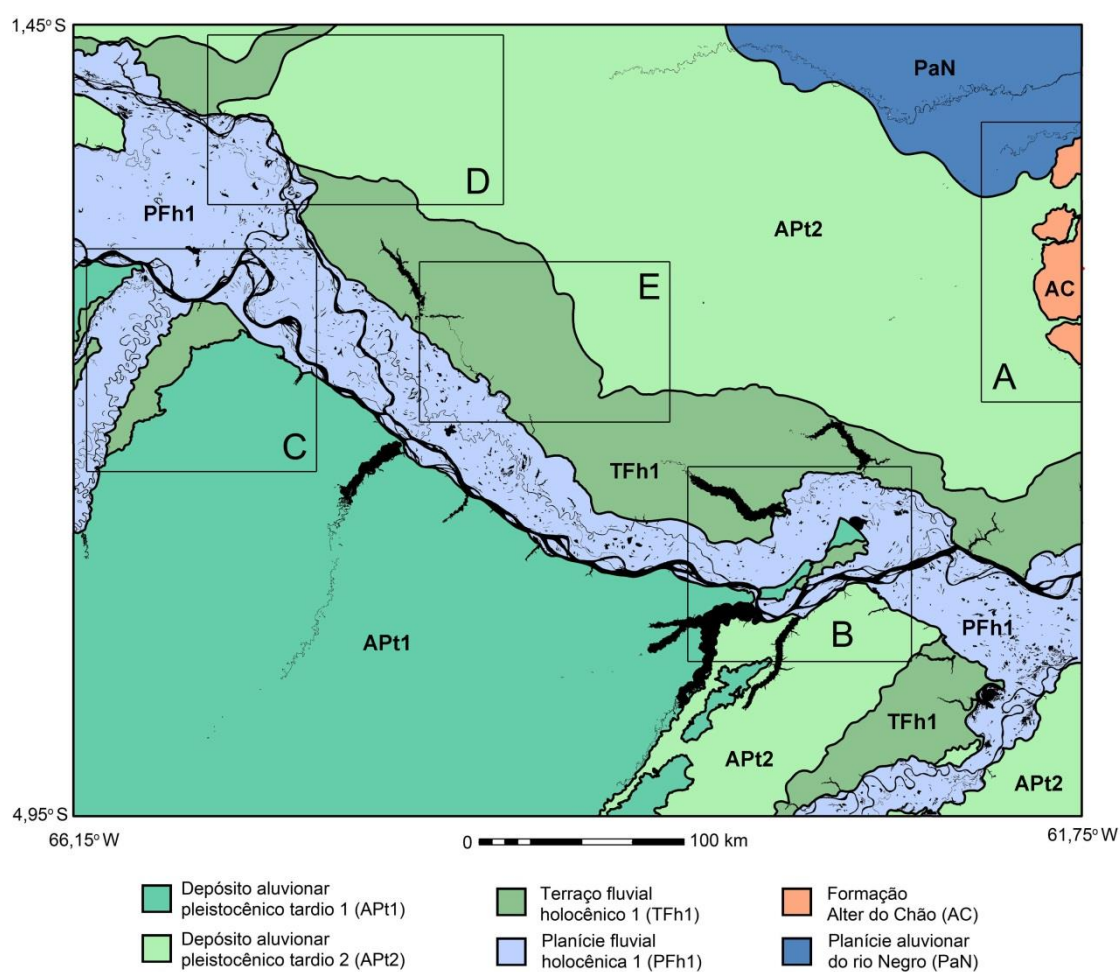


Figura 6.7 - Mapa geomorfológico elaborado para a área do baixo rio Solimões (os retângulos A-E correspondem a localização das áreas mostradas nas figuras 23-26).

6.3.1.1. Formação Alter do Chão (Ac)

Os depósitos Ac pertencem ao terreno geologicamente mais antigo ou depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão (SILVA, 2005). A média altimétrica para estes fragmentos de terrenos terciários é de 58 m, ou seja, relativamente mais baixa que APt1 e APt2, de 76 m e 60 m, respectivamente (Tabela 6.2). Sua distribuição está restrita a uma pequena porção do leste da área de estudo (Figura 6.8), onde ocorre como quatro polígonos que juntos perfazem uma área total de aproximadamente 1470 km² ou apenas 1% da área total mapeada. Os limites desta unidade são, em geral, abruptos e escarpados, compondo bordas com desníveis de cerca de 10 m (Fig. 6.8-D). Uma característica importante desse terreno é que em todos os polígonos, as cotas topográficas diminuem progressivamente de norte para sul (Figura 6.8-E). Além disto, esse terreno mostra grau de dissecação elevado e a maior densidade de drenagem da área de estudo, com valores médios de 7,32 e 0,63, respectivamente (Tabela 6.2). Nota-se também a presença de uma série de pequenos rios retilíneos e paralelos de direção NE-SW e NW-SE que caracterizam a superfície desse terreno (setas em Figura 6.8-C), definindo padrão dominante do tipo treliça a sub-treliça. Os depósitos Ac são segmentados, ainda, por rios maiores, como o Carabinani, que é um rio com trechos retilíneos e junções perfeitamente ortogonais nesse setor. Afluentes abandonados do rio Manacapuru segmentam adicionalmente esse terreno, sendo que paleocanais menores também ocorrem em sua superfície e são sobrepostos pelos canais atualmente ativos (Fig. 23-C).

Tabela 6.2. Área, altitude média, índice de dissecação e densidade de drenagem por unidade geomorfológica da área de estudo.

Unidade (depósitos)	Porcentagem da área total	Altitude média (m)	Índice de dissecação	Densidade de drenagem
Ac	1%	58	7,32	0,63
APt1	28%	76	7,44	0,58
APt2	33%	60	6,12	0,37
TFh1	14%	55	6,95	0,47
PFh1	18%	42	8,40	0,52
PaN	5%	47	6,58	0,40

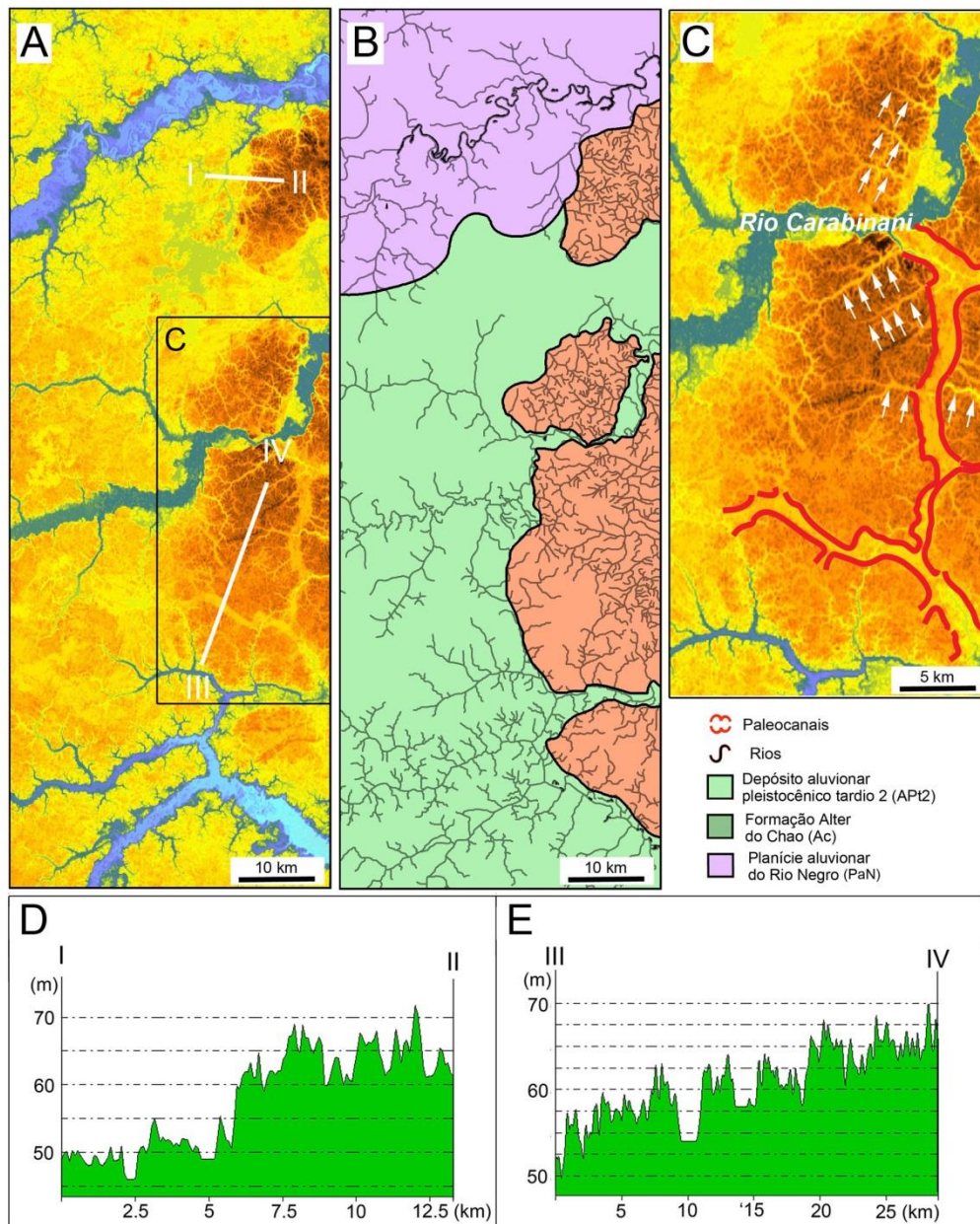


Figura 6.8 - Depósitos da Formação Alter do Chão (AC) na área de estudo (ver localização em Figura 6.7-A)

6.3.1.2. Depósito aluvionar pleistocênico tardio 1 (APt1)

Essa classe geomorfológica está distribuída exclusivamente à direita do rio Solimões, na porção sudoeste da área de estudo, e possui média altimétrica de 76 m.

Sua principal ocorrência compreende o interflúvio dos rios Purus e Juruá, onde forma um terreno contínuo de grande extensão, que atinge 52.000 km². Além disto, ocorrências menores de até 136 km² formam terrenos isolados e estreitos que se distribuem paralelamente ao longo dos rios Juruá e Purus. É interessante mencionar um conjunto de quatro corpos isolados na borda leste do terreno principal, sendo que dois deles se estendem na direção NE-SW avançando para dentro da planície fluvial do rio Solimões entre os lagos Coari e Acará (setas vermelhas em Figura 6.9-B). A margem desse terreno é, em geral, abrupta, com gradientes médios de até 40 m em direção aos terrenos mais jovens adjacentes (Figuras 24-E e 24-F). Além disto, feições erosivas com formato de “meia lua” caracterizam as margens desse terreno em vários locais (setas brancas em Figura 6.9-C).

As formas de relevo dominantes são do tipo suave ondulado, embora os terrenos apresentem alto grau de dissecação, com a formação de sistema de interflúvios tabulares interrompidos por vales com aprofundamento moderado. O valor médio do índice de dissecação é de 7,44, se aproximando do que ocorre no terreno correspondente à Formação Alter do Chão. A densidade de drenagem também possui um valor relativamente alto de 0,58 (ver Tabela 3), sendo que os rios principais drenam para nordeste, desaguando principalmente no rio Solimões. Dentre os sistemas de drenagem principais, destacam-se os dos rios Tefé e Coari-Grande-Urucu, cujas desembocaduras terminam sob forma de lagos represados ou rias fluviais.

Trabalhos prévios registraram idades entre 43.700 e 37.400 ¹⁴C anos AP para os depósitos APt1 localizados nas margens do segmento estudado do rio Solimões e áreas a montante (ROSSETTI et al., 2005).

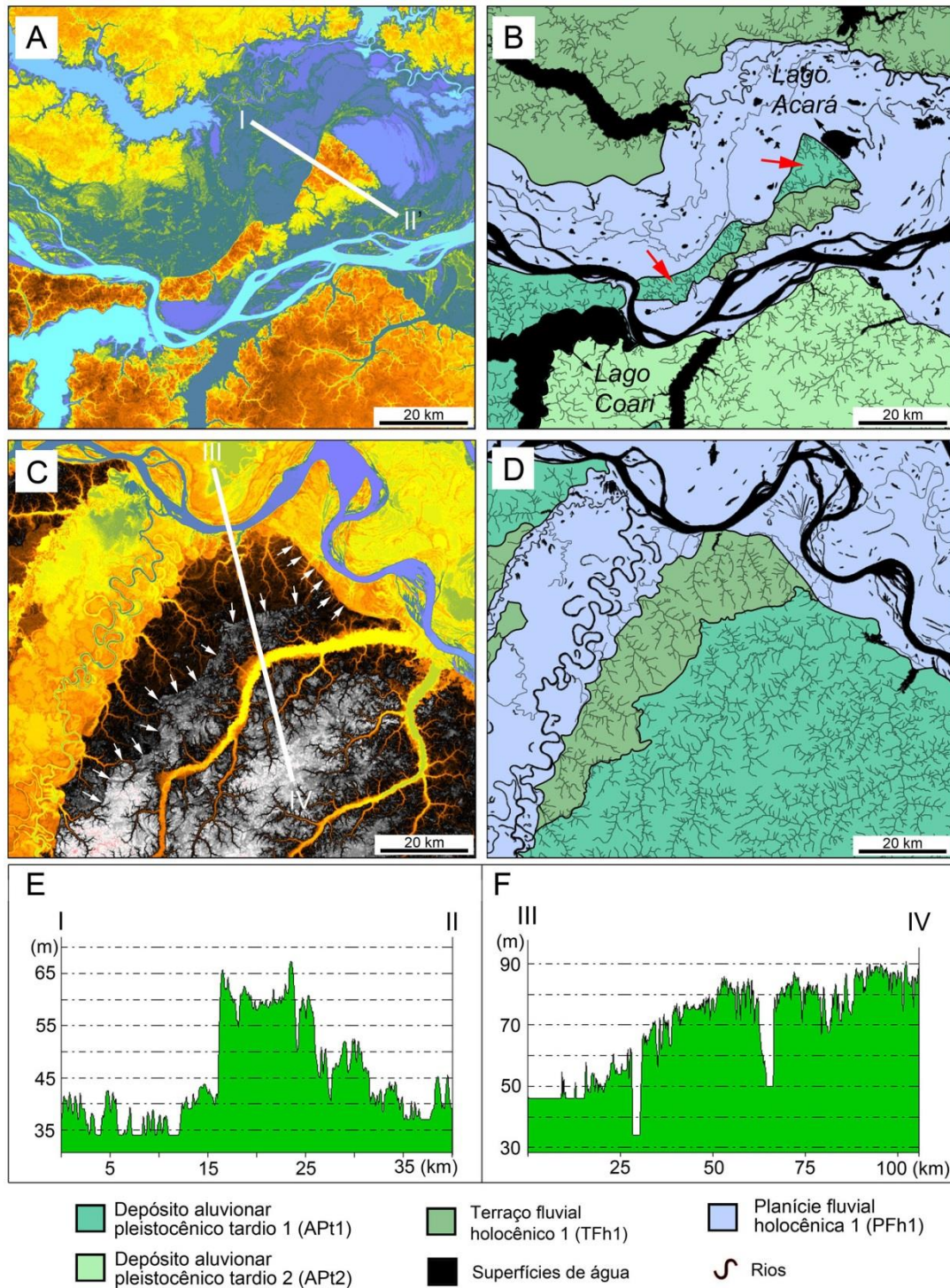


Figura 6.9 - Características dos depósitos APT1 na área de estudo (ver localização de A e B em Figura 6.7-B e C e D em Figura 6.7-C). Notar fragmentos isolados de APT1 que adentram a planície atual do rio Solimões (A e B), limites escavados nos contatos entre terraços (setas brancas em C e correspondência em D), desníveis abruptos entre os terrenos antigos de APT1 e os mais jovens (perfis em E e F).

6.3.1.3. Depósito aluvionar pleistocênico tardio 2 (APt2)

Estes depósitos aluvionares ocorrem principalmente a nordeste do rio Solimões, onde configuram uma área contínua de aproximadamente 51.000 km². Além disto, são representados por fragmentos isolados posicionados tanto na margem direita quanto esquerda do rio Solimões, sendo os maiores distribuídos ao longo de ambas as margens do rio Purus (Figura 6.7). Esses fragmentos formam polígonos que atingem até 8.250 km². A área total destes terrenos ocupa 33% da área de estudo, sendo a classe geomorfológica geograficamente mais extensa. A média altimétrica é de 60 m, porém, os valores da densidade de drenagem índice de dissecação são de apenas 0,37 e 6,12, respectivamente. O relevo é tipicamente tabular, sendo recortado por vales menos aprofundados que em APt1 em sua porção sudeste, com maior aprofundamento para nordeste. Uma característica importante é sua superfície geralmente marcada por inúmeras feições circulares e colineares relacionadas a meandros abandonados.

Os rios que drenam os terrenos APt2 correm sistematicamente para nordeste no fragmento maior, na margem esquerda do rio Solimões, acompanhando o caimento topográfico do terreno ilustrado no perfil I-II (Figura 6.10-C). Este fragmento também exhibe drenagens que apresentam conexão com as drenagens dos depósitos TFh1 nas áreas de cabeceiras (setas maiores em Figura 6.10-B). Nos demais fragmentos, as drenagens fluem em direções variadas. A natureza das margens ou limites de APt2 com os demais terrenos é variada, apresentando desníveis suaves a predominantemente bruscos quando em contato com unidades mais jovens, onde pode formar escarpas de mais de 20 m de altura (Figura 6.10-C). Nota-se também a existência de uma área relativamente mais elevada no fragmento maior destes depósitos (demarcada por uma linha pontilhada branca na Figura 6.10-B). Esta área possui altitudes maiores em cerca de 5 a 10 metros, como mostra o perfil III-IV (Figura 6.10-D), e também apresentam bordas erodidas nos seus limites, formando geometria em “meia lua” (setas menores em Figura 6.10-B).

Não existem datações disponíveis para esses depósitos, que são estimados serem mais jovens que os depósitos APt1 com base na sua posição topográfica e nas

características geomorfológicas aqui descritas, principalmente o menor grau de dissecação, menor densidade de drenagem e presença de um maior número de feições sugestivas de paleomorfologias preservadas em sua superfície.

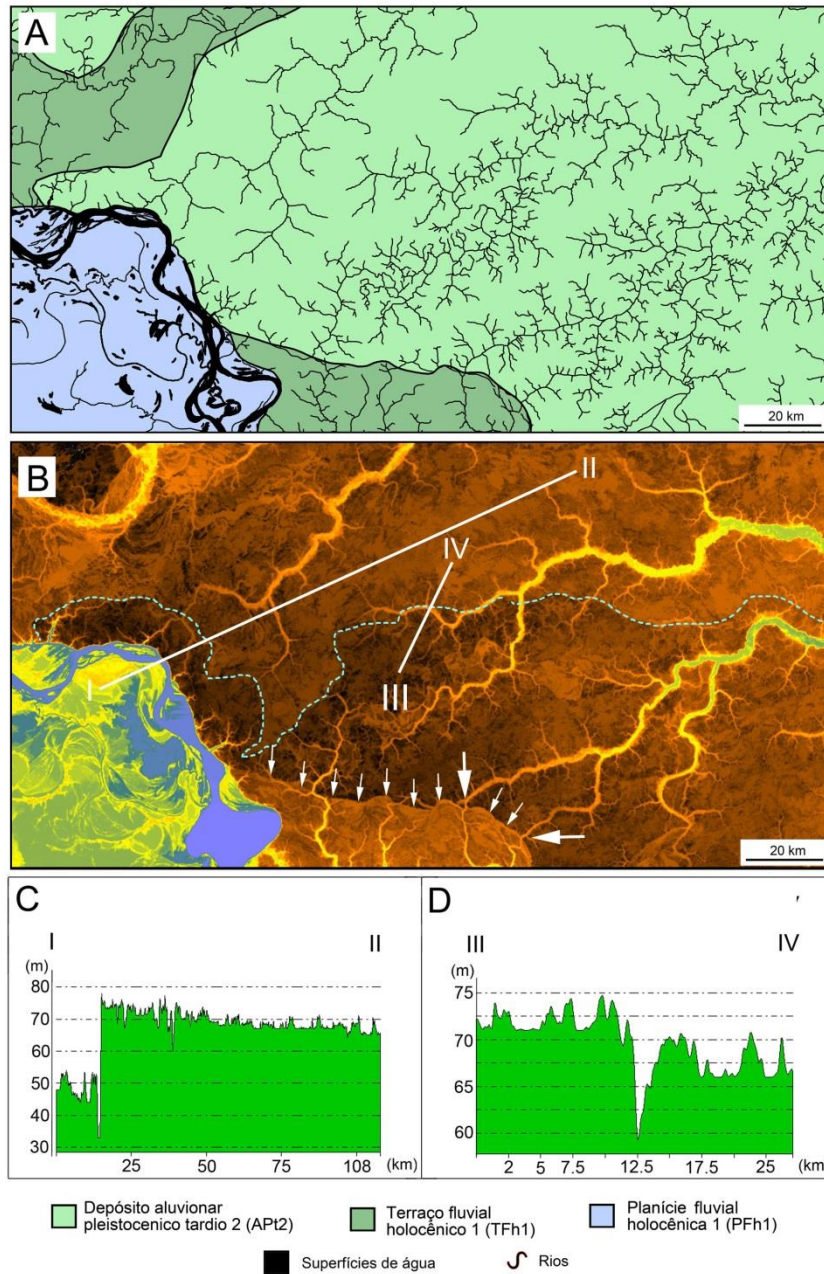


Figura 6.10 - Características dos depósitos APT2 (ver localização em Figura 6.7-D). Notar limites escavados (setas menores), conexão entre cabeceiras de drenagens (setas maiores), caimento topográfico para NE em APT2 após margem abrupta no contato com a planície atual (C) e porção mais elevada do terreno a norte em APT2 (D).

6.3.1.4. Planície aluvionar do rio Negro (PaN)

Estes depósitos correspondem a apenas 5% da área total e possuem altitude média de 47 m. As principais características desses terrenos são as planícies fluviais amplas em áreas interfluviais com grande concentração de áreas inundáveis, além de uma rede de drenagem fracamente organizada com baixo grau de continuidade e integração. A densidade de drenagem possui valor baixo de apenas 0,40 e o índice de dissecação atinge 6,58. Os rios principais seguem direção preferencial para N/NE e correm paralelamente entre si. Os tributários exibem drenagem ainda em estágio de desenvolvimento com diversas quebras em ângulo reto e com características de padrão de drenagem retangular a treliçado.

6.3.1.5. Terraço fluvial holocênico 1 (TFh1)

Estes depósitos tem disposição longitudinal ao vale do rio Solimões, se distribuindo paralelamente à sua margem esquerda e alcançando largura de até 67 km (Figura 6.7). Sua área ocupa 14% da área total e a média altimétrica é de 55 m. Uma notável descontinuidade deste terraço ocorre na altura da foz do rio Juruá, onde a planície do Solimões é mais ampla. Nesta área está localizada a bacia do rio Urubaxi, um dos afluentes do rio Negro, delimitada pelo fragmento mais a oeste, ainda pela margem esquerda do rio Solimões. Estes terrenos são caracterizados por inúmeras marcas de paleodrenagem em sua superfície na forma de paleovales e meandros colmatados (Figura 6.11). Fragmentos menores de TFh1 também ocorrem na margem direita do Solimões, sendo que o maior deles tem como limite o próprio vale do rio Purus, a leste, e os demais fragmentos tem como limite o vale do rio Juruá, a oeste. Esta classe é composta por modelados de topo plano na forma de interflúvios tabulares.

O sistema de drenagem em TFh1 exhibe baixa densidade, com valor da densidade de drenagem de 0,47, e valor do índice de dissecação de 6,95. Similarmente ao que ocorre nos depósitos APt2, a superfície em TFh1 é marcada por feições sugestivas de paleomorfologias fluviais (setas em Figura 6.11-B). Em TFh1, estas feições apresentam limites facetados ligeiramente mais pronunciados que em APt2, sendo que estes limites encontram-se alinhados com a orientação principal de cursos fluviais atuais. Os limites desta unidade com a planície aluvial atual, a sudeste, e

com os depósitos APT2, a nordeste, são relativamente bem marcados por superfícies escavadas em estágios anteriores. Os desníveis topográficos com a planície atual apresentam valores entre 10 a 15 m (Figura 6.11-C), sendo que no contato entre TFh1 e os terrenos APT2, estes valores são de até 5 m somente (Figura 6.11-D).

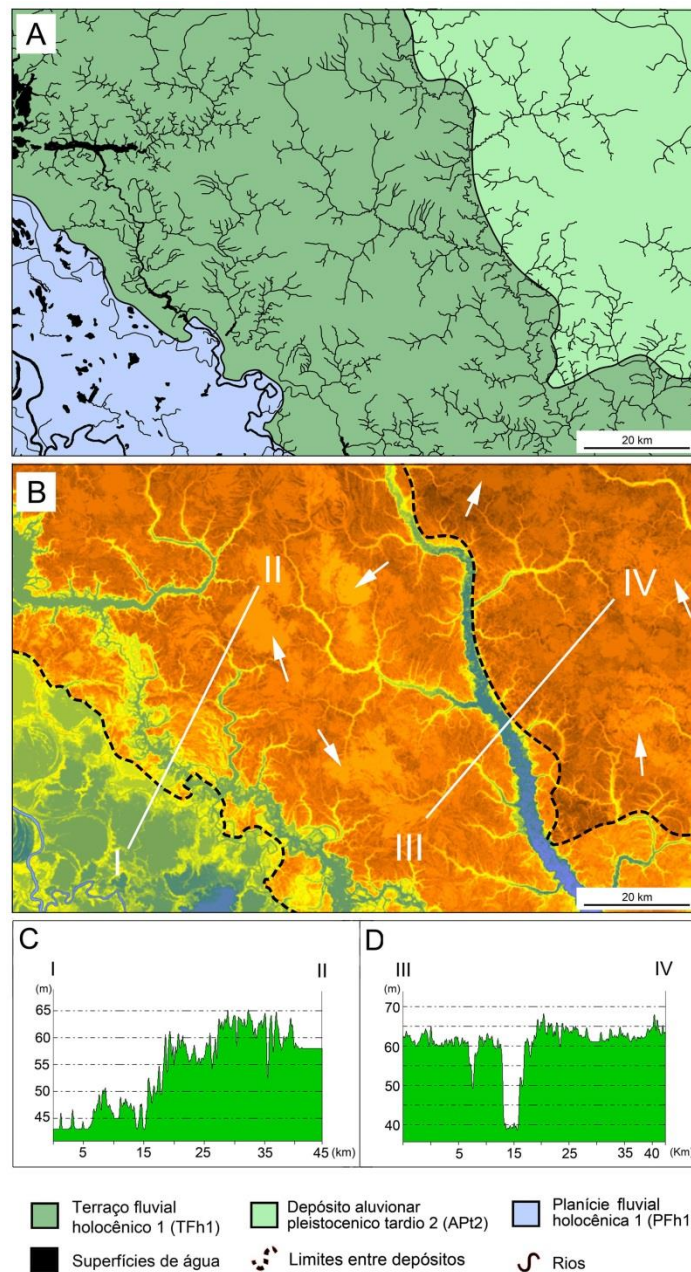


Figura 6.11 - Características da unidade TFh1 (ver localização na Figura 6.7-E). Notar a presença de feições sugestivas de paleomorfologias indicadas pelas setas em B e os desníveis topográficos mais pronunciados no limite com a planície atual (C) e menos pronunciados no limite com APT2, a norte (D).

6.3.1.6. Planície fluvial holocênica 1 (PFh1)

Esta unidade é constituída por planícies fluviais e fluviolacustres elaboradas em sedimentos aluviais recentes e correspondem às várzeas permanentemente alagadas e inundáveis dos rios Solimões, Juruá e Purus. A superfície do relevo é caracterizada por diversas linhas de crescimento de meandros, cicatrizes e marcas de meandros semicirculares, bem como uma variedade de lagos e aluviões fluviolacustres. Estes elementos, bem como as principais quebras topográficas, permitiram que quatro subunidades fossem individualizadas (Figura 6.12). Suas principais características são sumarizadas na Tabela 6.3 e uma descrição detalhada é fornecida nos itens seguintes.

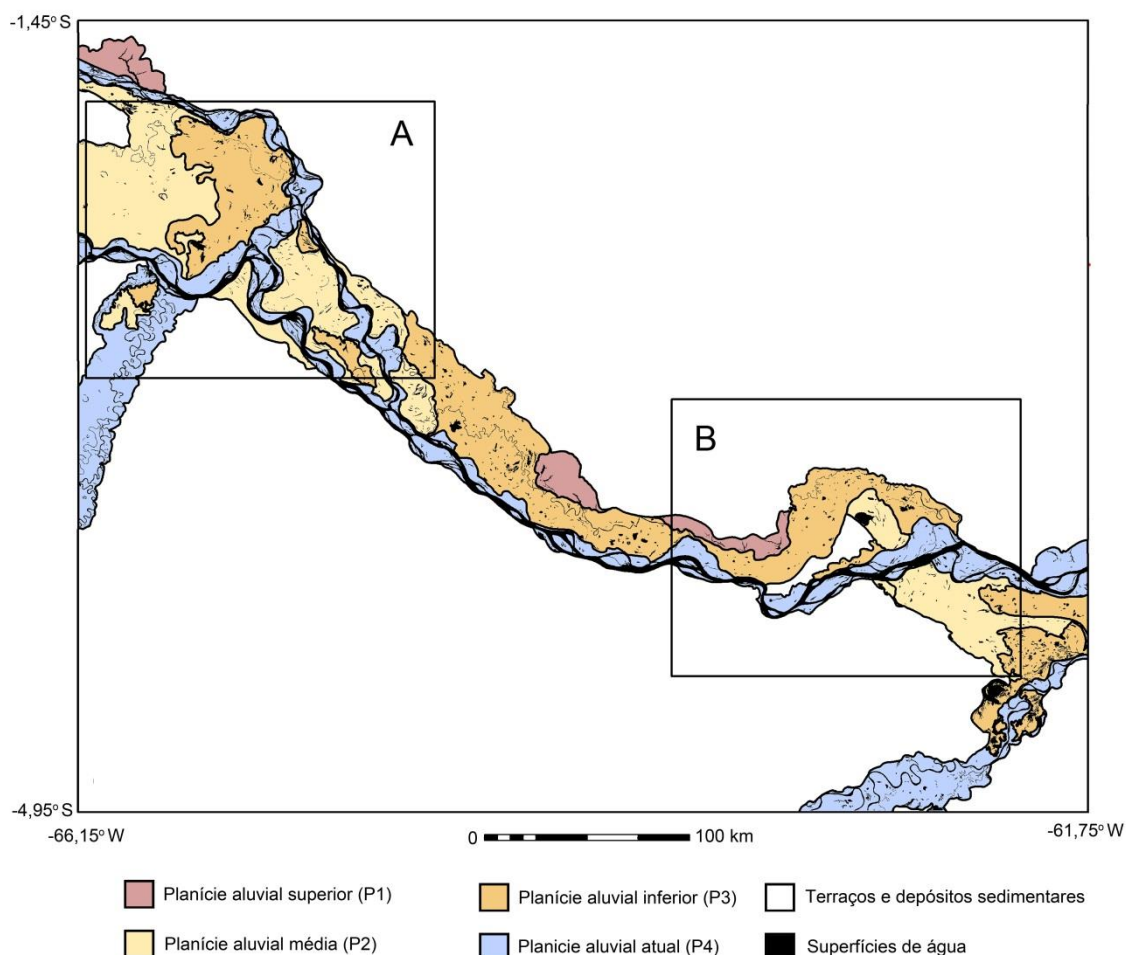


Figura 6.12 - Planícies fluviais dos rios Solimões, Juruá e Purus (PFh1) e subunidades individualizadas para estes depósitos (P1, P2, P3 e P4) (A e B correspondem aos detalhes mostrados na Figura 6.13).

Tabela 6.3. Características principais das unidades individualizadas para PFh1.

Unidade (planície)	Porcentagem da área total	Altitude média (m)	Índice de dissecação	Área recoberta por água
P1	5%	49,4	7,7	3%
P2	26%	46,9	7,2	3%
P3	33%	39,6	7,6	7%
P4	36%	39,8	10,0	25%

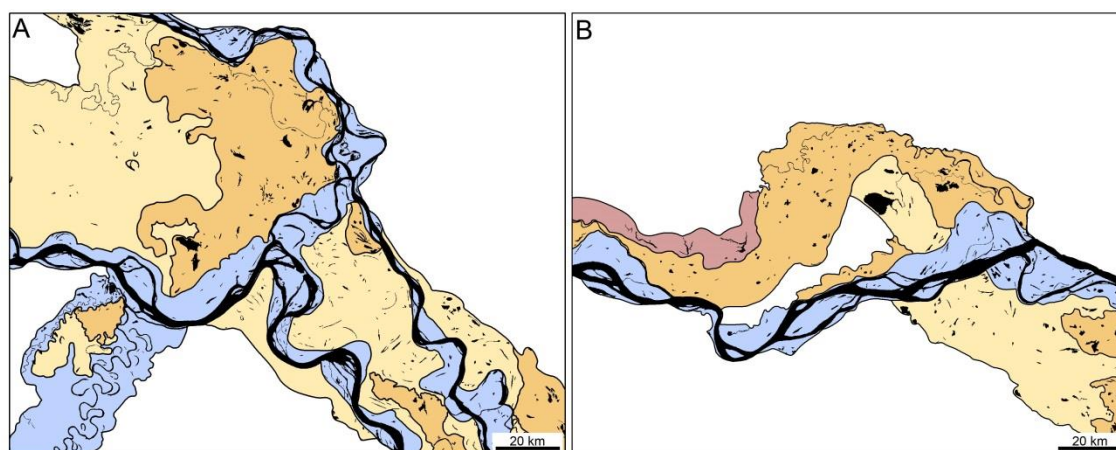


Figura 6.13 - A-B) Detalhes do mapeamento geomorfológico nas áreas onde ocorre amplificação da planície fluvial do rio Solimões. Notar o formato e quantidade de corpos d'água em cada unidade (ver localização em Figura 6.12-A-B).

6.3.1.6.1. Planície Aluvial Superior (P1)

A unidade P1 ocupa apenas 5% da área total da PFh1 e corresponde aos terrenos topograficamente mais elevados, com cotas médias de 49,4 m. Além da posição topográfica, estes terrenos são caracterizados, principalmente, pela menor presença de água superficial e ausência de drenagens ativas. As principais morfologias presentes nestes terrenos correspondem a cicatrizes de paleomeandros e corpos d'água assimétricos de geometria alongada e ramificada, remetendo a antigos canais com padrão dendrítico. O índice de dissecação é relativamente alto (7,7) o que

aliado às características mencionadas acima sugere idade relativamente mais antiga que as demais unidades.

6.3.1.6.2. Planície Aluvial Média (P2)

Esta unidade ocupa 26% da área total da PFh1 e possui altitude média de 46,9 m, estando em posição topográfica mais elevada em relação às unidades adjacentes (P3 e P4). Sua disposição espacial está restrita a áreas onde ocorre alargamento da planície fluvial, porém, possui fragmentos que ultrapassam 3.500 km² de área nas proximidades da foz do rio Juruá. Os corpos d'água ocupam 3% de sua área superficial e exibem morfologia predominantemente estreita, alongada, semicircular e de pequena dimensão, com exceção do Lago Acará. O índice de dissecação é de 7,2, o mais baixo entre as quatro unidades identificadas, e só possui área inundável significativa nas adjacências do Lago Acará, esta associada à dinâmica hídrica sazonal dos tributários da margem esquerda do rio Solimões.

6.3.1.6.3. Planície Aluvial Inferior (P3)

Estes terrenos possuem altitude média de 39,6 m e estão distribuídos por toda PFh1, ocupando 33% da área total incluindo-se fragmentos menores localizados nas planícies dos rios Purus e Juruá. A principal característica desta unidade é a grande quantidade de corpos d'água que, juntamente com cursos fluviais tributários, ocupam cerca de 7% de sua superfície. Estes cursos fluviais tributários são, em grande parte, oriundos dos terraços e depósitos sedimentares externos a PFh1, pela margem esquerda do rio Solimões, e podem correr paralelamente a este rio por longas distâncias. Os lagos presentes em P3 exibem morfologias variadas, desde lagos alongados a lagos com geometria compacta ou circular, sendo que estes apresentam concentração maior em algumas porções do terreno. O índice de dissecação é de 7,6 caracterizando a superfície destes terrenos como mais dissecada que P2, apesar de 7 m mais baixa. Esta unidade limita-se com P4 em grande parte de sua extensão, sendo que os limites com as planícies topograficamente superiores P2 e P1 ocorre predominantemente quando há alargamento ou estreitamento do vale fluvial, respectivamente.

6.3.1.6.4. Planície Aluvial Atual (P4)

Esta subunidade representa 36% da área total de PFh1 e engloba as calhas principais dos rios Solimões, Purus e Juruá, bem como seu entorno imediato, composto, principalmente, por barras de acreção lateral e lagos de pequena dimensão e formato alongado represados entre essas barras. Sua geometria é, em geral, estreita, porém, pode ultrapassar 20 km em alguns pontos devido à amplitude dos meandros, como na planície do rio Juruá. A altitude média é de apenas 39,8 m, sendo que este terreno é recoberto em até 25% por superfícies de água. Estas superfícies são predominantemente representadas pelos rios principais e paranás, visto o sistema lacustre pouco desenvolvido. O índice de dissecação possui valor 10, o mais alto entre as demais planícies aluviais ou subunidades.

6.4. Análise morfoestrutural

Os sistemas fluviais individualizados para a área de estudo e os lineamentos morfoestruturais da rede de drenagem com os respectivos diagramas de direções principais são mostrados pelas figuras 29 e 30, respectivamente.

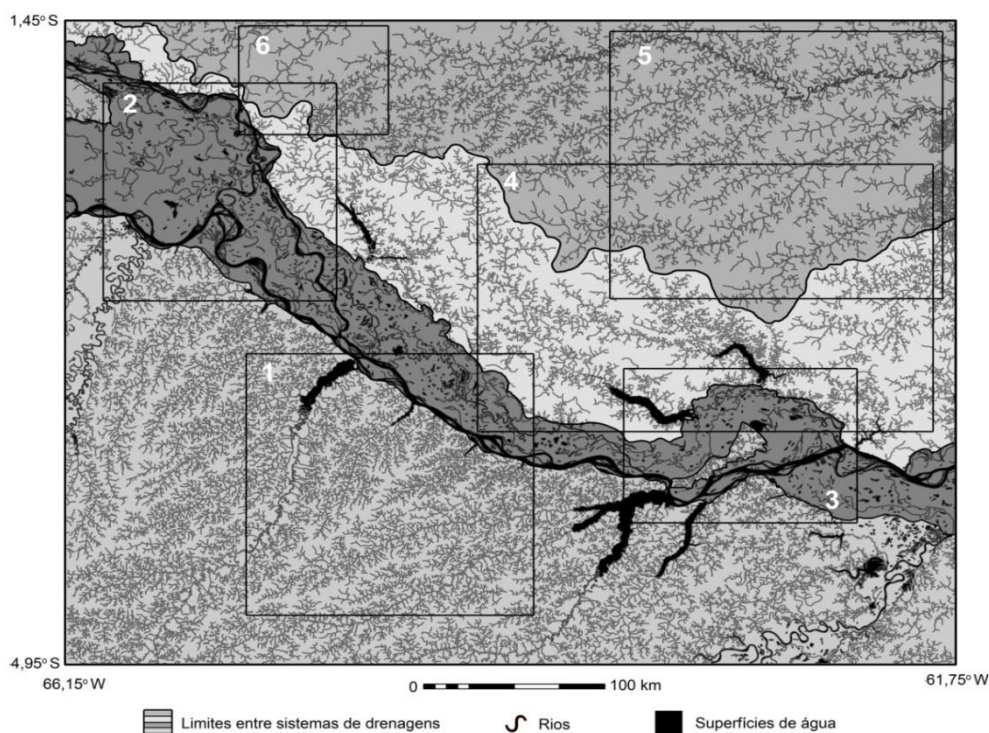


Figura 6.14 - Hidrografia e limites entre os principais sistemas de drenagem presentes na área de estudo de sul para norte: Sistema Juruá-Purus; Sistema Solimões-Japurá; Sistema Solimões-Piorini; Sistema Piorini-Unini (os retângulos 1-6 correspondem aos detalhes mostrados nas figuras 31-35).

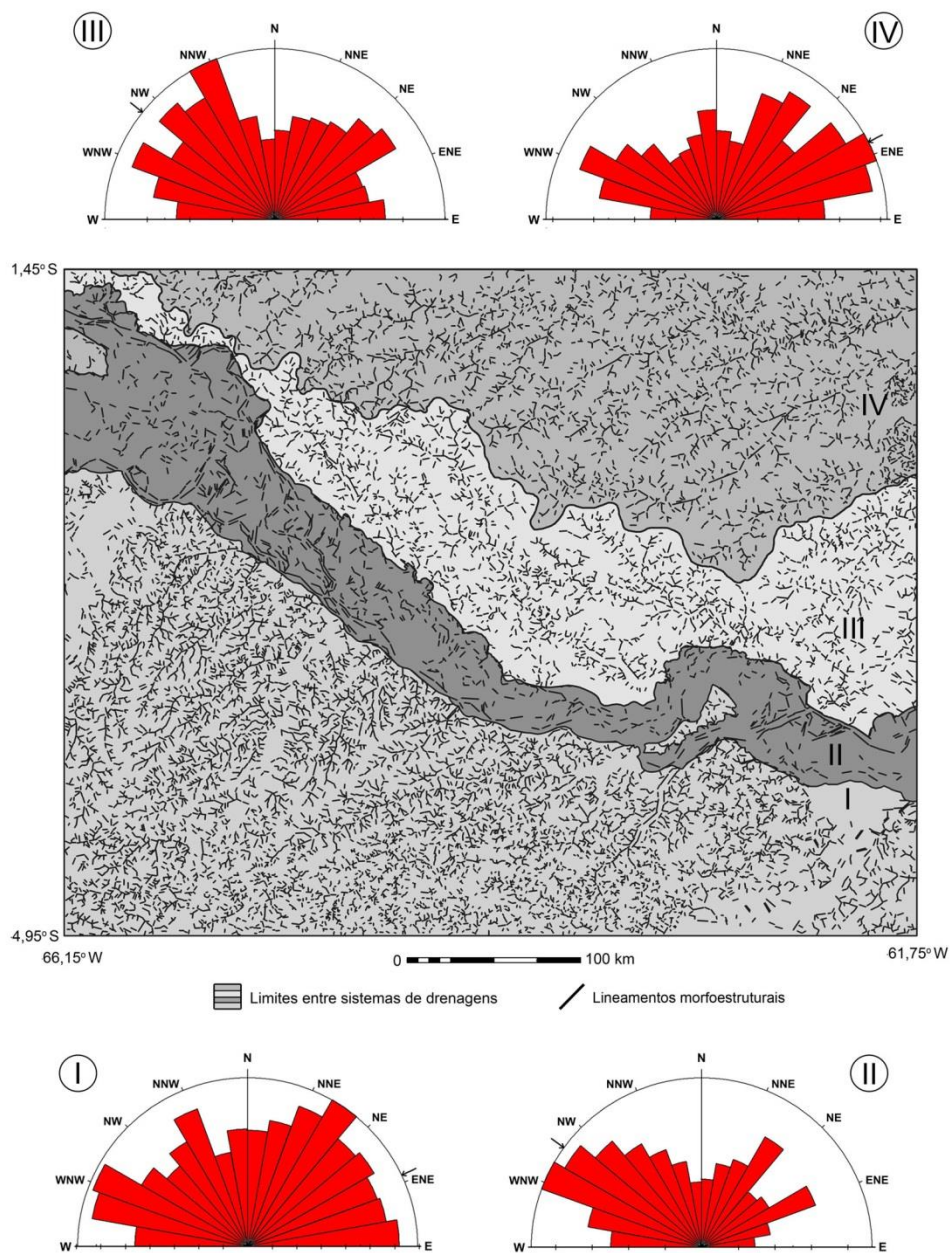


Figura 6.15 - Lineamentos morfoestruturais extraídos para a área de estudo e limites entre sistemas de drenagens (I-IV na imagem central) com os respectivos diagramas em roseta (I-IV) indicando as direções principais dos lineamentos.

6.4.1. Sistema Juruá - Purus

Este sistema é composto pelos afluentes da margem direita do rio Solimões e abrange todo o interflúvio dos rios Juruá-Purus na área de estudo (Figura 6.14). A rede de

drenagem apresenta alto grau de integração e de continuidade, caracterizando estágio de desenvolvimento avançado em relevo composto por interflúvios tabulares a suavemente ondulados de pequena a média dimensão e moderado aprofundamento. Esta rede de drenagem se organizou acompanhando o caimento topográfico dominante para norte-nordeste. Ela configura padrão dominante do tipo paralelo-retangular, mas adquirindo localmente conformação em treliça, com vertentes moderadamente assimétricas, e uma abundância de anomalias em cotovelo (Figura 6.16). Os lineamentos morfoestruturais apresentam direção principal SW-NE, porém, com componentes secundárias significativas de orientações WNW-ESSE, NNW-SSE e E-W (Diagrama I em Figura 6.15).

Os rios principais estão organizados ortogonalmente à planície fluvial do rio Solimões, caracterizando padrão paralelo. Uma característica comum dos canais principais desse sistema de drenagem é o desenvolvimento de lagos represados, particularmente presentes na confluência com o rio Solimões, configurando exemplos clássicos de rias fluviais. Estes lagos possuem morfologias alongadas exibem longos trechos retilíneos acompanhando a orientação dos lineamentos principais e sua ligação com o rio Solimões ocorre por meio de furos. Além disso, vales assimétricos, como os de Tefé e Caiambé (Figura 6.16), são comuns. Em razão da disposição subparalela dos rios principais, os interflúvios apresentam também esta conformação por longas distâncias.

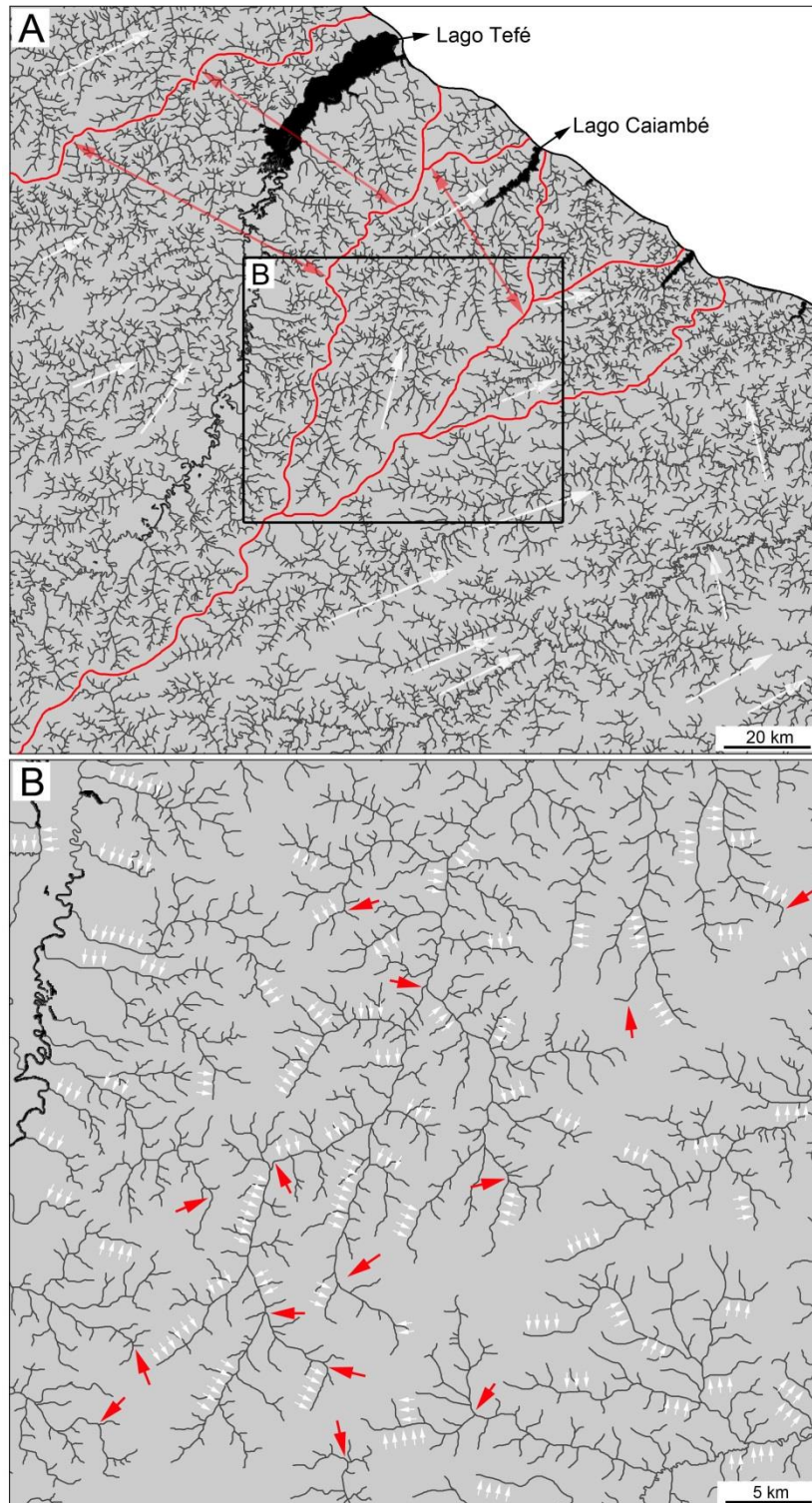


Figura 6.16 - A) Vales assimétricos (setas vermelhas) e paralelismo entre os tributários (setas brancas) são algumas das principais características do Sistema Juruá-Purus (ver localização em Figura 6.14-1). B) Uma abundância de anomalias em cotovelo (setas vermelhas) e trechos retilíneos (setas brancas) pode ser observada na rede de drenagem (ver localização em A).

6.4.2. Sistema Solimões - Japurá

A planície atual do rio Solimões é composta por um complexo sistema de sedimentação holocênica que inclui depósitos aluviais, como lagos, canais, barras em pontal e planícies fluviolacustres. Esse rio varia de retilíneo a multicanal, sendo que ocorrem diferenciações tanto no posicionamento como no distanciamento dos cursos fluviais em relação aos limites de seus vales. Seu direcionamento geral é para NW-SE, porém, ocorrem vários segmentos retilíneos principalmente para NNW-ESE e secundariamente para SW-NE (Diagrama II em Figura 6.15). Na região da foz do rio Juruá, o curso atual do rio Solimões sofre desvio para NE e mantém orientação retilínea nesta direção por cerca de 35 km, quando inflete novamente para SE em ângulo obtuso e adentra a planície de Mamirauá (Figura 6.17-A). Neste trecho, ocorre também a captura do rio Japurá, que é desviado para na direção NW-SE. Conforme este rio adentra a planície do rio Solimões com direcionamento WNW-ESE, o mesmo adquire direcionamento NW-SE até a confluência com o rio Solimões. Ao mudar de direção, seu curso corta obliquamente a planície de Mamirauá. Adicionalmente, além do grande estreitamento da planície fluvial, é possível observar inversão de relevo (Figura 6.17-B).

O padrão do tipo multicanal ocorre em grande parte da extensão do rio Solimões na área de estudo e observam-se paranás de dimensões menores ou similares ao canal principal e, frequentemente, mais sinuosos, correndo de forma paralela ao canal principal. Uma grande quantidade de meandros localizados e com quebras retilíneas pode ser observada até a altura do lago Tefé. Neste trecho, é notável ainda a alternância anômala entre os trechos sinuosos do rio Solimões e retilíneos do rio Japurá (Figura 6.17-A), porém, ambos mantendo direcionamento principal NW-SE até os cursos se fundirem, na altura do lago Tefé. A jusante deste ponto, extensos trechos retilíneos podem ser observados no canal do rio Solimões, o que é acompanhado por sua disposição assimétrica correndo adjacentemente aos limites da planície pela margem direita. Paralelamente a este segmento do rio Solimões, pela margem esquerda, registram-se canais secundários que mantêm seu curso por longas distâncias antes de desaguardarem no rio principal. Nota-se, também, uma abundância de lagos caracterizando drenagem do tipo multibasinal.

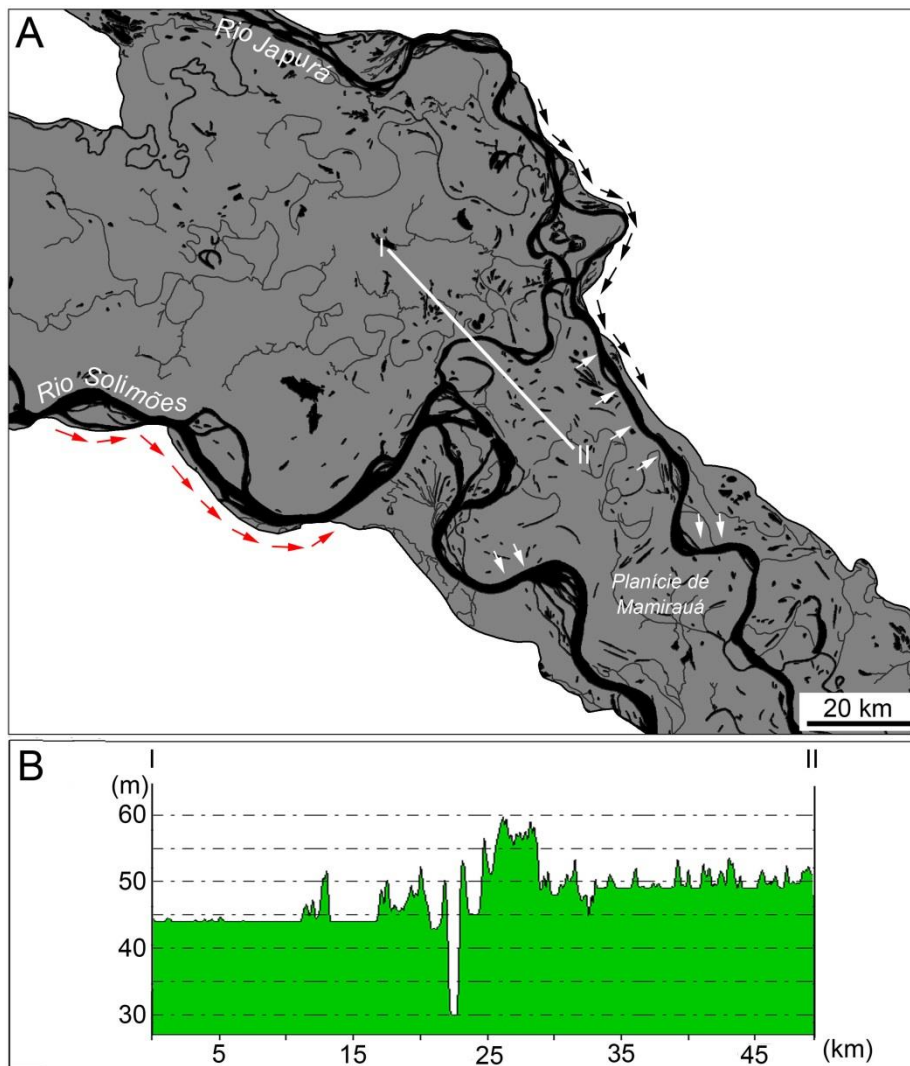


Figura 6.17 - A) Detalhe da junção das planícies dos rios Solimões e Japurá, com a inflexão do primeiro para NE (setas vermelhas) e da captura do segundo por falhas NW-SE (setas pretas), além de alternância entre trechos retilíneos e meandros com quebras acentuadas (setas brancas) na altura da planície de Mamirauá (ver localização em Figura 6.14-2); B) Perfil topográfico indicando porção mais elevada a montante (inversão de relevo) (ver localização em A).

A cerca de 100 km à jusante do lago Tefé, o canal principal do rio Solimões adquire direcionamento E-W até que inflete bruscamente para sul na altura do lado Coari, formando um grande cotovelo de drenagem (Figura 6.18). Esta mudança repentina de curso faz com que o rio Solimões seccione os depósitos mais antigos, desenvolvendo barracos em ambas as margens. Após infletir para sul, o curso do rio Solimões adquire

orientação SW-NE por mais de 100 km, em concordância com o segundo grande sistema de falhas nessa unidade. No lado nordeste, a continuidade do rio Solimões é também interrompida pela incidência de um conjunto de falhas de direção NW-SE que estabelecem os limites da planície pela margem esquerda. Este conjunto de falhas possui reflexo notável na morfologia do lago Acará, que exhibe limite facetado de orientação similar. Neste trecho, o canal do rio Solimões secciona uma planície mais antiga, voltando a correr de maneira adjacente aos limites do vale pela margem esquerda.

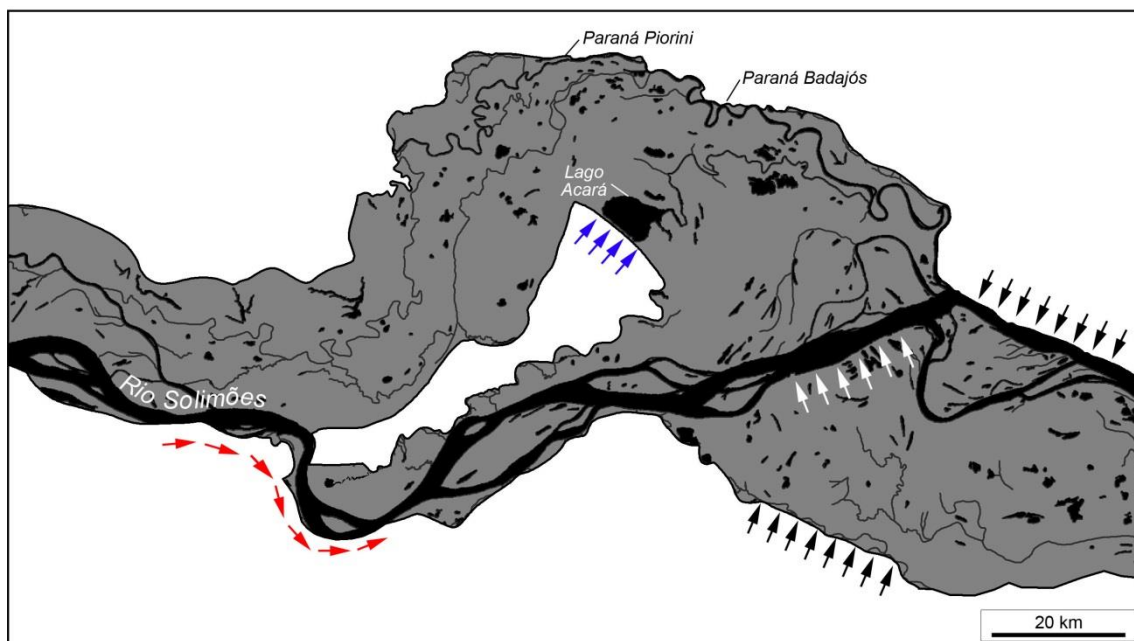


Figura 6.18 - Inflexão brusca do rio Solimões para sul (setas vermelhas) formando grande cotovelo de drenagem. Notar que, após a inflexão para sul, o rio adquire direcionamento SW-NE com longos trechos retilíneos (setas brancas). Em seguida, o canal fluvial é capturado pelo sistema de falhas principais NW-SE voltando a correr de maneira adjacente aos limites do vale. Este conjunto de falhas  responsável também pelos limites retilíneos do vale (setas pretas), inclusive na margem interna do meandro abandonado (setas azuis) onde está localizado o lago Acará (ver localizao em Figura 6.14-3).

6.4.3. Sistema Solimões - Piorini

Este sistema compreende terraços holocênicos e sistemas de drenagem localizados na margem esquerda do rio Solimões e seu limite norte corresponde ao divisor das bacias de drenagem Solimões-Negro na área de estudo (Figura 6.14). Uma grande assimetria de drenagem da bacia do rio Solimões é evidenciada pela disposição e orientação dos tributários da margem esquerda desse rio. Os principais cursos fluviais que drenam este sistema, como os rios Urumutum, Piorini e Badajós, correm paralelamente ao rio Solimões por longas distâncias e seccionam terraços de um paleossistema fluvial.

O relevo correspondente ao sistema Solimões-Piorini é composto por modelados de topo plano ou tabular, estes com baixa densidade de drenagem, fraco aprofundamento, moderada organização e médio grau de continuidade e integração. Os lineamentos morfoestruturais e principais elementos da rede de drenagem possuem orientação geral NW-SE, sendo que as direções NNW-SSE e WNW-ESSE ocorrem com maior frequência (Diagrama III em Figura 6.15). Nota-se, também, uma componente secundária de direção SW-NE, cujos alinhamentos são notáveis nas quebras em cotovelo dos rios e lagos principais. Este feixe de falhas orientado para NE responde também pelos limites desta unidade ou divisores de drenagem na porção leste, cujo curso fluvial principal é o rio Manacapuru (Figura 6.19-A).

Os cursos fluviais apresentam padrão predominantemente retangular com diversas quebras em ângulo reto, porém, os longos trechos retelinizados com moderada assimetria revelam padrão do tipo treliça ou sub-treliça (Figura 6.19), ambos sugerindo forte controle estrutural. Outra característica notável neste sistema é a formação de lagos nas desembocaduras dos rios principais, cujas morfologias alongadas apresentam quebras orientadas de acordo com as direções principais dos lineamentos morfoestruturais.

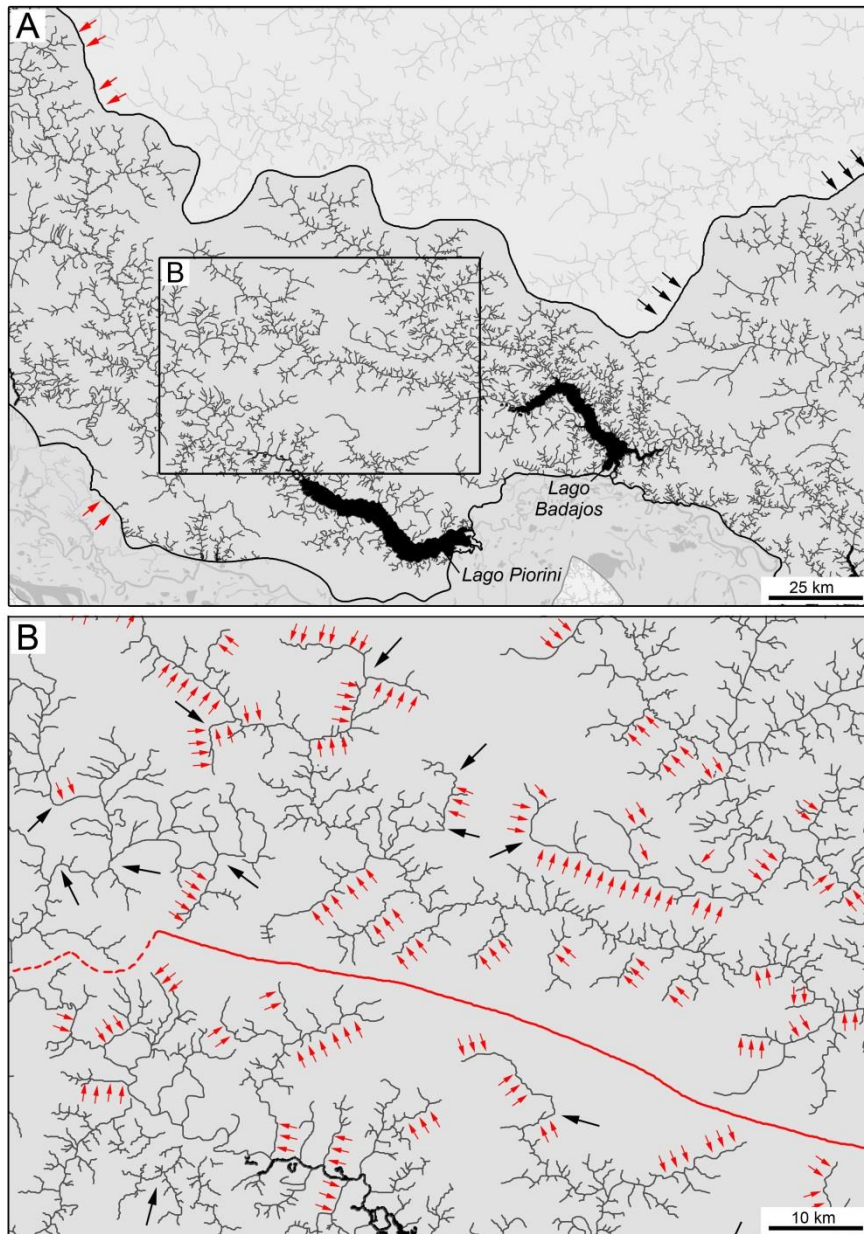


Figura 6.19 - A) Parte central do Sistema Solimões-Piorini mostrando alinhamentos nas margens correspondentes aos conjuntos de falhas principais NW-SE (setas vermelhas) e SW-NE (setas pretas). Notar que os lagos Badajós e Piorini apresentam quebras e trechos retilíneos com direções similares aos alinhamentos nas margens (ver localização em Figura 6.14-4). B) Detalhe mostrando uma abundância de anomalias em cotovelo (setas pretas) e setores retinizados nos cursos fluviais (setas vermelhas). A linha cheia na cor vermelha indica a localização aproximada do divisor de drenagem para as sub-bacias nesta unidade, que também possui alinhamento NW-SE (ver localização em A).

6.4.4. Sistema Piorini – Unini

Ocupando grande parte do interflúvio Solimões-Negro, este sistema localiza-se exclusivamente na bacia do rio Negro e é formado pelo rio Unini, um de seus principais tributários pela margem direita, além dos rios Jaú, Carabinani e Urubaxi (Figura 6.20).

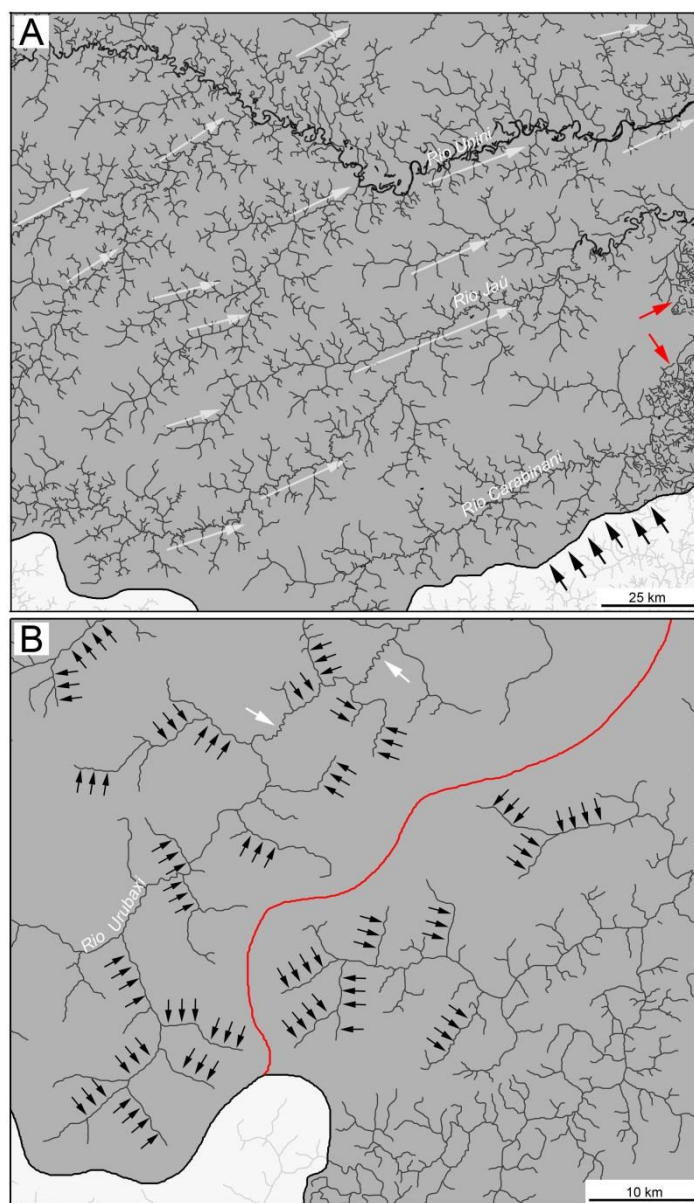


Figura 6.20 - A) Porção leste do Sistema Piorini-Unini onde é possível observar os rios principais orientados para NE e o forte paralelismo entre os mesmos (setas brancas). Notar que os limites da unidade podem apresentar

orientação similar, de SW para NE (setas pretas) (ver localização em Figura 6.14-5). B) Trecho do rio Urubaxi, na porção oeste, onde se registram cursos fluviais relativamente mais sinuosos (setas brancas), baixa densidade e uma abundância de segmentos retilíneos (setas pretas). A linha vermelha divide as bacias dos rios Urubaxi, à esquerda, e Unini, à direita. Notar que as drenagens localizadas nas cabeceiras da bacia do rio Unini exibem baixa densidade e baixo grau de organização, além de grandes trechos retilíneos, similarmente ao que ocorre na bacia do rio Urubaxi (ver localização em Figura 6.14-6).

Os rios que drenam o sistema Piorini-Unini são caracterizados por longos trechos retilíneos nos canais principais segundo direções NE-SW e NW-SE, estas concordantes com as direções principais dos lineamentos morfoestruturais para ENE e WNW, respectivamente (Diagrama IV em Figura 6.15). O padrão de drenagem dominante é do tipo paralelo-retangular, sendo que o padrão em treliça pode ocorrer em tributários dos rios principais. Nestes, é notável a disposição paralela orientada para NE que caracteriza este sistema (Figura 6.20-A), bem como a presença de quebras ortogonais e ângulos de junção ou confluência que variam de ortogonais a agudos. Os rios de maior porte, como Unini, apresentam planícies com margens retilíneas, porém, com trechos de maior amplitude onde o rio frequentemente adquire padrão sinuoso a meandrante.

Os terrenos interfluviais são caracterizados por relevos tabulares de grandes e médias dimensões, com rede de drenagem moderadamente desenvolvida e médio grau de continuidade e integração, além de baixa densidade e fraco aprofundamento. As porções que correspondem aos depósitos Ac, no extremo leste desta unidade morfoestrutural, no entanto, apresentam alta densidade de drenagem e alto grau de organização, visto os terrenos mais dissecados ali presentes. Nota-se, também, que em toda a porção leste, os rios principais exibem maior concentração de áreas inundáveis e planícies fluviais mais amplas, apesar da rede de drenagem fracamente organizada e com baixo grau de continuidade em seus interflúvios.

A bacia do rio Urubaxi, no extremo oeste desta unidade morfoestrutural, é caracterizado por padrão de drenagem retangular. Os canais fluviais apresentam baixo grau de organização, continuidade e integração, além de geometria assimétrica e baixa

densidade. Os canais fluviais principais e tributários exibem trechos sinuosos e uma abundância de segmentos retilíneos (Figura 6.20-B).

6.5. Caracterização das rias fluviais

6.5.1 Rias fluviais na área de estudo

A região do baixo rio Solimões tem uma das maiores concentrações de rias fluviais da região amazônica (Figura 6.21). Estes lagos possuem dimensões que atingem dezenas de quilômetros e ocorrem em ambas as margens do rio Solimões na área de estudo, mesmo tratando-se de terrenos bastante distintos. Nas imagens Landsat é possível visualizar os cursos fluviais principais que apresentam maior carga de sedimentos em suspensão, exibindo superfícies de água em tons azulados. Isto se deve à maior refletância destes corpos d'água em função do maior espalhamento da luz causado pelos sedimentos suspensos. As rias fluviais, por sua vez, que se encontram na foz dos tributários principais, exibem morfologia alongada com águas de cor predominantemente negra.

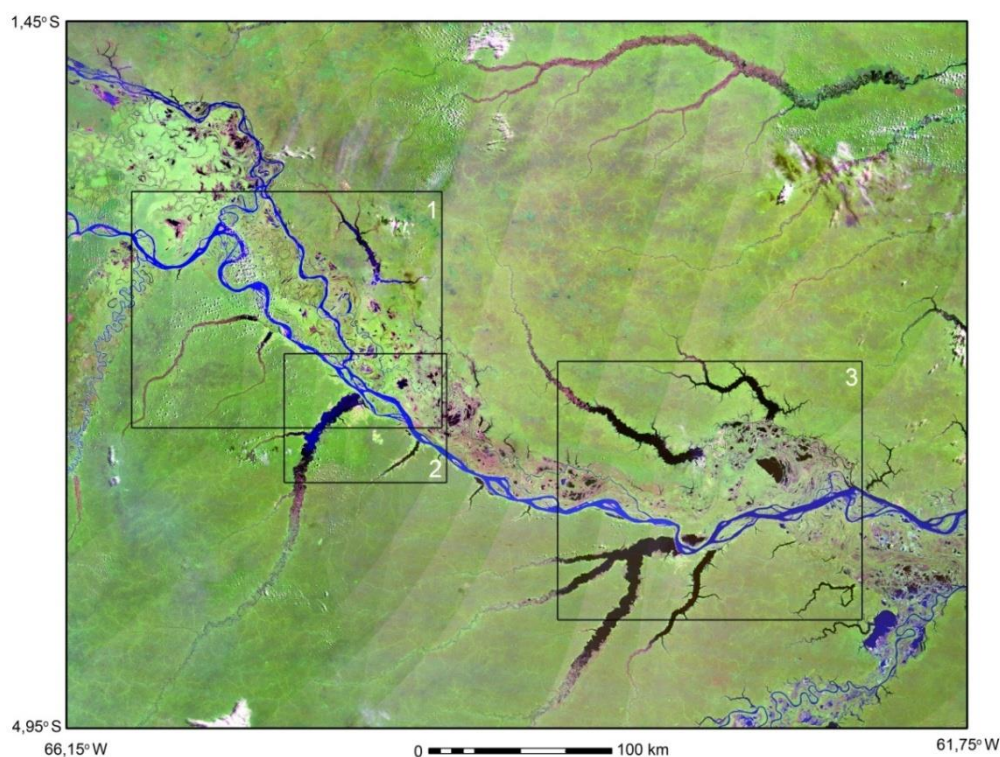


Figura 6.21 - Mosaico de cenas Landsat 4 e 5 em composição colorida RGB/742 para a área de estudo mostrando a grande concentração de rias fluviais. Notar a fácil visualização dos rios e lagos principais, bem como as diferenças na tonalidade das cores em função da carga sedimentar em suspensão (tons azulados e negros com maior e menor carga de sedimentos suspensos, respectivamente).

A orientação geral das rias fluviais na área de estudo, incluindo-se as grandes quebras de caráter eminentemente ortogonal em suas morfologias, possui direção similar aos grandes sistemas de falhas nessa região (Figura 6.22). Os sistemas de falhas referentes ao primeiro pulso neotectônico, de direção NE-SW, tem sua continuidade quebrada por um sistema posterior NW-SE que é responsável pelo direcionamento geral da planície fluvial do rio Solimões (BEZERRA, 2003). Nesta planície são notáveis dois grandes alargamentos nas suas extremidades leste e oeste, onde ocorre maior concentração de rias fluviais. Nestes trechos, as margens retilíneas orientadas para NW-SE estão condicionadas a estruturas do tipo graben responsáveis por estes alargamentos e nos limites do vale do rio Solimões formam-se barrancos com desníveis de até 40 m, principalmente no contato com terrenos pleistocênicos. Secundariamente, sistemas conjugados de falhas de natureza transcorrente, principalmente de orientações E-W e N-S, provocam perturbações significativas nos sistemas de falhas principais (i.e. NE-SW e NW-SE), o que pode é evidenciado inclusive nas morfologias de maior magnitude.

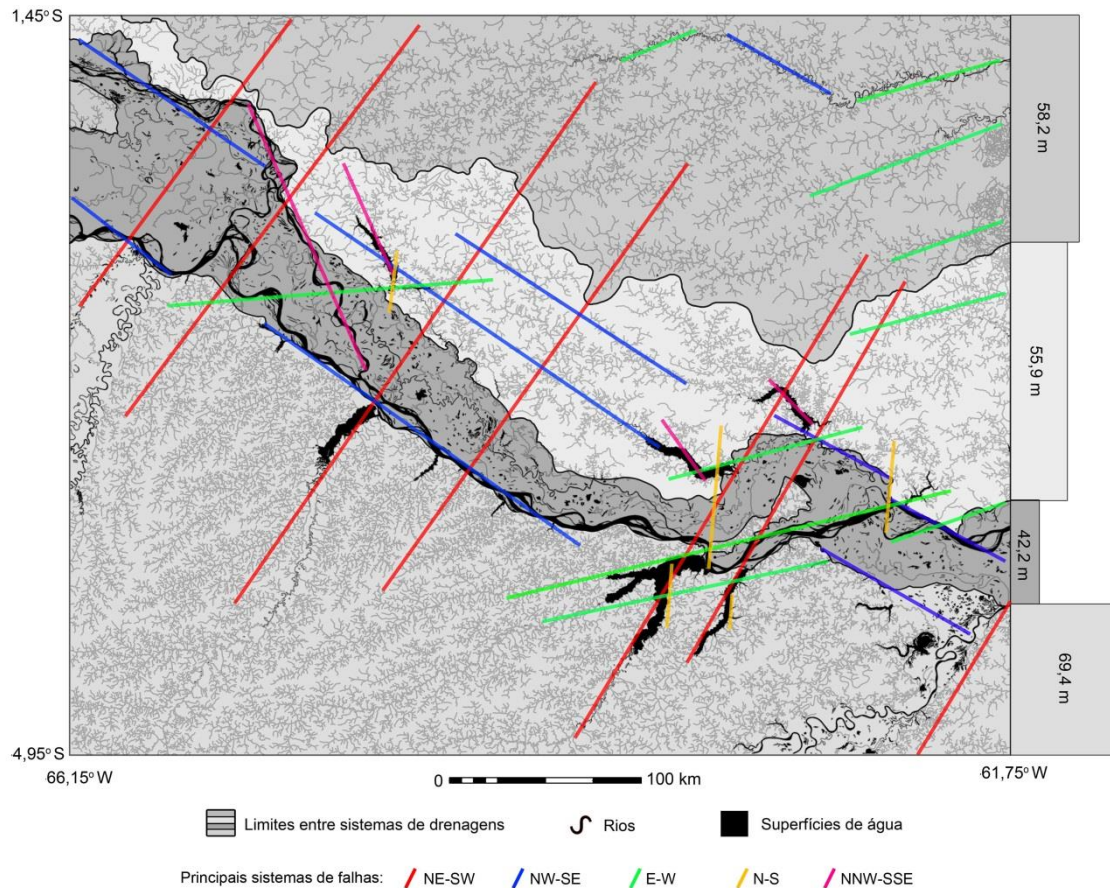


Figura 6.22 - Sistemas de drenagens na área de estudo com indicação da orientação dos principais sistemas de falhas e altitudes médias para cada terreno (lado direito da figura).

6.5.2 Caracterização morfológica das rias fluviais

Na parte noroeste da área de estudo, as principais rias fluviais correspondem aos lagos Amanã e Urini, localizados na bacia do rio Urumutum, um dos principais afluentes do sistema Solimões-Japurá pela margem esquerda, e fazem parte de um complexo de furos, lagos e paranás responsáveis pela conexão dos rios desta bacia com os rios principais (Figura 6.23). A bacia como um todo apresenta assimetria moderada, com vertentes mais longas pela margem esquerda e drena áreas de terraços que, em grande parte do seu curso, posicionam-se pela margem direita.

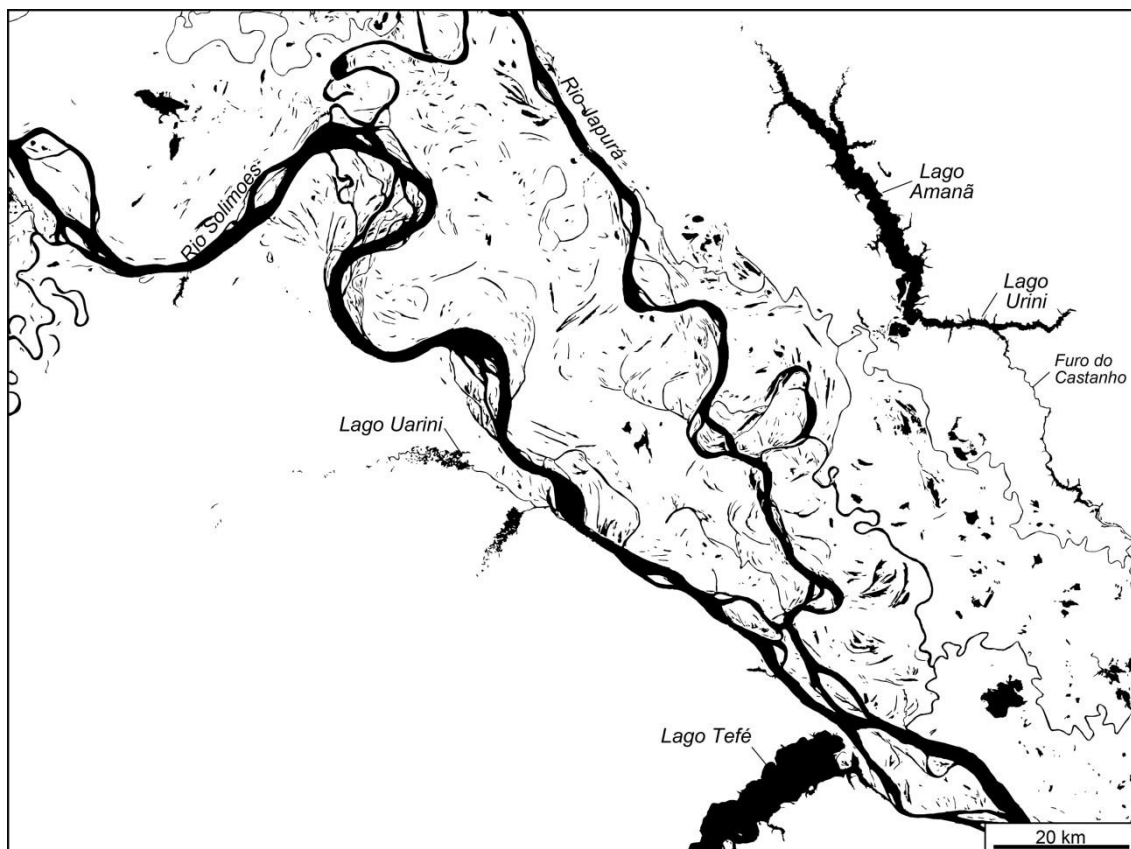


Figura 6.23 - Principais rias fluviais localizadas na porção norte da área de estudo (ver localização em Figura 6.21-1).

O lago Amanã é o corpo d'água de maiores dimensões na bacia do rio Urumutum, ultrapassando 35 km de comprimento e atingindo até 3,5 km de largura nos trechos mais amplos. Este lago possui orientação geral NW-SE por grande parte de sua extensão, sendo que nas proximidades de sua desembocadura assume orientação N-S e fragmenta-se em segmentos menores de até 5 km de comprimento que, frequentemente, são margeados por depósitos lineares de um complexo de furos. É importante notar a disposição retilínea do lago Amanã, bem como a presença de quebras em cotovelo nos seus tributários provocadas por alinhamentos SW-NE e E-W (Figura 6.25). Nas proximidades da conexão dos lagos Amanã e Urini, uma maior refletividade nos corpos d'água é perceptível nas imagens Landsat, que adquirem tons de azuis mais claros relativamente a porções a montante dos rios homônimos, indicando maior quantidade de sedimentos em suspensão (Figura 6.25). Nesta área nota-se também um segmento isolado, porém, com alinhamento similar ao lago Amanã e que possui margens bastante retilíneas e grande quantidade de sedimentos em suspensão, apesar de não ter conexão

direta com as rias fluviais (figuras 39 e 40). Isto se deve ao influxo de sedimento dos rios maiores em direção aos lagos por meio de furos.

O rio Urini, que possui morfologia retilínea com alinhamento E-W, tem suas águas represadas e o desenvolvimento de um grande lago alongado de mesma orientação que se conecta a leste com o lago Amanã e a sul com o furo Castanho (Figura 6.25). Este rio apresenta ângulos de confluência notadamente ortogonais com seus tributários e quebras significativas para NE com segmentos de seu vale bastante retilinizados. Na porção mais a montante, nota-se também a captura de suas cabeceiras por um sistema de falhas E-W, desenhando um padrão paralelo. Outra característica importante é a predominância de tributários mais extensos pela margem direita, e, de forma anômala, conectando-se, por meio do furo Castanho na margem esquerda, com um sistema de paranás que corre paralelamente aos rios principais por dezenas de quilômetros até a altura do lago Coari.

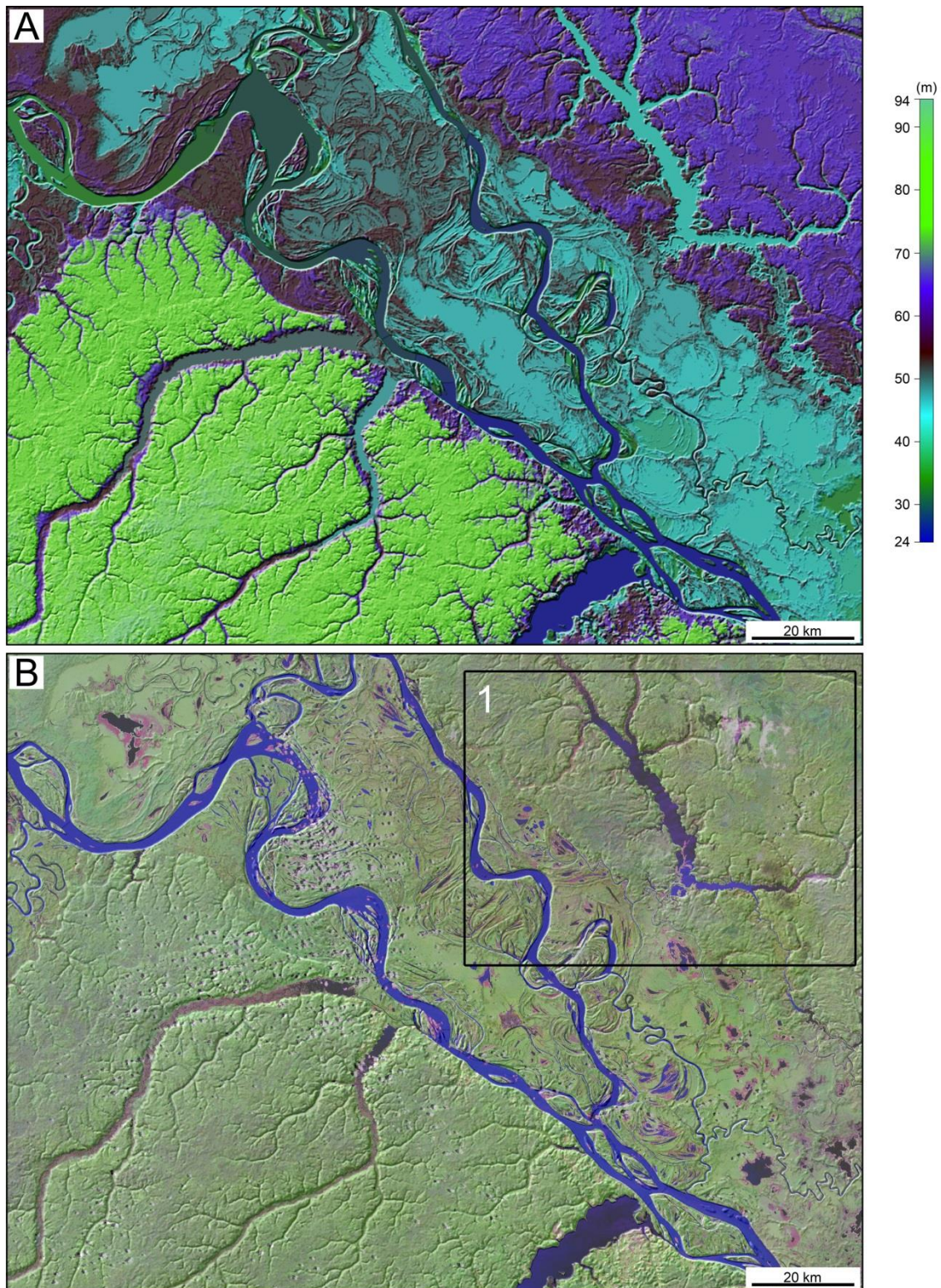


Figura 6.24 - A) MDE-SRTM e B) Imagem Landsat RGB/742 para a porção noroeste da área de estudo (ver localização em Figura 6.21-1).

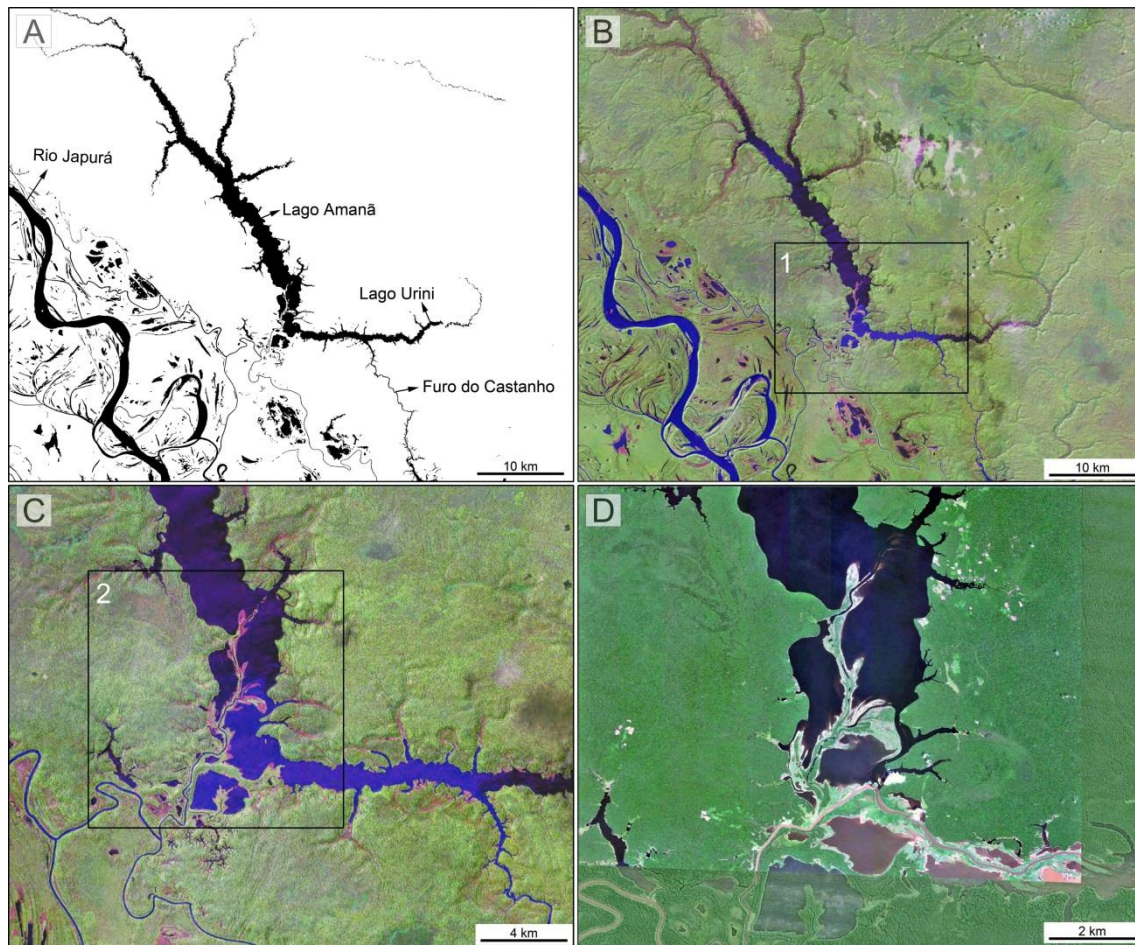


Figura 6.25 - .A) Principais lagos e canais fluviais da bacia do rio Urumutum (ver localização em Figura 6.24-B-1). B e C) Imagem Landsat para o baixo rio Amanã (RGB/742); e D) Imagem derivada de alta resolução derivada do Google Earth para a junção dos lagos Amanã e Urini (ver observações no texto).

A mudança brusca de direcionamento do canal do rio Solimões de E-W para NE-SW é acompanhada por uma inflexão para sul na forma de uma anomalia em cotovelo na altura do lago Coari (Figura 6.26). Esta inflexão, que é controlada por um sistema secundário de falhas com orientação N-S, é o responsável pelo bloqueamento do rio Coari Grande, dando origem a fragmentos de terrenos pleistocênicos isolados e aos lagos Coari e Mamiá. Neste trecho, o rio Solimões parece “cortar” o atual lago Coari, infletindo novamente para NE e posicionando-se sobre o antigo vale do rio Coari, Grande, seu afluente pela margem direita. Para NW, estende-se uma ampla planície abandonada do rio Solimões, que recebe, pela margem esquerda, as águas dos lagos

Piorini e Badajós através de paranás homônimos. Esta paleoplanície possui limites retilíneos a norte, orientados pela incidência de falhas NW-SE, bem como no ponto nodal de sua margem interna ou limite sul do lago Acara.

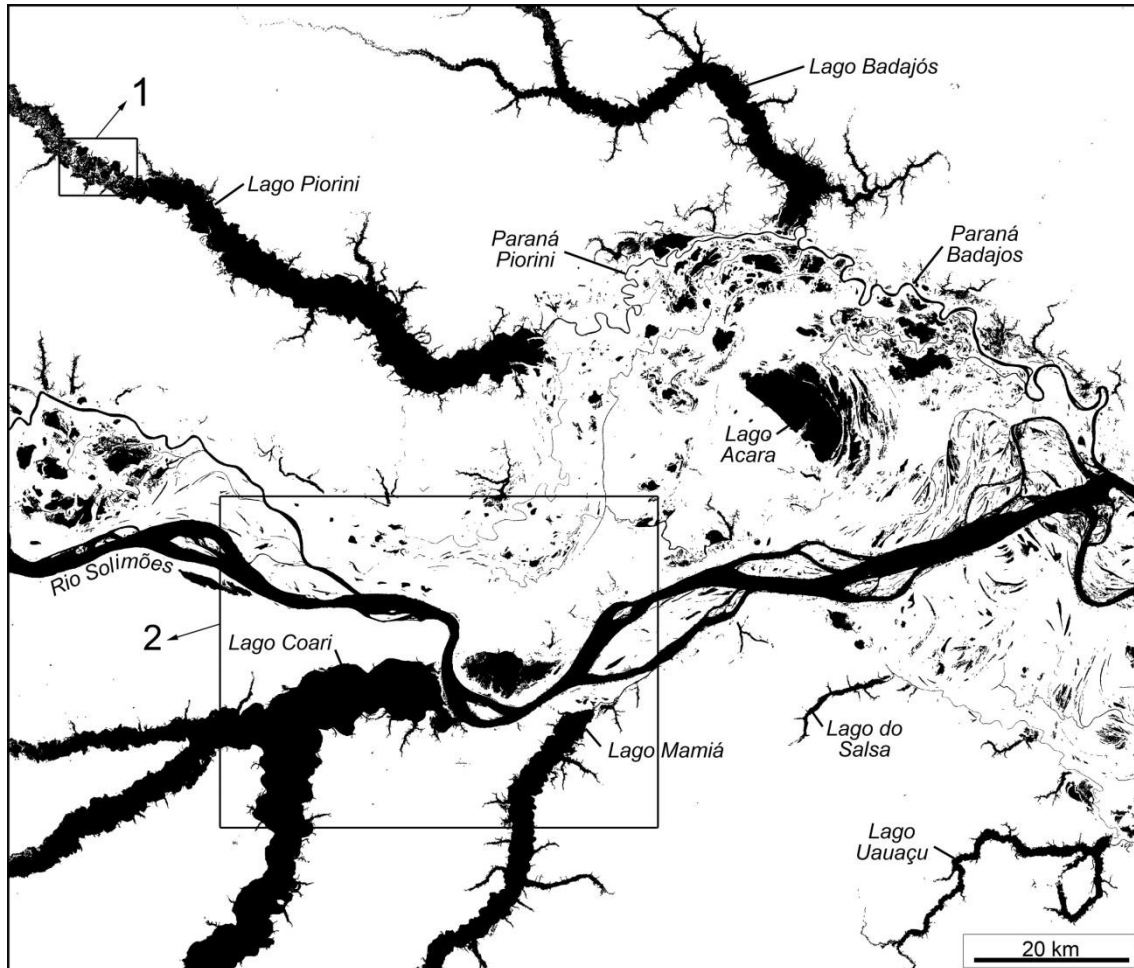


Figura 6.26 - Principais rias fluviais para a região d lago Coari mostrando os principais corpos d'água (ver localização em Figura 6.21-3).

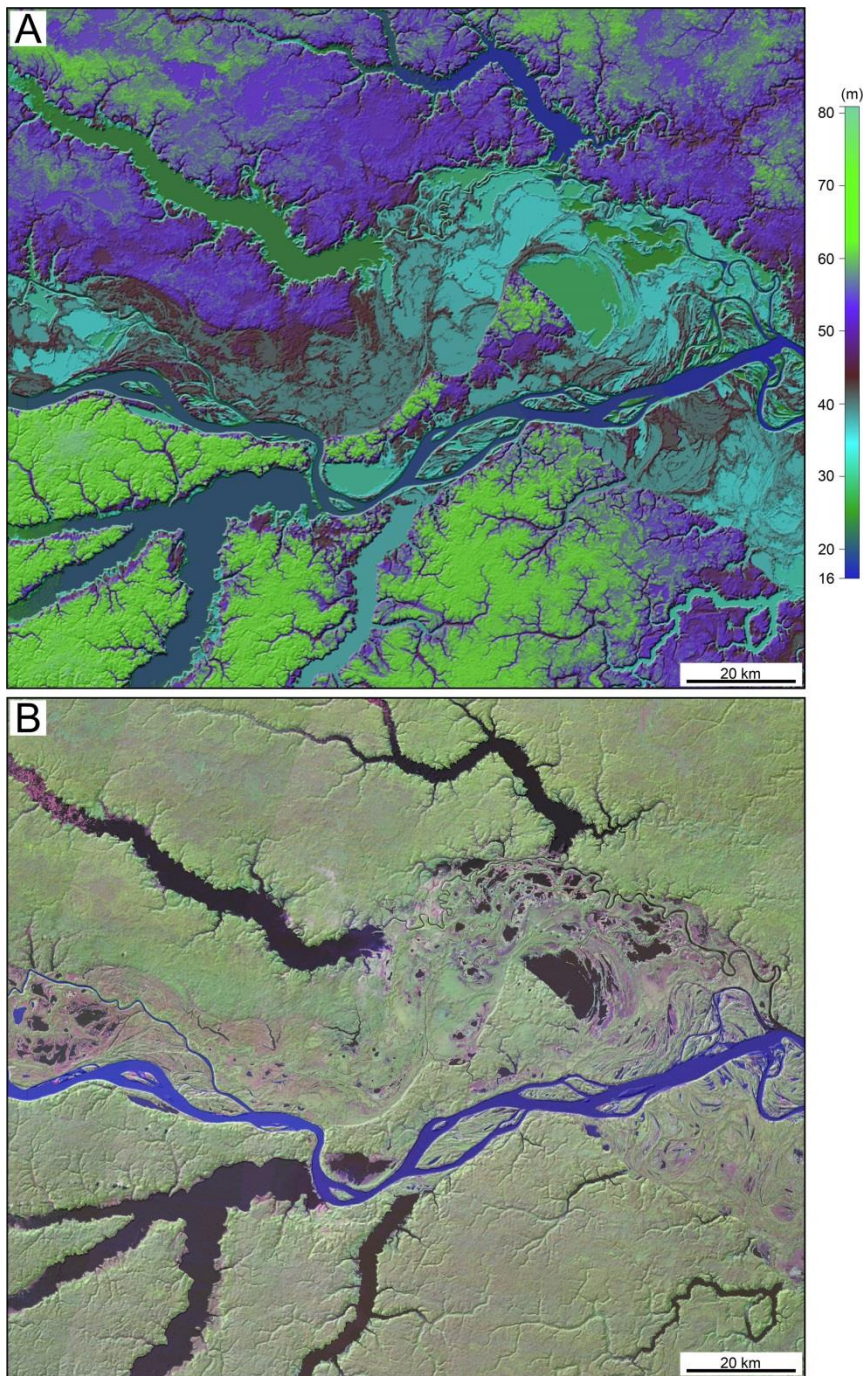


Figura 6.27 - A) MDE-SRTM e B) imagem Landsat RGB/742 para a região de Coari mostrando a variação de altitudes e as principais rias fluviais (ver localização em Figura 6.21-3).

O bloqueamento do rio Coari Grande resultou no afogamento deste rio e de seus tributários pela margem esquerda, dando origem a vales afogados de orientação NE-SW e E-W e com larguras de até 9 km que se fundem para formar o lago Coari. Outro

tributário, porém, pela margem direita do rio Coari Grande, foi também bloqueado dando origem ao lago Mamiá, que se conecta ao Solimões por meio de um estreito furo. É bastante notável a morfologia retilínea presente nas margens destes lagos, bem como nas suas desembocaduras (Figura 6.28).

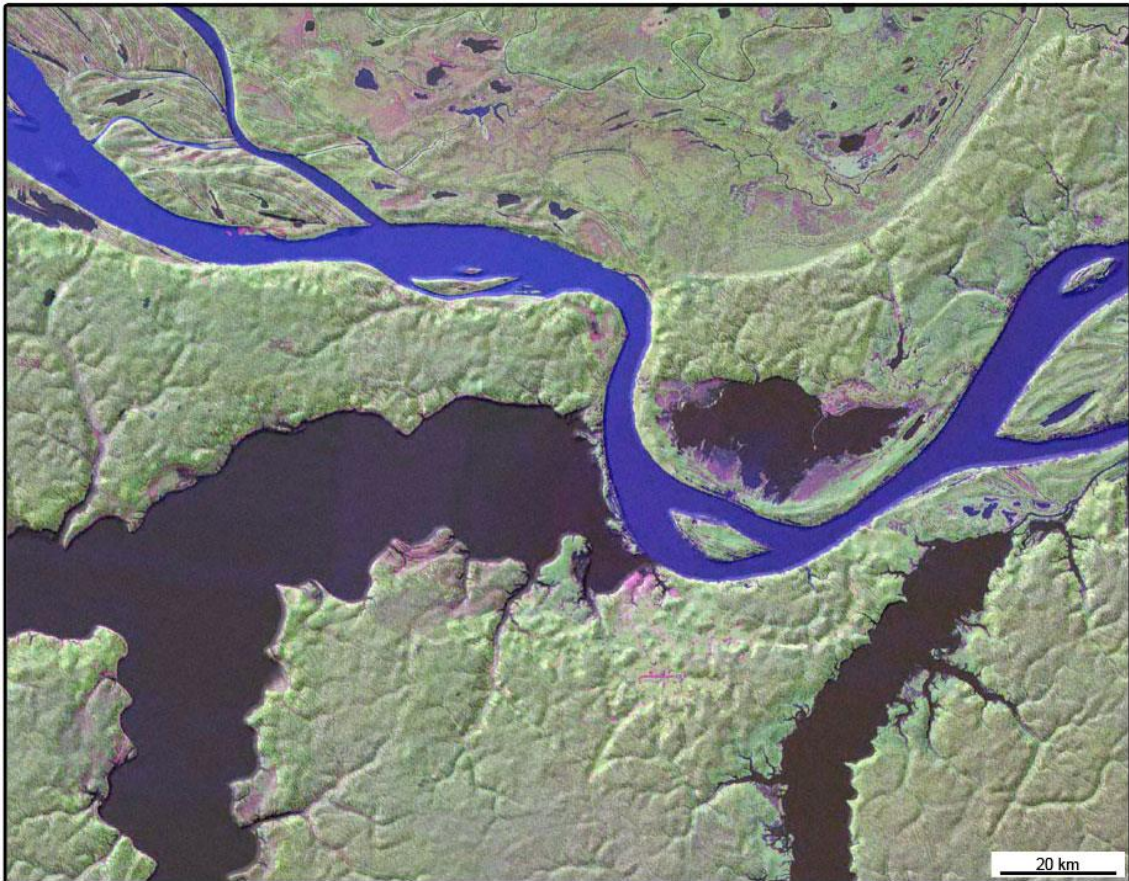


Figura 6.28 - Imagem Landsat com modelo sombreado ao fundo para a região da foz do rio Coari Grande (ver localização em Figura 6.26-2).

O rio Piorini tem seu curso paralelo ao do rio Solimões, apresentando direcionamento NW-SE até desaguar no lago Piorini. Este lago, que pode alcançar até 5 km de largura, mantém o direcionamento NW-SE por cerca de 35 km até que uma grande quebra ortogonal muda sua direção para E-W por cerca de 15 km antes de desaguar na planície abandonada do rio Solimões. Quebras de direção E-W são, também, verificadas nos rios da bacia do rio Piorini, cuja morfologia é estreita, com rede de drenagem pobremente

organizada e sem assimetrias significantes. É interessante notar que o canal principal, mesmo correndo em vales retilíneos, apresenta padrão sinuoso a meandrante antes de tornar-se um lago. Esta transição, no entanto, ocorre por dezenas de quilômetros com alternância entre trechos alagados e não alagados.

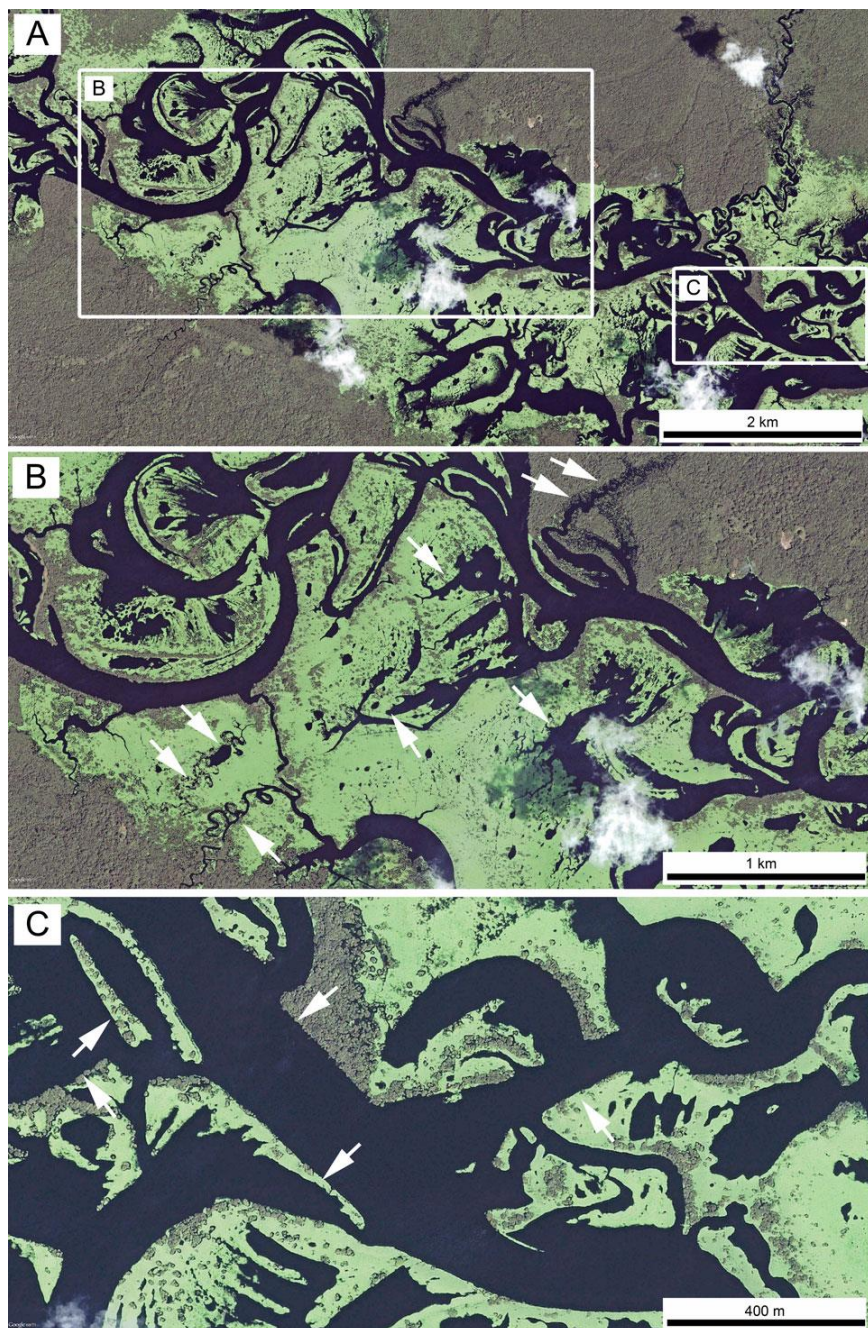


Figura 6.29 - Detalhe em imagens híbridas derivados do Google Earth para segmento localizado imediatamente a montante do lago Piorini (ver localização em Figura 6.26-1).

A bacia do rio Badajós apresenta uma forma menos alongada que a dos demais afluentes do rio Solimões, porém, com uma fraca assimetria geral e direcionamento principal NW-SE. Este rio exibe padrão de canal do tipo sinuoso a meandrante, sendo que nas proximidades de sua desembocadura dá origem ao lago Badajós, que alcança largura de até 6 km. Este lago possui orientação geral NW-SE por cerca de 50 km, porém, com duas grandes quebras em cotovelo com direção NE-SW e comprimento de até 15 km.

Os rios Tefé e Caiambé são afluentes pela margem direita do rio Solimões que apresentam bacias assimétricas, disposição retilínea e abrigam canais meandrantés, com quebras bruscas e acentuadas de continuidade. Estes rios, como grande parte dos tributários nesta margem, exibem amplas planícies e foz afogada, com formação de lagos homônimos (Figura 6.29). Ambos, direção principal NE-SW, drenagem paralela. Drenagem no entorno controlada, falhas NW-SE e E-W (padrão retangular). Morfologia. Tamanho. Margens, quebras.

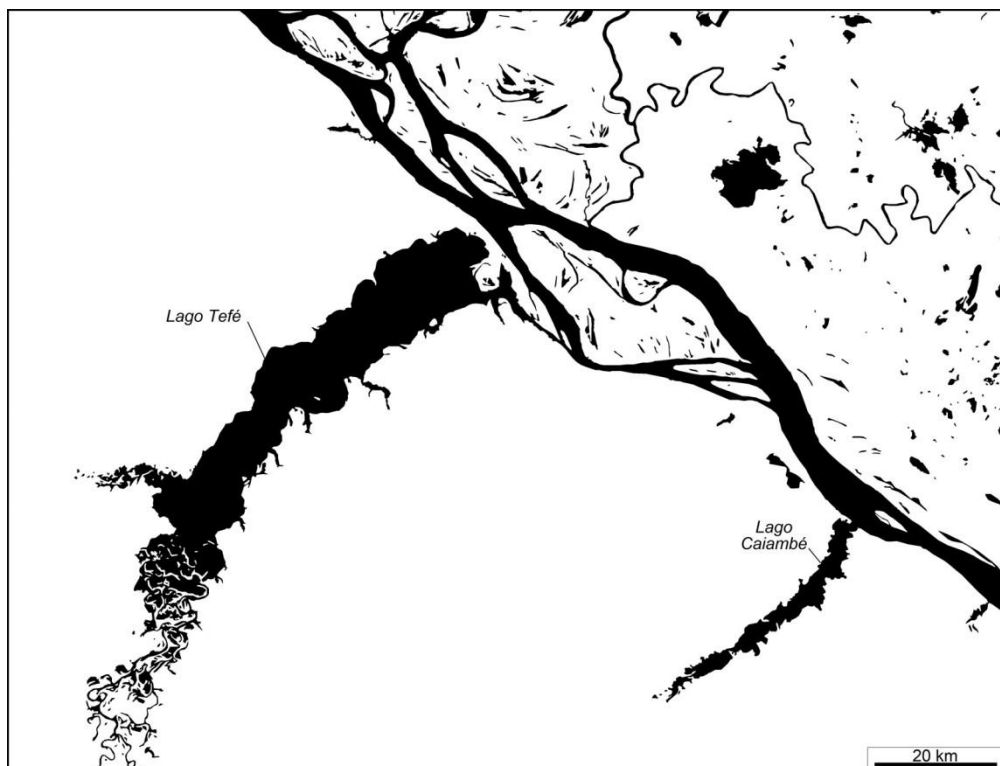


Figura 6.30 - Principais corpos d'água e canais para a região da foz dos rios Tefé e Caiambé (ver localização em Figura 6.21-2)

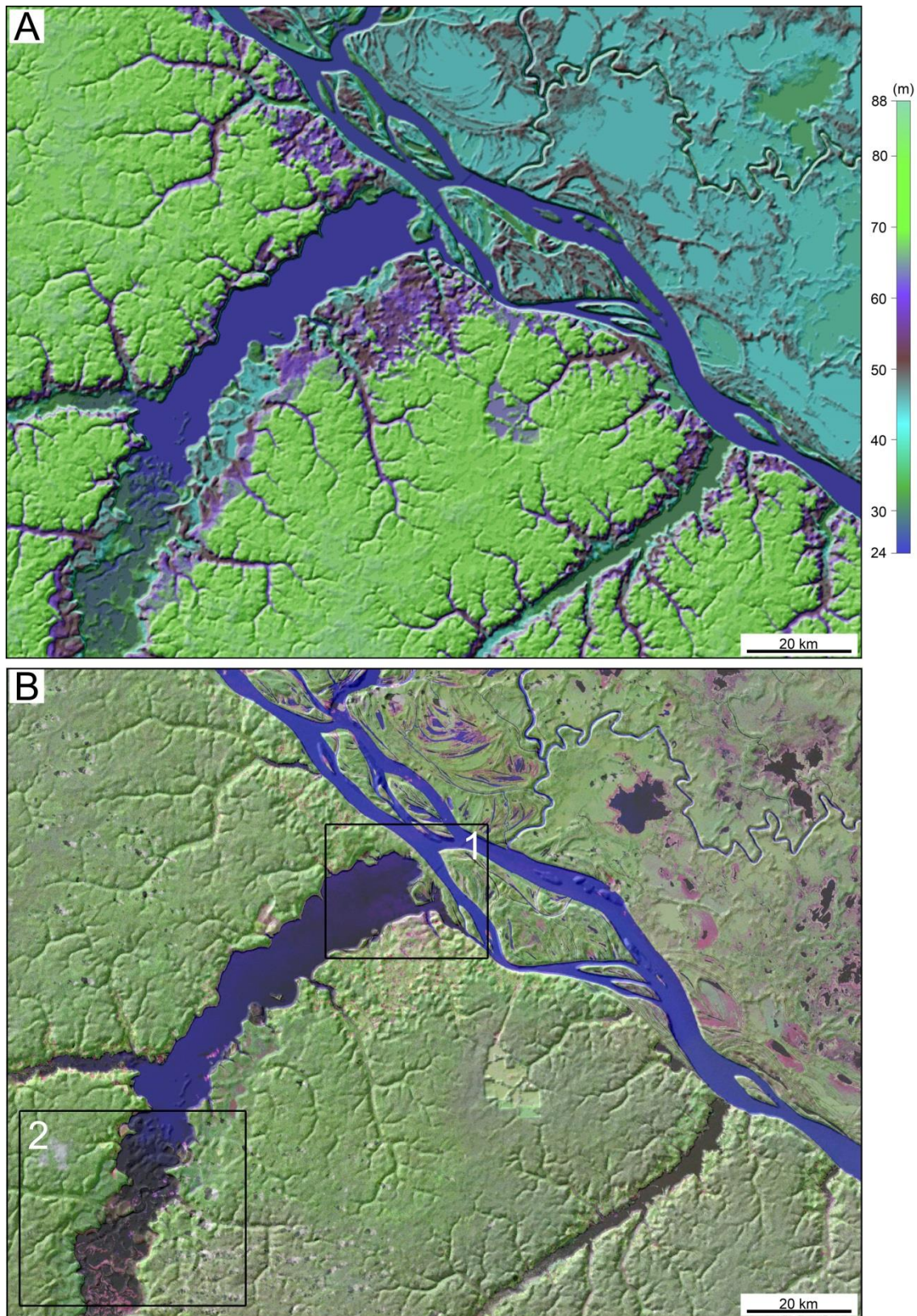


Figura 6.31 - A) MDE-SRTM e B) imagem Landsat para a região da foz dos rios Tefé e Caiambé mostrando a variação de altitudes e as principais rias fluviais nessa região (ver localização em Figura 6.21-2).

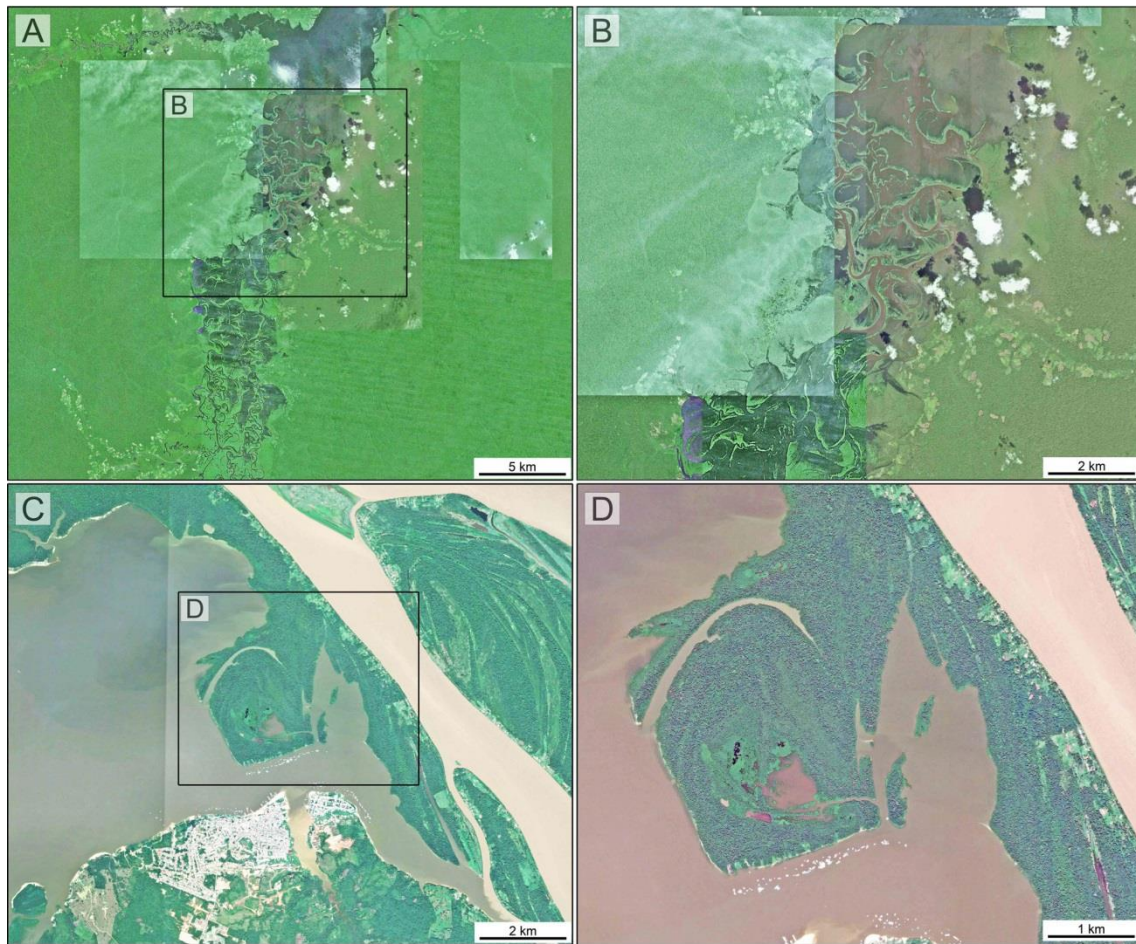


Figura 6.32 - A-D) Detalhes da morfologia do lago Tefé. Notar setores retilíneos tanto nos canais fluviais quanto nas margens dos lagos (ver localização de A e C em Figura 6.31-B-1 e 46-B-2).

6.6. Análise dos dados obtidos em subsuperfície

Os depósitos sedimentares registrados pelos dois testemunhos coletados (Figura 6.33-A) consistem essencialmente de arenitos vermelhos a amarelos e argilas marrons a cinzas. Em ambos os testemunhos os depósitos são organizados em sucessões granodecrescentes para o topo. No testemunho B (Figura 6.33-B), estas sucessões são de até 8 m de espessura e são definidas na base por uma superfície erosiva brusca. Sobre esta superfície encontra-se um pacote com 4 m de espessura de arenitos grossos a médios que exhibe gradação para arenitos muito finos em direção ao topo. Estes arenitos são friáveis, moderadamente para bem selecionados, mesmo com a presença de

laminação cruzada neste trecho. Este pacote de arenito se grada para o topo em um pacote de argilitos de até 4 m de espessura. A zona de transição com o arenito subjacente é definido por um intervalo de cerca de 0,6 m contendo depósitos heterolíticos com geometria ondulada a lenticular. A sucessão granodecrescente para o topo no testemunho B é recoberta por um pacote de 1 m de depósitos heterolíticos lenticulares. Os componentes argilosos da sucessão heterolítica possuem laminação plano-paralela. Uma amostra de sedimento contendo restos de plantas como folhas e galhos da porção média do pacote argilítico indicou idade de 21.547 a 22.285 anos cal AP na profundidade de 1,8 m.

A sucessão granodecrescente para o topo no testemunho C (Figura 6.33-C) é de até 9 m de espessura, ou seja, ela abrange todo este testemunho. A base desta sucessão não foi registrada. A amostragem de sedimentos começa com um pacote de arenitos moderadamente a bem selecionados, com granulação média a fina. Esta litologia é recoberta por um pacote de 1 m de espessura de argilitos com laminação plano-paralela intercalados com camadas de arenitos com granulação muito fina. Uma camada delgada, com 0,3 cm de espessura, com granodecrescência para o topo de arenitos apresentando laminação cruzada e granulação fina a muito fina com base abrupta recoberta por seixos de concreções ferruginosas ocorre na porção inferior dos argilitos plano-paralelos. Em direção ao topo, esta litologia se grada em um pacote com até 6 m de espessura de argilitos maciços com restos de plantas, onde foram registradas idades da base para o topo de: 19.904 a 20.238, 14.881 a 15.667, e 5.928 a 6.124 anos cal AP em profundidades de 5,6, 1,6 e 0,6 m, respectivamente.

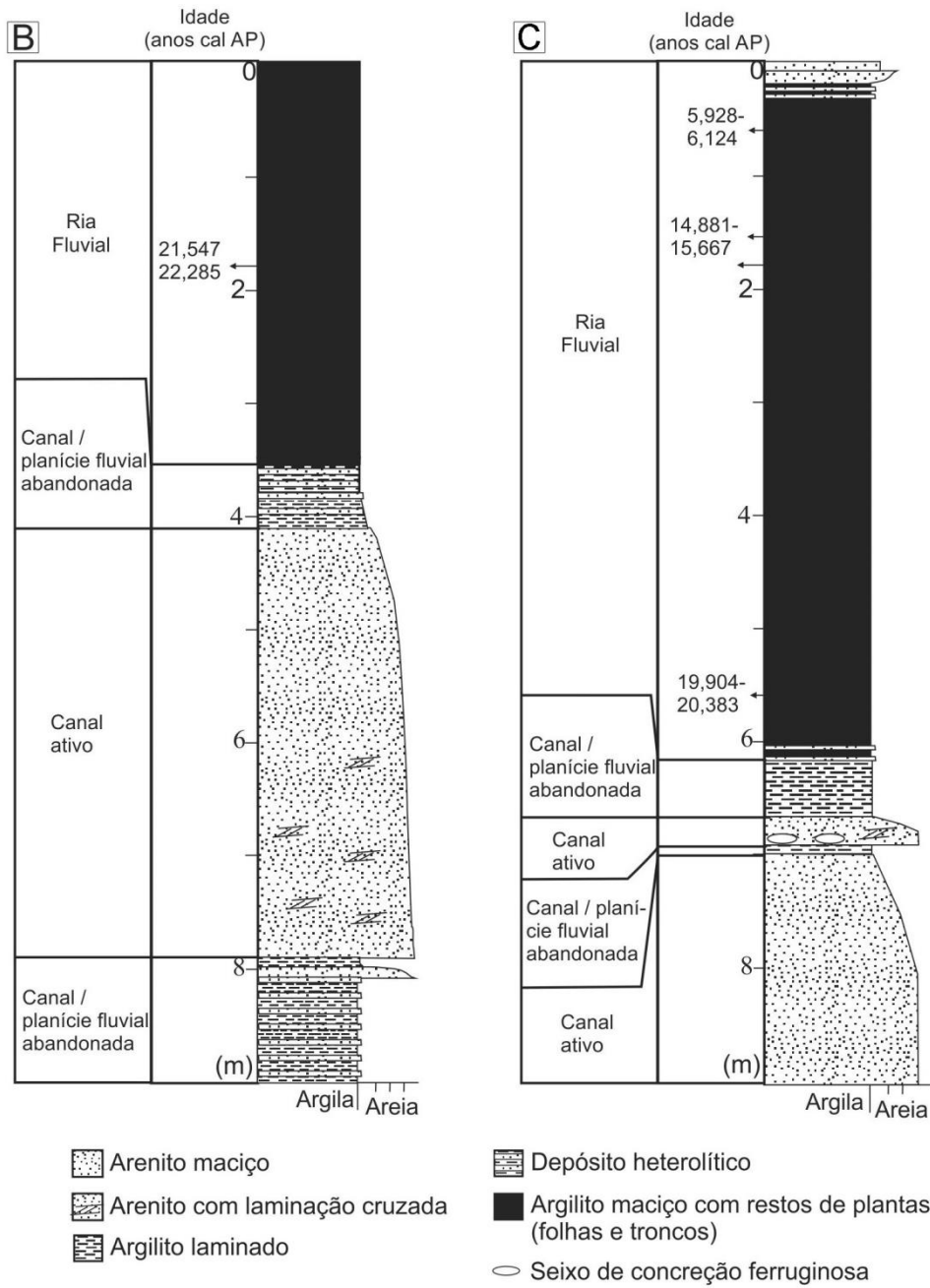
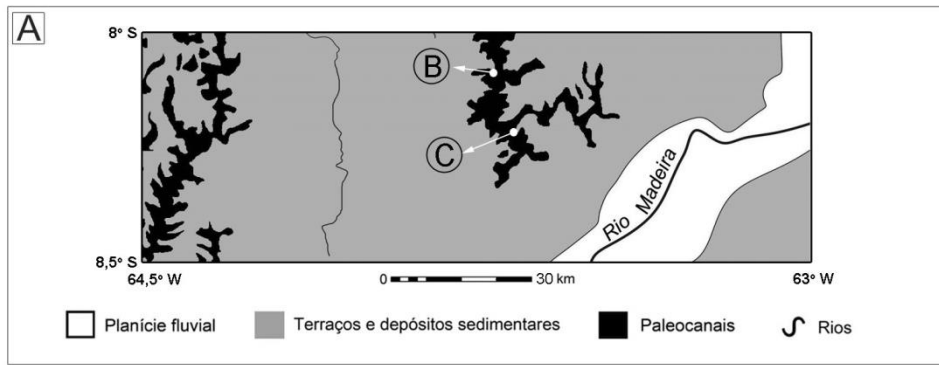


Figura 6.33 - Localização (A) e resultados das análises dos testemunhos (B) e (C).

7. DISCUSSÃO

7.1. Mapeamento geomorfológico por sensoriamento remoto

7.1.1. Extração de corpos d'água

Utilizando-se o fatiamento simples da banda Landsat TM4 ou infravermelho próximo observou-se grande variação na área classificada e grau de concordância. A obtenção de áreas menores e baixo grau de concordância nos limiares menores tem como razão principal o maior valor de refletância para águas com maior carga de sedimentos em suspensão (erros de omissão). Por outro lado, com o aumento do limiar, ocorre um progressivo aumento do número de artefatos. Estes podem corresponder a áreas erroneamente classificadas como corpos d'água (erros de inclusão), principalmente quando localizados fora das adjacências dos corpos d'água principais. Estas áreas foram interpretadas como coberturas de solo exposto, cuja uma maior umidade ou uma baixa atividade fotossintética resultam em falsos positivos. Especula-se também que estes *pixels* possam estar relacionados com efeitos de sombreamento (uniformidade da refletância), complementarmente às características do tipo de cobertura em cada *pixel*. Por outro lado, mesmo considerando as grandes dimensões das feições principais na cena, como lagos e canais fluviais, notou-se a presença de corpos d'água menores em todas as classificações obtidas, confirmando que estes são efetivamente recorrentes na área de estudo.

A utilização de um segundo limiar e regra de vizinhança resultaram em melhor grau de concordância relativamente às classificações por fatiamento simples da banda Landsat TM4 ou infravermelho próximo. Estes resultados mostraram que tanto as águas puras quanto as águas barrentas, com baixa e alta carga sedimentar em suspensão, respectivamente, foram detectadas e classificadas de modo satisfatório. Entretanto, os resultados das classificações são dependentes dos valores de refletância utilizados como limiares. De maneira geral, os valores iniciais ou do primeiro limiar quando baixos tendem a produzir classificações com menor número de artefatos. Já valores altos para o segundo limiar tendem a incluir *pixels* relacionados a áreas inundáveis nas adjacências dos corpos d'água principais. No entanto, notou-se que, em todas as situações em que este método foi aplicado, registrou-se um número menor de artefatos relativamente ao fatiamento simples, além de contornos aparentemente mais precisos e suaves para os corpos d'água e a menor presença de falsas ilhas. Estas características, bem como os

valores relativamente altos para o índice Kappa, sugerem uma diminuição do número de *pixels* erroneamente classificados. Adicionalmente, as regras de vizinhança associadas a este método propiciaram um aumento na capacidade de separação de superfícies de água e *pixels* escuros, como cicatrizes de queimada, já que estes tendem a ocorrer de maneira isolada. Similarmente, estas regras de vizinhança possibilitam também incluir áreas alagáveis adjacentes aos rios principais para mapeamentos onde há interesse em localizá-las sem o efeito colateral de uma grande quantidade de artefatos ou mesmo em imagens da época seca, com menor cobertura de nuvens.

Trabalhos anteriores baseados em estudos de campo relataram que a diversidade das características dos corpos d'água e áreas alagáveis na Amazônia possuem alta variabilidade espectral, o que pode ser explicado pela alta diversidade de componentes opticamente ativos comuns aos rios continentais com ampla planície de inundação (NOVO et al., 2004). Entretanto, como as características do meio físico permanecem as mesmas no caso da cena utilizada, diferenças na concordância dos resultados puderam ser associadas diretamente a características dos métodos. Pode-se, portanto, sugerir que a utilização da metodologia proposta promove robustez dos resultados e aumento da precisão dos limites entre água e outros elementos relativamente ao método do fatiamento simples. Adicionalmente, os resultados indicam a possibilidade de eliminar uma grande quantidade de artefatos, o que pode ser desejável em mapeamentos de áreas extensas ou em escalas menores.

7.1.2. Extração de relevos em planícies amazônicas

Os resultados desta pesquisa revelaram que o MDE-SRTM foi fundamental para a individualização e caracterização dos principais compartimentos geomorfológicos na área de estudo. Mesmo em áreas com pouca expressão topográfica, foi possível reconhecer morfologias presentes na superfície, como meandros abandonados e paleomorfologias. Estas feições não são passíveis de detecção por meio de diferenças espectrais em imagens óticas, fato também já observado em trabalhos anteriores (ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; BERTANI et al., 2013; HAYAKAWA et al., 2010, ROSSETTI et al., 2007, ROSSETTI, 2010). Este produto possibilitou também identificar as quebras topográficas principais, tanto por diferença nos valores de altitude quanto pela presença de relevos e marcas de erosão na superfície (escavação). Adicionalmente, os perfis topográficos baseados no MDE-SRTM auxiliaram na

detecção de áreas deprimidas, além de permitir estimar o grau de entalhamento ou profundidade dos vales e reconhecer a tipologia do modelado durante a caracterização geomorfológica, mesmo com a limitada penetração da banda C nos dosséis florestais.

Os subprodutos do MDE-SRTM obtidos por meio da aplicação de esquemas de cores permitiram ressaltar elementos da topografia, facilitando a descrição e vetorização dos limites entre terrenos. Este subproduto foi também utilizado para geração do mapa topográfico, e possibilitou uma melhor visualização de características presentes na superfície dos diferentes terrenos, além dos caimentos topográficos principais. Outro subproduto de destaque refere-se ao índice de dissecação, que promoveu a quantificação de variações de menor ordem através de uma média obtida por unidade ou classe geomorfológica. Entretanto, a distinção entre terrenos utilizando-se este índice de forma isolada não é encorajada. Isto se deve a valores relativamente próximos encontrados para terrenos diferentes, sendo que outras características descritivas foram utilizadas de forma conjunta para individualização de classes na área de estudo. Estas características consistem dos valores médios de altitude, densidade de drenagem e tipo de relevo, as quais se complementam e possibilitaram a diferenciação entre terrenos de forma menos subjetiva, reforçando interpretações de caráter visual e auxiliando comparações entre as classes.

7.1.2.1. Segmentação por diferença altimétrica para extração de morfologias

O MDE-SRTM tem sido utilizado com sucesso para o mapeamento de morfologias em planícies fluviais amazônicas (p.e. ROZO et al., 2012). Portanto, abordagens que visem a extração automática destas feições são de grande interesse, visto que esta tarefa tem sido realizada por vetorização manual, tornando-se custosa em tempo e subjetividade.

Nesta pesquisa foi introduzida uma nova metodologia baseada em técnicas de segmentação de imagens de sensoriamento remoto, as quais foram aplicadas ao MDE-SRTM. Como segmentação inicial ou em nível de *pixels*, utilizou-se o algoritmo *Multiresolution* dentro do aplicativo eCognition (TRIMBLE, 2015). Este procedimento permitiu obter segmentos que englobam múltiplos *pixels* e que possuem relação topológica ou de vizinhança entre si, além de tamanho e orientação geométrica (i.e. compacidade) dos segmentos definidos pelo intérprete, ou seja, ajustadas às características da imagem ou, nesse caso, do MDE. É importante ressaltar também que este algoritmo permite que os resultados obtidos sejam totalmente reproduzíveis por

meio da utilização de parâmetros específicos (Cor, Forma e Escala). O refinamento posterior desta segmentação pela técnica de diferença altimétrica permitiu que seis diferentes níveis fossem gerados, sendo que os próprios valores de altitude do MDE são utilizados como critério para fusão entre segmentos vizinhos. Estes valores são utilizados de maneira personalizada, através de um limiar (i.e. valor máximo), aumentando a significância dos resultados se comparado a um processo de segmentação tradicional. Isto se deve a condição de que nos segmentos resultantes a diferença altimétrica máxima entre a média de segmentos vizinhos seja de um valor conhecido e fixo, possibilitando a imposição de um desnível topográfico ou diferença vertical singular para estes segmentos com base nos valores de altitude do MDE.

Os resultados do refinamento da segmentação do MDE-SRTM por diferença altimétrica exibem grandes variações do número de segmentos obtidos em cada nível, bem como da manutenção ou supressão de limites entre morfologias à medida que se altera o limiar. No caso de um limiar baixo, por exemplo, uma grande quantidade de barras arenosas tende a ser individualizada. Porém, à medida que o valor do limiar é aumentado, apenas as barras que apresentam maior variação de altitude em relação ao entorno são individualizadas, que neste caso geralmente constituem-se das barras formadas mais recentemente, e localizadas preferencialmente em áreas próximas aos canais principais, como as barras de acresção lateral. Por outro lado, morfologias de lagos colmatados e aluviões fluviolacustres, por sua natureza topográfica mais homogênea, tendem a ter um aumento de sua área com o aumento do limiar. Isto ocorre em função da eliminação de barras arenosas de menor porte, as quais ocorrem frequentemente no interior destas morfologias. Portanto, os diferentes níveis resultantes para cada limiar podem atender diferentes objetivos e escalas de mapeamento, os quais são avaliados e definidos pelo intérprete. É importante observar que nas áreas amostrais, apesar da pouca variação topográfica, foi possível detectar e obter limites satisfatórios para diferentes tipos de morfologias, principalmente no caso de valores de limiar menores. O resultado da segmentação em cada nível pode ser facilmente exportado na forma de vetores, o que demandaria grande esforço no caso da extração manual em mapeamentos de maior amplitude geográfica e que exijam níveis de detalhe similares.

7.2. Caracterização geomorfológica e análise morfoestrutural

Os resultados da caracterização geomorfológica revelaram a presença de terrenos bastante distintos, apesar do relevo geralmente pouco variável e pouco dissecado, além das amplas planícies fluviais e terraços presentes na área de estudo. Adicionalmente, o quadro revelado pela análise morfoestrutural é interpretado como resultante do desenvolvimento de pulsos de movimentações tectônicas. A presença de alinhamentos com orientação dominante NE-SW na área de estudo foi associada a um pulso transpressivo de natureza transcorrente, sendo que os alinhamentos com orientação NW-SE foram associados a falhas resultantes de um segundo pulso, porém, transtensivo (COSTA et al., 1996). As características da rede de drenagem revelaram os principais lineamentos morfoestruturais que possibilitaram evidenciar controle estrutural por sistemas de falhas no desenvolvimento da planície do rio Solimões.

Primeiramente, a captura do rio Japurá que, da mesma forma que o rio Solimões, teve seu curso adaptado a alinhamentos de direção NW-SE, é um dos elementos mais notáveis na rede de drenagem da porção leste da área de estudo. Nesta área foram observados terrenos subsidentes, causando inversão de relevo, e sugerindo a presença de falhas normais e rebaixamento de blocos associados à origem da planície de Mamirauá. A presença de terrenos pleistocênicos na margem esquerda do rio Japurá, onde a rede de tributários tem extensão inexpressiva, sugere a presença de um bloco soerguido a NW, estando a planície no bloco rebaixado. Notou-se, portanto, que a alternância entre áreas rebaixadas e soerguidas acontece preferencialmente nas áreas onde ocorre alargamento da planície fluvial do rio Solimões. Nestas áreas, as margens retilíneas da planície indicam direcionamentos concordantes com os alinhamentos principais NE-SW e NW-SE, desenhando geometrias retangulares a trapezoidais que sugerem a presença de estruturas do tipo gráben. Estas estruturas evidenciam movimentação vertical ou oblíqua. Áreas com concentrações de lagos ao longo da planície do Solimões, que configuram anomalias do tipo multibasinal, são evidências complementares da presença de blocos abatidos.

A retilinearidade de longos trechos do canal do rio Solimões marcada por lineamentos NW-SE se repete também nos limites do sistema Solimões-Piorini, caracterizado pelo padrão paralelo da rede de drenagem nitidamente orientado nesta direção. Estes lineamentos NW-SE parecem afetar ainda o divisor entre as bacias de drenagem

Solimões-Negro, que exibe alinhamento NW-SE por centenas de quilômetros. A grande assimetria de drenagem da bacia do rio Solimões, com tributários pouco extensos na margem esquerda, associada com a presença de terraços holocênicos, sugerem que a migração do canal deste rio para sudoeste pode estar relacionada com a movimentação diferencial de conjuntos de falhas na direção dos lineamentos principais NW-SE, além de basculamentos do terreno. Os alinhamentos que provocam quebras em ângulo reto de direção E-W, por sua vez, parecem caracterizar falhas transcorrentes com movimentação sinistral.

No sistema Piorini-Unini, o paralelismo exibido pelos cursos fluviais principais orientados para NE, bem como pelos interflúvios e vertentes assimétricas, sugerem culminações de blocos basculados. Excepcionalmente, no caso do rio Urubaxi, a presença de terraços preservados em suas margens sugere migrações de sua posição ainda no Holoceno. Por outro lado, o sistema Juruá-Purus exibe um alto grau de desenvolvimento da rede de drenagem, o que implica em modificações menores do final do Pleistoceno ao recente, a não ser a formação de rias fluviais nas desembocaduras dos rios principais. Nos depósitos APt1 localizados neste sistema, foi registrada uma grande variação altimétrica, de cerca de 70 m na foz do rio Tefé até cerca de 130 m nos limites da área, ao sul, que acompanha o caimento topográfico e sugere basculamento para NE. Adicionalmente, todos os cursos fluviais principais apresentam-se orientados segundo a direção NE-SW, sendo subsequentes e superimpostos, já que não desenvolvem terraços, como já observado por outros autores (p.e. BEZERRA, 2003). Estes alinhamentos NE-SW podem, portanto, estarem relacionados a estruturas tectônicas mais antigas ou anteriores ao estabelecimento da rede de drenagem atual. O condicionamento a estas estruturas, por sua vez, induziu ao desenvolvimento de um padrão paralelo-retangular nos canais fluviais de maior ordem. Variações do padrão de drenagem do tipo treliça em áreas onde ocorre assimetria de drenagem (p.e. bacias dos rios Tefé e Caiambé) são também evidências de que este tipo de perturbação pode estar relacionado com a incidência de falhas normais. De forma geral, nas áreas emersas, tanto pela margem direita quanto pela margem esquerda, foram caracterizados direcionamentos NE-SW que atualmente se encontram separados pela planície do Solimões, cujo direcionamento NW-SE sugere que o controle estrutural é o fator determinante na distribuição dessa planície.

É importante observar que nos depósitos APt1, que ocorrem exclusivamente na margem direita do rio Solimões, o grau de desenvolvimento e a alta densidade da rede de drenagem tornam estes terrenos significativamente distintos dos depósitos APt2. Estas características sugerem que APt1 sofreu um maior número de ciclos ou retomadas erosivas e que teve evolução diferenciada relativamente aos depósitos APt2. Apesar das idades disponíveis indicarem que ambos são terrenos presumivelmente originados no Pleistoceno Tardio (ROSSETTI et al., 2005), especula-se que os depósitos APt1 tenham idade mais antiga. Esta constatação pode ser reforçada por meio da extrapolação de idades obtidas por luminescência opticamente estimulada (LOE) para depósitos correlatos localizados no interflúvio dos rios Madeira e Purus, (ROSSETTI et al., 2015). Estes dados registraram idades muito mais antigas de cerca de 243.000 anos cal AP.

Em relação às amplas planícies fluviais, consideradas as unidades mais jovens, vale notar, primeiramente, a presença de terraços holocênicos assimétricos em suas margens, indicando a migração recente do rio Solimões para sudeste, como discutido no início deste item, mas também a migração do rio Juruá para oeste e do rio Purus para leste. Em segundo lugar, nota-se nestas planícies uma abundância de corpos d'água relacionados a um sistema de lagos e aluviões fluviolacustres de origem relativamente recente. Esta característica estimulou um mapeamento de maior detalhe onde foram obtidas quatro subunidades que representam o escalonamento dos depósitos aluviais ao longo de seu processo de construção. Os resultados obtidos indicam atividade intensa dos processos fluviais nestas planícies e, conseqüentemente, uma alternância frequente entre morfologias ativas, abandonadas e em processo de abandono em áreas relativamente pouco extensas. Nas áreas onde ocorre alargamento, observou-se morfologias típicas de sistemas fluviais meandranes, sugerindo que este seria o tipo de sistema a partir do qual o rio Solimões evoluiu. Portanto, este rio teria passado de um regime com carga sedimentar do tipo mista, para um sistema com carga essencialmente em suspensão. Isto implica na redução do gradiente do canal e velocidade do fluxo hídrico, sendo que o padrão multicanal a retilíneo teria sido, portanto, adquirido recentemente e, muito provavelmente, por imposição do regime neotectônico.

De acordo com o exposto acima, os episódios principais de movimentação tectônica na área de estudo, mesmo que anteriores ao Pleistoceno possuem regenerações durante este período, as quais possuem expressão no quadro morfoestrutural atual. Estas reativações implicam na presença de soerguimentos e de controle estrutural na formação de terraços

ao longo do rio Solimões, sendo que o padrão de preenchimento dos sedimentos aluvionares holocênicos sugerem que as reativações têm se estendido até os dias de hoje.

7.3 Distribuição das rias fluviais amazônicas

As rias fluviais amazônicas estão distribuídas, principalmente, ao longo do eixo do Sistema Solimões-Amazonas sob a forma de lagos alongados no baixo curso de seus tributários. Estas feições exibem, nessa região, concentrações em determinadas áreas originando agrupamentos que sugerem uma distribuição não aleatória. A pouca expressão topográfica na região amazônica é um dos elementos complicantes na investigação de relevos favoráveis ao desenvolvimento de rias fluviais. Por outro lado, a própria ausência de grandes variações nas formas de relevo, principalmente nas áreas deprimidas, associada com a presença de direcionamentos preferenciais para estas morfologias implicam em uma possível relação com a geologia regional.

O controle de direcionamento por reativação de estruturas tectônicas tem sido abordado em um número crescente de trabalhos que registram sua influência na evolução dos sistemas de drenagem amazônicos (ver ROSSETTI, 2014). Na presente pesquisa, em uma área com grande concentração de rias fluviais no baixo rio Solimões, especula-se que a movimentação de estruturas tectônicas tenha provocado escalonamentos no relevo controlando o curso de rios, migração de canais, desenvolvimento de terraços e assimetria de vertentes. Adicionalmente, a morfologia das rias fluviais na área de estudo exhibe quebras e direcionamentos condizentes com os dos principais sistemas de falhas encontrados nessa área. Estes direcionamentos correspondem a alinhamentos desses lagos por longos trechos ou, ainda, anomalias em cotovelo.

Em áreas consideradas tectonicamente ativas na região amazônica, como nas bacias de Marañón e Beni, localizadas no alto rio Solimões no Peru, estudos registraram uma distribuição espacial de alguns conjuntos de rias fluviais em agrupamentos alongados condicionados tectonicamente às direções do eixo superimposto de áreas de subsidência (DUMONT, 1992, 1993, 1996; DUMONT; GUYOT, 1993). Similarmente, a caracterização de deformações locais na bacia do rio Guaporé, na região do alto rio Madeira, permitiu associar diretamente o padrão de distribuição de rias fluviais com atividades tectônicas (SOUZA-FILHO et al., 1999). Estas deformações são evidenciadas por altos estruturais e áreas de subsidência, sendo que o soerguimento de

blocos ao longo do lineamento transpressivo Surpresa-Pimenteiras teria causado o represamento de antigos cursos fluviais tributários.

Outros autores constataram drenagens morfológicamente controladas por estruturas de falhas tectônicas em áreas adjacentes aos principais conjuntos de rias fluviais do Sistema Solimões-Amazonas (Figura 7.1-A). Na região de Tupinambarana, no baixo rio Madeira, rias fluviais exibindo padrão em joelho superimposto a padrão dendrítico (Figura 7.1-B) foram associadas com subsidência causada por movimentações ao longo de falhas de empurrão (STERNBERG, 1955). Segundo este autor, o traçado do rio e o alinhamento das rias sugerem movimento descendente ao longo do mesmo eixo de direção da falha inferida em coberturas sedimentares de pouca espessura. Na região do baixo rio Negro, foi registrado um alargamento anômalo com cerca de 20 km no seu curso atual que corresponderia a uma feição de megarria fluvial (FRANZINELLI; IGREJA, 1990, 2002; ROSSETTI, 2014). Este alargamento foi atribuído a um sistema transcorrente limitado por um grande lineamento estrutural orientado de NW para SE (Figura 7.1-C). O curso do rio sofre, também, um estreitamento e mudança abrupta de curso para sudeste nas adjacências de sua confluência com o rio Amazonas, adquirindo direção quase paralela a este rio (círculo vermelho em Figura 7.1-C). O padrão ortogonal presente neste trecho se repete em segmentos de rios menores do entorno. Para a região do baixo Amazonas, dois de seus tributários, os rios Tapajós e Xingu, exibem alargamentos anômalos de seus vales nas proximidades das desembocaduras onde a morfologia retangular, margens retilíneas e desenvolvimento assimétrico de cursos fluviais tributários foram associados a controle tectônico (CUNHA, 1982). No caso do rio Tapajós (Figura 7.1-D), deformações transtensivas e transpressivas durante o Quaternário resultaram em um sistema de falhas NW e SE que culminaram com a obstrução quase total de sua foz (ROSSETTI, 2015). A conexão atual do rio Tapajós com o rio Amazonas é feita por um canal (furo) pequeno e estreito, sendo este entreposto por um sistema triangular de lagos com margens facetadas ou retilíneas pronunciadas e com orientação que acompanha a zona de falha principal ENE.

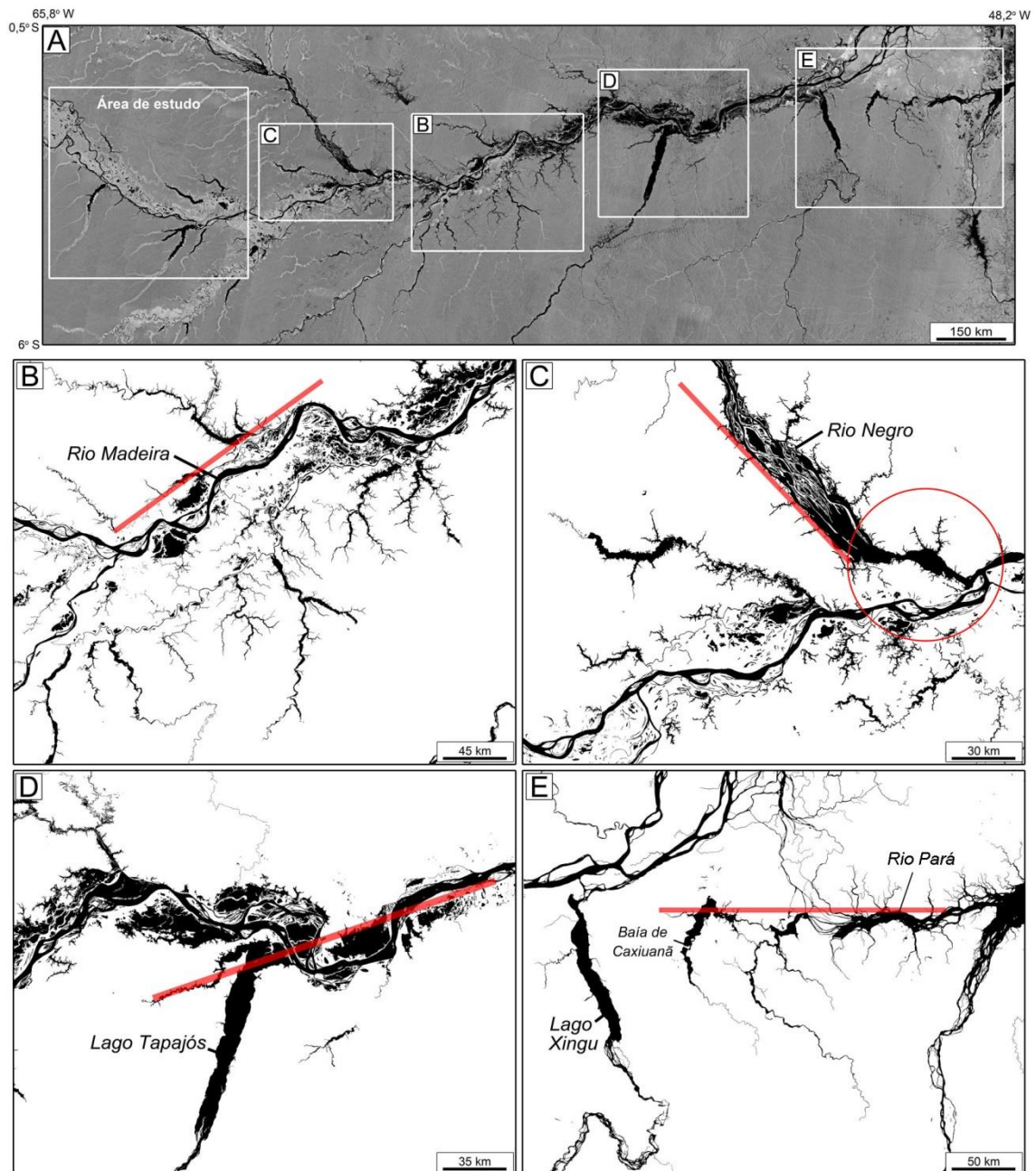


Figura 7.1 - A) Eixo principal do Sistema Solimões-Amazonas mostrando a localização da área de estudo e os principais conjuntos de rias fluviais amazônicas em mosaico de imagens JERS-1 (SHENG; ALSDORF, 2005). B-D) Agrupamentos de rias fluviais em áreas onde foi identificado controle estrutural na rede de drenagem adjacente por outros autores (ver texto). As linhas vermelhas indicam a localização aproximada e tendência geral de direção da zona de falha principal com base nos trabalhos citados no texto, não considerando sistemas conjugados e conjuntos de falhas.

Para a área correspondente ao baixo curso do rio Xingu (Figura 7.1-E), que corre encaixado em rochas cretáceas durante quase toda sua extensão, registrou-se brusco desvio de seu curso para oeste, complementarmente a segmentos notadamente ortogonais (CUNHA, 1982). Esse desvio foi associado a uma zona de falha com orientação NNW. Estruturas tectônicas seriam responsáveis pelo desenvolvimento de um amplo graben, bem como pelo alargamento anômalo deste sistema fluvial em sua nova rota, formando uma ria fluvial (ROSSETTI, 2015). Em sua foz, a posição do rio Xingu também sofreu mudanças no tempo acompanhando o desvio do rio Amazonas para norte. Na região da baía de Caxiuanã (Figura 7.1-E), foram registradas diversas anomalias associadas às baías de Caxiuanã-Pacajaí e Melgaço-Portel, com exemplos de lagos de rias com padrão ortogonal superimposto na forma de joelho (ROSSETTI, 2015). Na ligação entre essas baías e o rio Pará, registraram-se diversos alargamentos, estreitamentos repentinos, com padrão de canal alternando frequentemente de simples para múltiplo. A morfologia anômala do rio Pará é consistente com a de um rio controlado tectonicamente. Trabalhos anteriores registraram paleocanais possivelmente pleistocênicos, além de um sistema conjugado de falhas NE e NW que interagiu com falha transcorrente E-W associada à origem do rio Pará (ROSSETTI; VALERIANO, 2007; ROSSETTI; GÓES, 2008).

Complementarmente as feições de rias fluviais atuais, um conjunto de morfologias encontrado na margem esquerda do médio rio Madeira, que foram descritos como paleorrias fluviais, teriam sido originadas após o abandono da rede de drenagem nesta área por causas tectônicas (BERTANI, ROSSETTI, 2015). É sugerida a presença de blocos subsidentes ao longo do Lineamento Madeira, sendo estes responsáveis pela mudança de posição do rio Madeira no final do Quaternário. Nesta área teria ocorrido o abandono de um cinturão fluvial meândrico que se encontra fossilizado no sistema de terraços preservado nas suas margens. A significativa assimetria da rede de drenagem e a existência de uma planície pleistocênica assimétrica na margem esquerda evidenciam o basculamento da vertente direita da bacia do rio Madeira no final do Pleistoceno (ROSSETTI et al., 2014).

A análise das características das rias fluviais na área de estudo e exemplos na literatura revelou que sua distribuição não é aleatória, sendo que agrupamentos de rias ocorrem em áreas de maior perturbação tectônica ou com maior quantidade de anomalias morfoestruturais. Além disso, a orientação destas feições possui relação íntima com os

direcionamentos dos principais sistemas de falhas nessas regiões. Portanto, características do ambiente físico são determinantes na localização, concentração e orientação. Isto implica que fatores relacionados a movimentações tectônicas podem atuar, também, no estabelecimento das rias fluviais nos sistemas fluviais amazônicos, visto que seu desenvolvimento é posterior à instalação da rede de drenagem e que, no caso da área de estudo, está relacionada à imposição do regime neotectônico.

7.4 Interpretações dos dados coletados em subsuperfície

As características morfológicas do sistema de paleodrenagem da margem esquerda do rio Madeira observadas por sensoriamento remoto levaram a atribuição destas feições a paleorrias fluviais (ver BERTANI et al., 2013). Os novos dados aqui apresentados, particularmente a combinação de dados sedimentológicos e cronológicos, podem contribuir para a discussão sobre o estabelecimento destas morfologias na bacia amazônica. As sucessões sedimentares encontradas em ambos os testemunhos consistem de argilas com fina granodecrescência para o topo. Este tipo de organização é compatível com a evolução de um canal fluvial para um ambiente deposicional parálico representativo da fase final de deposição das morfologias anteriormente interpretadas como rias fluviais.

A natureza arenosa dos depósitos de canais fluviais ativos não permitiu a sua datação por radiocarbono. Isto se deve ao fato de que materiais orgânicos eventualmente presentes nestes estratos sofreriam viés devido ao alto potencial de retrabalhamento de depósitos antigos eventualmente expostos nas margens dos rios. Estes depósitos arenosos poderiam ser datados pelo método de Luminescência Ópticamente Estimada (WINTLE; MURRAY, 2006), porém, o pequeno diâmetro dos testemunhos (i.e. 6 cm) e a abertura lateral do testemunhador não foram suficientes para coletar amostras de tamanho adequado que garantisse a não exposição das amostras à radiação solar. Adicionalmente, os pacotes argilosos abaixo de 8 m de profundidade no testemunho B não foram datados devido a presença de material oxidado desde o topo desta sucessão, sugerindo a influência de um paleossolo (exposição subaérea). A escolha dos depósitos argilosos das partes superiores das sucessões estudadas para datação baseou-se em sua aparência, indicando que se tratava de amostras favoráveis originadas por deposição de argilas em ambiente de baixa energia, correspondente a fase de abandono, e quando o retrabalhamento supostamente é mínimo.

Mesmo com a indisponibilidade de dados cronológicos para as seções inferiores dos testemunhos estudados, as idades obtidas entre 6.000 e 22.000 anos cal AP para os componentes argilosos revelaram que antes de 22.000 anos cal AP o canal fluvial já estava ativo e sofrendo deposição arenosa. Por volta desta idade, este canal sofreu abandono, convertendo-se em uma ria fluvial. Consequentemente, o entalhamento do canal fluvial parece ter ocorrido em idade indeterminada anterior ao UMG ou 23.000 a 18.000 anos AP (SHACKLETON, 1988). Isto significa que durante todo o período associado ao rebaixamento do nível do mar, esta área presenciou agradação no canal fluvial, contrariamente ao que é proposto para a região amazônica (i.e. IRION, 1982, 1984; IRION et al., 2006, 2009; SIOLI, 1957). Adicionalmente, especula-se que a maior parte da deposição de sedimentos nos paleotributários do rio Madeira teria ocorrido durante e depois do UMG. Somente os depósitos mais próximos da superfície conectados com depósitos de planícies de inundação foram formados durante a transgressão do Médio Holoceno. Isto implica na baixa possibilidade de um rebaixamento do nível de base local tenha ocasionado reativação do entalhe fluvial em função de oscilações do nível do mar durante o UMG. É importante observar que processos tectônicos registrados em áreas próximas ou no médio rio Madeira foram associados a mudanças de posição do canal fluvial deste rio, bem como da posição de sua planície (HAYAKAWA, 2011; ROSSETTI et al., 2014). Estes processos devem ser considerados na interpretação do registro sedimentar e podem ter influenciado o processo de abandono e instalação das paleorrias fluviais na área de estudo. Paralelamente, as rias fluviais modernas, que estão amplamente distribuídas nas terras baixas amazônicas, podem servir como análogas para a interpretação dos processos responsáveis pelo desenvolvimento e evolução das paleomorfologias registradas.

7.5 Considerações sobre a origem das rias fluviais

Um grande número de trabalhos tem utilizado variações do nível do mar durante o Quaternário para explicar o desencadeamento e a velocidade de processos de erosão e deposição nos sistemas fluviais amazônicos (ver IRION; KALLIOLA, 2010). Flutuações no nível do mar em períodos de regressão marinha devido a condições climáticas relativamente mais secas seriam responsáveis pelo rebaixamento do nível de base local em sistemas fluviais amazônicos. Como consequência, estes sistemas de drenagem teriam experimentado diminuição na declividade de canais fluviais durante esse período. Com a reativação do entalhe fluvial em função do menor gradiente, o

Sistema Solimões-Amazonas teria adquirido padrão entrelaçado, resultando em uma ampla e instável planície de inundação durante o UMG. Posteriormente, por meio da transgressão holocênica, a deposição de sedimentos finos teria resultado na maior estabilidade e afogamento destas planícies dando origem a amplas áreas alagáveis, sendo que nos tributários principais, a aggradação acelerada teria causado o bloqueamento de suas desembocaduras e inundação destes vales resultando no desenvolvimento das rias fluviais.

Com relação às interpretações descritas acima, é importante ressaltar que áreas inundáveis em distâncias de até 2.500 km da foz do rio Amazonas (rio Jutai) foram utilizadas para interpretar áreas influenciadas pelo rebaixamento do nível do mar (IRION, 1979) e medidas de declividade dos vales fluviais extrapoladas desde o baixo curso do rio Amazonas até estas regiões continentais (IRION et al., 2006). Adicionalmente, eventos climáticos e de flutuações do nível do mar de em períodos de até 700.000 anos AP foram utilizados para interpretar a gênese de vales afogados, como no caso do rio Negro (IRION et al., 2009). Por outro lado, tem-se observado que a localização de rias fluviais em locais onde há presença de um grande número de anomalias de drenagem, bem como a orientação destas feições de acordo com o direcionamento de estruturas tectônicas reativadas. Portanto, características do ambiente físico, bem como a morfologia destas feições devem ser consideradas.

Discussões sobre a origem e evolução de rias costeiras, abundantes em diversos segmentos litorâneos ao redor do globo, são também controversas. Grande parte dos trabalhos afirma que processos de flutuações do nível do mar foram os responsáveis pelo bloqueamento de antigos cursos fluviais e afogamento de seus vales. Entretanto, trabalhos recentes registraram influência tectônica na gênese de uma destas feições. Por exemplo, estudos sismoestratigráficos de alta resolução realizados no lago Juparanã, o maior do sistema de lagos do baixo vale do rio Doce (Espírito Santo, Sudeste do Brasil), permitiram novas interpretações sobre a origem destes lagos no Quaternário (HATUSHIKA et al., 2007). Isto porque as sismossequências registraram que a fase lacustre foi instalada no antigo vale Juparanã durante o Holoceno, havendo limites abruptos entre depocentros que sugerem controle tectônico em sua evolução.

No presente trabalho, dados de subsuperfície para morfologias interpretadas como paleorrias fluviais na margem esquerda do médio rio Madeira coletados de forma

inédita para este trabalho registram que processos deposicionais responsáveis pela colmatação destas morfologias estariam ocorrendo desde 22.000 anos cal AP. Isto significa que os canais fluviais nessa área sofreram agradação durante todo o período do UMG contrariamente as interpretações fundamentadas em oscilações climáticas que indicam predominância de processos erosivos durante este período. Especula-se, ainda, que mesmo em um ambiente influenciado localmente por climas áridos, com o fenecimento da cobertura vegetal, diminuição do fluxo hídrico e aumento da erosão mecânica, um aumento da disponibilidade de sedimentos grosseiros seguido por agradação acelerada, pode não ser suficiente para o bloqueamento de vales fluviais por entulhamento de sedimentos. Em especial, quando considerada a ocorrência de rias fluviais em áreas que não sofrem a influência de rios com alta carga sedimentar, como os rios Tapajós e Negro.

A morfologia de corpos d'água e relevos fluviais na região amazônica, por sua vez, constitui-se em importante evidência de que características do ambiente físico local, como deformações tectônicas, possam estar influenciando sua evolução em detrimento de fatores regionais ou climáticos (DUMONT, 1994; 1996; DUMONT; FOURNIER, 1994). A orientação e geometria de diferentes tipos de lagos amazônicos podem, também, funcionar como indicadores morfoestruturais bastante eficazes para detecção de falhas menos óbvias, ou seja, que não estão expostas ou cruzam formas de relevo na superfície, onde escarpas são visíveis (DUMONT, 1993).

Uma das características mais notáveis das rias fluviais amazônicas é a presença de limites bruscos em suas desembocaduras, cuja conexão com o rio principal acontece por meio de furos e canais estreitos. No caso das rias fluviais na área de estudo, constatou-se que estes limites, muitas vezes, correspondem a morfologias retilíneas e com alinhamentos que correspondem aos dos grandes sistemas de falhas, como também notado por outros autores (p.e. CUNHA, 1982; ROSSETTI, 2015). Este tipo de configuração sugere a presença de blocos tectônicos, os quais seriam responsáveis pelo represamento do vale fluvial e das morfologias retangulares das margens. Apesar dos dados disponibilizados para este trabalho não permitirem inferir movimentação vertical, as imagens de sensoriamento remoto revelaram que estes cursos fluviais tributários desenvolvem no seu médio curso ou imediatamente a montante das rias fluviais, amplas planícies com canais sinuosos a meandranes, sendo estes compatíveis com ambientes agradacionais resultantes de subsidência do terreno.

Outra característica morfológica notável das rias fluviais amazônicas é o alargamento anômalo destes vales fluviais. Este alargamento, no entanto, não ocorre em ambientes agradacionais, em que os processos de deposição são dominantes. Portanto, se as condições climáticas se mantiveram relativamente constantes desde o final do Pleistoceno, outros mecanismos podem estar atuando no desenvolvimento destes alargamentos.

Na área de estudo, foi observada uma abundância de segmentos retilíneos anormalmente localizados nos trechos imediatamente a montante das rias fluviais, onde o canal fluvial exhibe padrão sinuoso a meandrante. Como estes segmentos retilíneos estão orientados de acordo com os principais conjuntos de falhas, especula-se que falhamentos tectônicos sejam responsáveis por essas capturas ou mudanças de posição dos canais fluviais nessas áreas. Esta geometria retilínea, por sua vez, pode estar associada a mudanças no gradiente ou declividade destes cursos fluviais nestes segmentos, favorecendo os processos erosivos. A reativação do entalhe fluvial localmente, nestes trechos retilíneos, pode ser responsável pelo alargamento dos vales fluviais nessa área. Adicionalmente, notam-se margens retilíneas para estes corpos d'água, sugerindo que os limites dos vales possuem orientação relacionada a estruturas tectônicas. Com base nestas análises, um modelo foi gerado para ilustrar os processos acima descritos (Figura 7.2). É importante observar que este alargamento acontece de maneira gradual, sendo que o escavamento destes vales cria áreas favoráveis a inundação do terreno, as quais intercalam-se com terrenos vegetados e cordões arenosos. A medida que o vale vai se alargando a montante, novas áreas inundadas vão surgindo e aumentando o comprimento dos lagos.

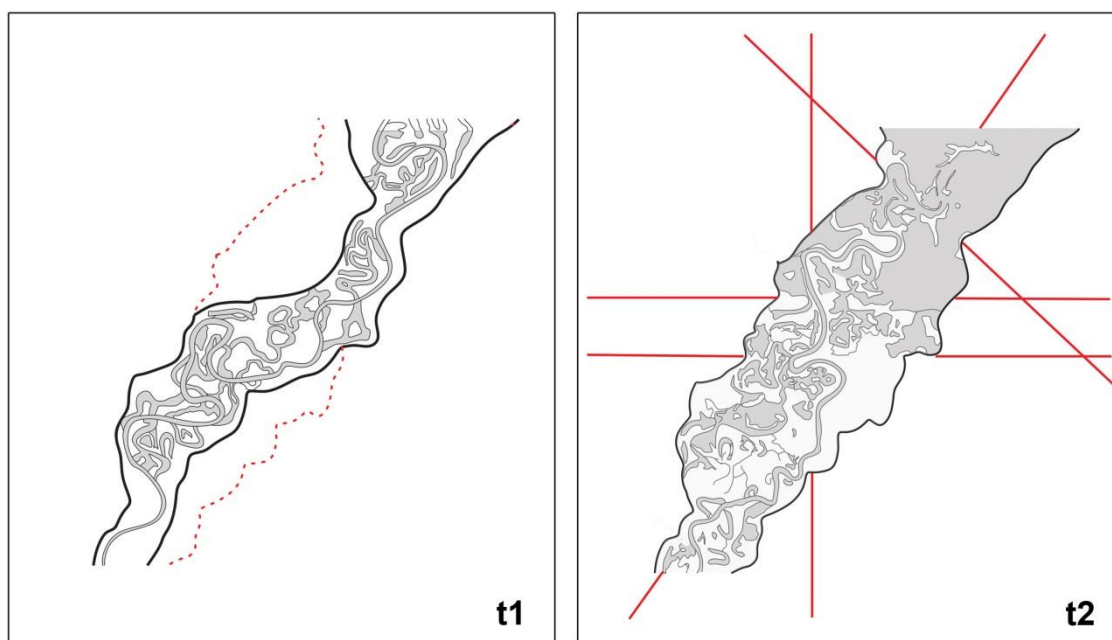


Figura 7.2 - Diagrama ilustrando esquematicamente o processo de alargamento de vales fluviais proposto para a área de estudo ao longo do tempo (tempo aumenta de t1 para t2). Notar que em t1, onde a agradação é predominante, o sistema meandrante possui grande atividade lateral ou oblíqua, porém, não há processos erosivos vinculados ao alargamento do vale fluvial. Em t2, notar que alguns segmentos são capturados por sistemas de falhas, cujas direções são ilustradas pelas linhas vermelhas. Isto resulta em setores retilíneos em que há diminuição do gradiente, favorecendo processos erosivos responsáveis pelo alargamento do vale fluvial e retilinearidade de suas margens. A inundação do vale, por sua vez, é gradual, sendo que outros processos tectônicos podem estar atuando (cor cinza = água).

Na área de estudo, apesar das rias fluviais descritas neste trabalho exibirem muitas características morfológicas comuns, algumas observações sobre estas feições merecem ser destacadas. As rias localizadas na margem direita do rio Solimões possuem orientação preferencial NE-SW e não apresentam quebras de grandes magnitudes como as rias localizadas na margem esquerda, nas quais os alinhamentos NE-SW são truncados por alinhamentos NW-SE, correspondentes ao segundo pulso neotectônico ou regime transtensivo. Adicionalmente, são, também, mais visíveis as perturbações pelos

sistemas E-W e N-S, apesar de que na margem direita as drenagens de menor ordem e as quebras e margens retilíneas das rias fluviais sofrem igualmente controle por estes sistemas secundários, mesmo que a orientação principal seja para NE. Notou-se, também, a presença de maior assimetria nas bacias de drenagem da margem direita, como nas bacias dos rios Tefé, Caiambé e Coari Grande relativamente às bacias dos rios Badajós e Piorini, o que pode implicar em basculamentos laterais. No lago Amanã, pela margem esquerda, é notável a divisão deste corpo d'água em dois segmentos. Este processo parece ser resultante de perturbação por alinhamentos de direção E-W, de natureza transcorrente sinistral, que ocorreu posteriormente ao estabelecimento do corpo d'água inicial. Estes alinhamentos seriam, também, responsáveis pela captura do rio Urini, bem como do bloqueamento do seu vale fluvial. Portanto, as rias fluviais na área de estudo, apesar de possuírem um tempo de estabelecimento relativamente próximo, exibem características morfológicas que denotam evolução diferenciada. Estas características, por sua vez, tem relação direta com o ambiente físico.

A partir da análise das características morfológicas das rias fluviais na área de estudo conjuntamente com os dados morfoestruturais e sedimentológicos, especula-se que a origem destas feições é compatível com perturbações tectônicas. Isto implica que flutuações do nível do mar podem não ter papel decisivo na interrupção ou instalação de processos erosivos e deposicionais que seriam responsáveis pelo estabelecimento das rias fluviais nessa região como sugerido anteriormente na literatura.

8. CONCLUSÕES

a) Os resultados desta pesquisa mostraram que imagens Landsat foram de grande utilidade para o mapeamento de superfícies de água. As classificações realizadas em área teste revelaram que a inclusão de um segundo limiar e regras de vizinhança baseadas em relações topológicas entre segmentos permitem reduzir a quantidade de *pixels* erroneamente classificados em relação à técnica de fatiamento simples. Esta redução ocorreu, principalmente, nos limites entre corpos d'água e demais componentes em planícies de inundação, promovendo melhora na distinção de corpos d'água e redução do número de artefatos.

b) A utilização do MDE-SRTM permitiu a detecção de morfologias fluviais presentes na superfície, bem como de quebras topográficas e relevos erosivos cuja expressão é inexistente nos contrastes espectrais de imagens óticas. Este MDE permitiu individualizar os principais compartimentos geomorfológicos na área de estudo e auxiliou sua caracterização por meio de perfis topográficos, detecção de áreas deprimidas e reconhecimento de informações sobre o tipo de relevo. Adicionalmente, os diversos subprodutos obtidos a partir deste MDE promoveram uma melhor visualização e comparação entre os terrenos na área de estudo tornando sua importância ainda mais significativa para caracterizações similares em áreas amazônicas.

c) A segmentação por diferença altimétrica do MDE-SRTM revelou que a extração de morfologias em planícies fluviais amazônicas pode ser facilitada por meio da utilização de características relacionadas a grupos de pixels neste MDE. Estas características são determinadas pelo próprio intérprete em função dos próprios valores de altitude entre segmentos vizinhos de acordo com o objetivo ou nível de detalhamento desejado, aumentando a significância dos resultados. Portanto, o uso deste tipo de abordagem é estimulado para áreas relativamente amplas e com pouca expressão topográfica em que haja necessidade de se obter segmentos em diferentes níveis e tamanhos.

d) Os resultados da caracterização geomorfológica revelaram a presença de terrenos bastante distintos, apesar do relevo geralmente pouco variável e pouco

dissecado, além das amplas planícies fluviais e terraços presentes na área de estudo. As classes geomorfológicas obtidas auxiliaram nas interpretações sobre o desenvolvimento da planície do rio Solimões e depósitos adjacentes, possibilitando inferir informações sobre sua evolução e idade relativa.

e) Os elementos da rede de drenagem permitiram caracterizar anomalias e direcionamento de estruturas do embasamento, as quais se constituíram nas principais evidências do controle estrutural exercido por sistemas de falhas na evolução dos sistemas fluviais da área de estudo. Estes dados permitiram inferir movimentação diferencial entre estes sistemas e modificações na atividade dos processos fluviais resultantes, como migração de canais, associadas ao regime neotectônico.

f) A análise das características das rias fluviais na área de estudo e exemplos na literatura mostraram que estas feições estão localizadas em áreas de maior perturbação tectônica. Sua ocorrência acontece na forma de agrupamentos em áreas com uma grande quantidade de anomalias morfoestruturais. Além disso, a orientação destas feições possui relação íntima com os direcionamentos dos principais sistemas de falhas nessas regiões. Estas características levaram a concluir que o ambiente físico é determinante na localização e arranjo espacial destas feições, o que implica que estes fatores devem ser considerados nas interpretações do estabelecimento das rias na paisagem amazônica.

g) Os dados sedimentológicos e cronológicos obtidos de forma inédita para este trabalho revelaram sucessões sedimentares compatíveis com morfologias de paleorrias fluviais localizadas na margem esquerda do médio rio Madeira. Adicionalmente, as idades obtidas para estas sucessões mostram que processos de deposição fluvial foram dominantes nessa área durante o UMG, contrariamente ao que foi sugerido por outros autores a partir da interpretação de oscilações climáticas.

h) A partir da análise das características morfológicas das rias fluviais na área de estudo conjuntamente com os dados morfoestruturais e sedimentológicos, especula-se que a origem destas feições é compatível com perturbações tectônicas. Isto implica que flutuações do nível do mar podem não ter papel decisivo na instalação das rias fluviais nessa região como sugerido na literatura especializada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. **Litoral do Brasil**. São Paulo: Metalivros, 2001. 281 p.
- ALMEIDA, L. F. G. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1975. v.7, p. 175-198.
- 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, p. 387-392, 2007.
- ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058-1077, 2012.
- ARGIALAS, D.; LYON, J.; MINTZER, O. Quantitative description and classification of eight drainage pattern types. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 4, p. 505-509, 1988.
- BARNES, D. Using ArcGIS to enhance topographic presentation, **Cartographic Perspectives**, v. 42, p. 5-11, 2002.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 3, p. 77-98, 1991.
- BERTANI, T. C. **Sensoriamento remoto e mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia brasileira**. 104p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE, 2011.
- BERTANI, T. C.; ROSSETTI, D. F.; ALBUQUERQUE, P. C. G. Object-based classification of vegetation and terrain topography in southwestern Amazonia (Brazil) as

a tool for detecting ancient fluvial geomorphic features. **Computers & Geoscience**, v. 60, p. 41-50, 2013.

BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém: UFPA, 2003. 335 p.

BIRD, E. C. F. **Coastal Geomorphology: An Introduction**, West Sussex: Wiley and sons, 2008.

BLUE MARBLE GEOGRAPHICS, 2014. Global Mapper© *software* (v. 15.2.3), 2002-2014.

BLUM, M. D.; TORNVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. **Sedimentology**, v. 47, n. 1, p. 2-48, 2000.

BULL, W. B. Stream-terrace genesis: implications for soil development, **Geomorphology**, v. 3, p. 351-367, 1990.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. London: Blackwell Science, 2001. 274p.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. **Anais...** Belém: SBG, v.3, 1972. p. 35-46.

CAPUTO, M. V.; SILVA, O. B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Petrobras, Rio de Janeiro, 1990, p. 169-191.

CAPUTO, M. V.; SILVA, O. B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: CENPES, 1990. p. 169-192.

CAPUTO, M. V.; SILVA, O. B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: GABAGLIA; G. P. R.; MILANI; E. J. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: CENPES, 1990. p. 169-192.

CAPUTO, M.; RODRIGUES, V.; VASCONCELOS, D. Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Belém: **Petrobrás-Renor**, 1971. (Relatório Técnico 641-A).

CONGALTON, R. G. A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data. **Remote Sensing of Environment**, v. 37, p. 35-46, 1991.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L., HASUI, Y.; BORGES, M. S; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P, BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Genomos**, v. 2, p. 23-44, 1996.

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

COSTA, M.L., MORAES, E.L., BEHLING, H., MELO, J.C.V., SIQUEIRA, N.V.M., KERN, D.C. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: P.L.B. Lisboa (Eds), **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém, PA: Mus. Par. Emílio Goeldi, 1997. p. 121–137.

COTTON, C. Rias sensu stricto and sensu lato. **Geographical Journal**. v. 122, n. 3, p. 360-364, 1956.

CUNHA, B. C. C. Geologia do extremo sul-oriental da Amazônia Legal Brasileira In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, 1982. p. 54-74.

CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 8, n.1, p. 47-55, 1994.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principle of drainage basin analysis from multisource data. Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237- 263, 1991.

DRĂGUT, L.; BLASCHKE, T. Automated classification of landform elements using object-based image analysis. **Geomorphology**, v. 81, n. 3-4, p. 330-344, 2006.

DRĂGUT, L.; EISANK, C. Automated object-based classification of topography from SRTM data. **Geomorphology**, v. 141-142, p. 21–33, 2012.

DUMONT, J. F. Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: The example of the Ucamara Depression, Peru. **Tectonophysics**, v. 222, p. 69-78, 1993.

DUMONT, J. F. Neotectonics of the Subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Maranhão and Beni basins. **Tectonophysics**, v. 257, p. 137-151, 1996.

DUMONT, J. F. The Upper Amazon River. In: SCHUMM; S. A. (ed.). **Engineering problems associated with the natural variability of large alluvial rivers**. San Francisco: The American Society of Civil Engineers, 1994.

DUMONT, J. F.; DEZA, E.; GARCIA, F. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowland of Peru. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 4, p. 373-381, 1991.

DUMONT, J. F.; FOURNIER, M. Geodynamic environment of Quaternary morphostructures of the subandean foreland basins of Peru and Bolivia: Characteristics and study methods. **Quaternary International**, v. 21, p. 129-142, 1994.

DUMONT, J. F.; GUYOT, J. L. Ria lac: où, pourquoi? In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 3., 1993, Hamilton, Canada. **Proceedings...** Hamilton: Elsevier, 1993. v.1 , p. 23-29.

DUMONT, J. F.; Rasgos morfoestructurales de la llanura Amazdnica del Ped efecto de la Neotectônica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas. **Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines**, v. 21(3), p. 801-833, 1992.

DUONG, N. D. Water body extraction frpm multi spectral image by spectral pattern analysis. **International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. 39, n. 8, 2012.

ESRI, 2012. ESRI © ArcMap™ 10.1 *software*. 1999-2012 Esri Inc.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M. PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, B.; WERNER, M.; OSKIN, M. BURBANK, D. ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, p. 1-33, 2007.

FERNÁNDEZ, D. C. J. **Avaliação de algoritmos e modelos digitais de elevação para extração automática da drenagem**. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE, 2011.

FISCH, G.; MARENGO, J.; NOBRE, C. A. Clima da Amazônia. **Climanálise Especial**. p. 24-41, 1996. (Edição Comemorativa de 10 anos).

FRAILEY, C. D.; LAVINA, E. L.; RANCY, A.; SOUZA FILHO, J. P. A proposed Pleistocene/Holocene lake in the Amazon Basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. **Acta Amazônica**, v. 18, p. 119-143, 1988.

FRANCE, M. J.; COLLINS, W. G.; CHINDELEY, T. R. Extraction of hydrological parameters from Landsat Thematic Mapper Imagery. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT, 20., Nairobi, 1986, . **Proceedings...** Nairobi: 1986. p. 1165-1173.

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. L. S. Utilização de sensoriamento remoto na investigação na área do baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6, 1990, Manaus. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1990. p. 641-648.

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 259-271, 2002.

FRAZIER, P. S.; PAGE, K. J. Water body detection and delineation with Landsat TM data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 66, p. 1461-1467, 2000.

FRIEND, P. F.; SINHA, R. Braiding and meandering parameters. In: BEST, J. L.; BRISTOW, C. S. **Braided Rivers, Special Publication-Geological Society**, v. 75, p. 105-111, 1993.

GARDNER, T. W.; VERDONCK, D.; PINTER, N. M.; SLINGERLAND, R. L.; FURLONG, K. P.; BULLARD, T. F.; WELLS, S. G.; Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific Coast, Costa Rica. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, p. 219-232. 1992.

GIBBARD, P. L.; LEWIN, J. River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. **Tectonophysics**, v. 474, p. 41-55, 2009.

GILVEAR, D.; BRYANT, R. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. In: KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H. **Tools in fluvial geomorphology**. Wiley: West Sussex, 2003. p. 135-170.

GONZAGA, F. G.; GONÇALVES, F. T. T.; COUTINHO, L. F. C. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (eds.) **Petroleum systems of South Atlantic Margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 159-178.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Oxford: Routledge, 2004. 1156p

GOUROU, P. Observações geográficas na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 3, p. 355-408, 1949.

HAMILTON, S. K.; KELLNDORFER, J.; LEHNER, B.; TOBLER, N. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). **Geomorphology**, v.89, p. 23-28, 2007.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG, WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: SBG/MG, 1009. p. 766-771.

HATUSHIKA, R. S.; SILVA, C. G.; MELLO, C. L. Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES-Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25(4), p. 433-442, 2007.

HAYAKAWA, E. H. **Paleogeformas e sistemas de drenagem da bacia do Baixo rio Madeira, AM: interpretação de dados de sensoriamento remoto**. 2011. 191 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos:INPE, 2011.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 297, p. 262-270, 2010.

HCOV, 2011. Global Rod Holcombe *software* GEOrient v. 9.5.0 Steriographic Projections and Rose Diagram Plots.

HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Elsevier: Amsterdam. 2009. 694 p.

HOLZ, K. R.; BAKER, V. R.; SUTTON, S. M.; PENTEADO-ORELLANA, M.M. South American river morphology and hydrology: **NASA Special Publication 412, Apollo-Soyuz Test Project Summary Science Report**, v. 2, p. 545-594, 1979.

HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. A.; LORENTE, M. A. Andean tectonics as a cause for drainage patterns in Miocene northern South America. **Geology**, v. 23, p. 237-240, 1995.

HOWARD A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

ICHOKU, C.; KARNIELI, A.; MIESELS, A.; CHOROWICZ, J. Detection of drainage channel network on digital satellite images. *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, n. 9, p. 1659-1678, 1996.

IGREJA H. L. S.; CATIQUE J. Análise neotectônica do lineamento Itacoatiara centro-leste do Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS

TECTÔNICOS, 6, 1997. Pirinópolis-GO. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 131-133.

IMHOF, E., 2007. **Cartographic relief presentation**. Esri Press: San Francisco, CA. 388 p.

IRION, G. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H. (ed.). **The Amazon, limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: W. Junk, 1984. 749 p (201-213).

IRION, G. Jung-Tertiär und Quartär im Tiefland Amazoniens - probleme der landwirtschaftlichen Erschließung einer Tropenlandschaft. **Natur und Museum**, v. 109, p. 120-127, 1979.

IRION, G. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. **Tropical Ecology**, v. 23, p. 76-85, 1982.

IRION, G. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H. (ed). **The Amazon limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordbrecht : Junk Publishers, 1984. p. 201-214.

IRION, G.; BUSH, M. B.; NUNES DE MELLO, J. A.; STÜBEN, D.; NEUMANN, T.; MÜLLER, G. Multiproxy record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 240, p. 523-535, 2006.

IRION, G.; DE MELLO, N. J.; DE MORAIS, J. O.; JUNK, J. W.; GARMING, L. Development of the Amazon Valley during Middle to Late Quaternary Times - Sedimentological and climatological observations. In: JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; PAROLIN, P.; SCHÖNGART, J.; WITTMANN, F. (eds.). **Ecophysiology, biodiversity and sustainable management of central Amazonian floodplain forests**. New York: Springer, 2009. 549 p.

IRION, G.; KALLIOLA, R. Long-term landscape development processes in Amazonia. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. (eds.). **Amazonia: landscape and species evolution: a look into the past**. Oxford: Wiley & Blackwell, 2010. Cap. 11, p. 185-197.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment : an earth resource perspective**. 2 ed., Pearson Prentice Hall, 2007.592p.

JOSSE, C.; NAVARRO, G.; ENCARNACIÓN, F.; TOVAR, A.; COMER, P.; FERREIRA, W.; RODRÍGUEZ, F.; SAITO, J.; SANJURJO, J.; DYSON, J.; RUBIN DE CELIS, E.; ZÁRATE, R.; CHANG, J.; AHUITE, M.; VARGAS, C.; PAREDES, F.; CASTRO, W.; MACO, J.; REÁTEGUI, F. Ecological systems of the Amazon basin of Peru and Bolivia: classification and Mapping. **NatureServe**, Arlington: Virginia, 2007.

KAMP, U.; BOLCH, T.; OLSENHOLLER, J. Geomorphometry of Cerro Sillajhuay (Andes, Chile/Bolivia): comparison of digital elevation models (DEMs) from ASTER remote sensing data and contour maps. **Geocarto International**, v. 20, p. 23-33, 2005.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. Upper Saddle River: Prentice-Hall, 1996. 338 p.

KELLNDORFER, J.; WALKER, W.; PIERCE, L.; DOBSON, C.; FITES, J.; HUNSAKER, C.; VONA, J.; CLUTTER, M. Vegetation height estimation from Shuttle Radar Topography Mission and National Elevation Datasets. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, p. 339-358, 2004.

KRONBERG, B.; BENCHIMOL, R.; BIRD, M. Geochemistry of Acre Subbasin sediments: window on ice-age Amazonia. **Interciências**, v. 3, p. 138-141, 1991.

LATRUBESSE E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p. 187-206, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S. A. F.; RIGSBY, C. A.; ABSY, M. L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. **Earth-Science Reviews**, v.99, p. 99-124, 2010.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. 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, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; SILVA, S. A. F.; COZZUOL, M.; ABSY, M. L. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23 (1), p. 61-80, 2007.

LEE, K. S., KIM, T. H., YUN, Y. S., SHIN, S. M. Spectral characteristics of shallow turbid water near the shoreline on inter-tidal flat. **Korean Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 2, p. 131-139, 2001.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freeman and Co, 1964. 522 p.

LILLESLAND; T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote sensing and image interpretation**. Hoboken: John Wiley & Sons, 2008. 6 ed. 756 p.

MACKLIN, M. G.; LEWIN, J. Alluvial responses to the changing Earth system. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, n. 9, p. 1374-1395, 2008.

MAIA, R. G.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. **Projeto carvão no Alto Amazonas: relatório final**. Rio de Janeiro: CPRM, 1977.

MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudeste da Ilha do Marajó**. 143p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE, 2008.

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**, v. 35, p. 2331-2337, 2009.

MARCUS, W. A.; FONSTAD, M. A. Remote sensing of rivers: the emergence of a subdiscipline in the river sciences. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, p. 1867-1872, 2010.

MARTINI, P. R. (coord.). Estudos realizados no INPE indicam que o rio Amazonas é 140 km mais longo que o rio Nilo. **Notícias**, São José dos Campos, 2010. Recuperado em Set/2015.

MATHER, P. M. **Computer processing of remotely-sensed images: an introduction**. London: Wiley, 2004. 324 p.

MERTES, L. A. K.; DANIEL, D. L.; MELACK, J. M.; NELSON, B.; MARTINELLI, A.; FORSBERG, B. R. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. **Geomorphology**, v. 13, p. 215-232, 1995.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T. Effects of tectonism, climate change and sea level change on the form and behavior of the modern Amazon River and its floodplain. In: GUPTA, A. **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley and Sons, 2007.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 108, n. 9, p. 1089-1107, 1996.

MERTES, L. A. K.; SMITH, M. O.; ADAMS, J. B. Estimating suspended sediment concentrations in surface water of the Amazon River wetlands from Landsat images. **Remote Sensing of Environment**, v. 43, n. 3, p. 281-301, 1993.

METZ, M.; MITASOVA, H.; HARMIN, R. S. Efficient extraction of drainage networks from massive, radar-based elevation models with least cost path search. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 667-678, 2011.

MITRA, D.; TANGRI, A.; SINGH, I. B. Channel avulsions of the Sarda River system, Ganga Plain. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 5, p. 929-936, 2005.

- MOLIN, P.; PAZZAGLIA, F. J.; DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, southern Italy: **American Journal of Science**, v. 304, p. 559-589, 2004.
- MUNHOZ, V. A.; VALERIANO, M. M. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delineamento de manchas de solo. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, p. 7741-7748, 2009.
- MURA, J. C., **Geocodificação automática de imagens de radar de abertura sintética interferométrico: Sistema Geo-Insar**. 2000, 159 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2000.
- NANSON, G., KNIGHTON, D. Anabranching rivers: their cause, character and classifications. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 21, p. 217-239, 1996.
- NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, n. 1-2, p. 75-90, 2007.
- NOGUEIRA, A. C. R., SILVEIRA, R., GUIMARÃES, J. T. Neogene Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 89-99, 2013.
- NOVO, E. M. L. M.; FILHO, W. P.; MELACK, J. M. Assessing the utility of spectral band operators to reduce the influence of total suspended solids on the relationship between chlorophyll concentration and the bidirectional reflectance factor in Amazon waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25 (22), p. 5105-5115, 2004.
- OUMA, Y. O.; TATEISHI, R. A water index for rapid mapping of shoreline changes of five East African Rift Valley lakes: an empirical analysis using Landsat TM and ETM+ data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 15, p. 3153-3181, 2006.
- PICKUP, G.; WARNER, R. F. Geomorphology of tropical rivers: Channel adjustment to sediment load and discharge in the Fly and lower Pururu, Papua New Guinea. **Catena Supplement**, v. 5, p. 18- 41, 1984.

PIMIANTA, J.. Modifications climatiques et subsidence récent affectant le glaciaire sud du Bassin de l' Amazone. **CR Acad. Sci**, v. 246, p. 2268-2271, 1958.

PYE, K. **Sediment transport and depositional processes**. Blackwell. Oxford. 1994. 397p.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The shuttle radar topography mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

RADAMBRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RadamBrasil**. Folhas SB-20; SC-19 e SC-20: geologia, geomorfologia, pedologia e vegetação. Rio de Janeiro: DNPM, 1978.

RAMLI, M. F.; YUSOF, N.; YUSOFF, M. K.; JUAHIR, H.; SHAFR, H. Z. M. Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment: a review. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 69, p. 215-233, 2010.

RÄSÄNEN, M. E.; LINNA, A. M.; SANTOS, J. C. R.; NEGRI, F. R. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. **Science**, v. 269, p. 386-390, 1995.

REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, v. 51, n. 4, p. 1111-1150, 2009.

REUTER, H. I.; NELSON, A.; JARVIS, A. An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data, **International Journal of Geographic Information Science**, v. 21(9), p. 983-1008, 2007.

RIGSBY, C. A.; HEMRIC, E. M., BAKER, P. A. Late Quaternary Paleohydrology of the Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru. **Geomorphology**, v. 113, p. 158-172, 2009.

ROSSETTI, D. F. Multiple remote sensing techniques as a tool for reconstructing late Quaternary drainage in the Amazon lowland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, p. 1234-1239, 2010.

ROSSETTI, D. F., VALERIANO, M. M., GOES, A. M., THALES, M. Palaeodrainage on Marajó Island northern Brazil, in relation to Holocene sea-level dynamics. **The Holocene**, v. 18, p. 1-12, 2008.

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. H. late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. **Geomorphology** (online), 2012.

ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C. L.; TATUMI, S. H. SAWAKUCHI, A. O.; CREMON, E. H.; MITTANI, J. C. R.; BERTANI, T. C.; MUNITA, C. J. A. S.; TUDELA, D. R. G.; YEE, M.; MOY, G. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. **Sedimentary Geology**, v. 330, p. 1-15, 2015.

ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M. Late quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, n. 3, p. 1-15, 2008.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; MIRANDA, A. C. C. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. **Journal of Quaternary Sciences**, v. 23, p. 121-135, 2007.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; GÓES, A. M. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. **Quaternary Research**, v. 63, p. 78-89, 2005.

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, p. 253-265, 2007.

ROSSETTI, D.F. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. **Earth-Science Reviews**, v. 139, p. 362-389, 2014.

ROSSETTI, D.F., COHEN, M.C.L., BERTANI, T.C., HAYAKAWA, E.H., PAZ, J.D.S. CASTRO, D.F., FRIAES, Y., 2014. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, v. 116, p. 19–37, 2014.

ROZO, M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; TRUCKENBRODT, W. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. **Earth Surface Processes and Landforms** (online), 2012.

RYU, J. H.; WON, J. S.; MIN, K. D. Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flat: A case study in Gomso Bay, Korea. **Remote Sensing of Environment**, v. 83 (3), p. 442-456, 2002.

SANTOS, J. O. Considerações sobre a Bacia Cenozóica Solimões. In: 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1974, Porto Alegre. **Anais...Porto Alegre**: SBG, 1974, p.3-11.

SCHUMM, S. A. **Alluvial river response to active tectonics: studies in geophysics, active tectonics**, Washington DC: National Academy Press, 1986, p. 80-94.

SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. **SEPM Special Publications**, v. 31, p. 19-29, 1981.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Wiley - Interscience, 1977. 388p.

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers**. 1 ed., New York: Cambridge, 2002. 276p.

SHACKLETON, N. J. Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. **Quaternary Science Reviews** v. 6, 183–190, 1988.

SHENG, Y.; ALSDORF, D.E. Automated georeferencing and orthorectification of Amazon basin-wide SAR mosaics using SRTM DEM data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 43, p. 1929-1940, 2005.

SHORT, N. M.; BLAIR, R.W. **Geomorphology from Space. A Global Overview of Regional Landforms**. NASA: Washington, D.C., 1986. Disponível online em: http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC_DOCS/geomorphology/GEO_HOME_PAGE.html. (Acesso em: Maio/2015).

SILVA, C. L. **Análise da tectônica Cenozóica da região de Manaus e adjacências**. 2005. 282 p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista – UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro: UNESP, 2005.

SILVA, C. L.; MORALES, N.; CRÓSTA, A. P.; COSTA, S. S.; RUEDA, J. R. J. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 4, p. 693-711, 2007.

SINHA, R.; GHOSH, S. Understanding dynamics of large rivers aided by satellite remote sensing: a case study from Lower Ganga plains, India. **Geocarto International**, v. 27, n. 3, p. 207-219, 2012.

SINHA, R.; JAIN, V.; BABU, G. P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 207-225, 2005.

SIOLI, H. Sedimentation im Amazonasgebiet. **Geologische Rundschau**, v. 45, p. 608-633, 1957.

SMALL, C., STECKLER, M., SEEBER, L., AKHTER, S. H., GOODBRED JR, S., MIAD, B., IMAMB, B. Spectroscopy of sediments in the Ganges–Brahmaputra delta: Spectral effects of moisture, grain size and lithology. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 2, p. 342-361, 2009.

SMITH, M.; PAIN, C. Applications of remote sensing in geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 4, p. 568-582, 2009.

SOARES, E. A. A. **Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas**. 2007. 206 p. Tese (Doutorado). Universidade de E São Paulo -USP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, São Paulo: USP, 2007.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, p. 71-104, 1976.

SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; FILHO, E. P. S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 469-476, 1999.

STERLING, T. Der Amazonas. Time-Life Bücher: Amsterdam. 1979.

STERNBERG, H. O. Sismicite et morphologie en Amazonie bresilienne. **Annales de Geographie**, v. 342, p. 97-105, 1955.

STERNBERG, H. O. Vales tectônicos na planície amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, v. 12, n. 4, p. 511-531, 1950.

STROBL, J. Segmentation-based terrain classification. In: ZHOU, A.; LEES, B.; TANG, G. (eds.). **Advances in digital terrain analysis**. Berlin: Springer-Verlag, 2008. p. 125-139.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Logman Scientific & Technical, 1991. 537 p.

TOIVONEN, T.; MÄKI, S.; KALLIOLA, R. The riverscape of Western Amazonia - a quantitative approach to the fluvial biogeography of the region. **Journal of Biogeography**, v. 34, p.1374-138, 2007.

TRICART, J. L. F. Tipos de planícies aluviais e leitos fluviais na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 2, p. 3-38, 1977.

USGS, 2013. Landsat Processing Details. Disponível online em: http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php. Acesso em: Maio/2013.

VALERIANO, M. M.; KUPLICH, T. M.; STORINO, M.; AMARAL, B. D.; MENDES, J. N.; LIMA, B. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90 m data. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 8, p. 1169-1181, 2006.

VALERIANO, M. M.; ROSSETI, D. F. TOPODATA: **Seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos: INPE, 2010. 73p.

VANDENBERGHE, J. Climate forcing of fluvial system development; an evolution of ideas, **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2053-2060, 2003.

VIEIRA, L. C.; NOGUEIRA, A. C. R. Petrografia dos arenitos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Praia da Ponta negra, Manaus. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 3., 1998, São Carlos. **Anais...** 1998, p. 165.

WANDERLEY-FILHO, J. R. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, p. 217-225, 2007.

WESSELINGH, F. P.; SALO, J. A. Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota. **Scripta Geologica**, v. 133, p. 439-458, 2006.

WESSLINGH, F. P.; RÄSÄNEN, M. E.; IRION, G.; VONHOF, H. B.; KAANDORP, R.; RENEMA, W.; ROMERO-PITTMAN, L.; GINGRAS, M. Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene long-lived lake complex in western Amazonia. **Cainozoic Research**, v. 1, p. 35-81, 2001.

WOLMAN, M. G.; LEOPOLD, L. B. River floodplains: some observations on their formation. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 282c, p. 87-107, 1957.

WOODCOCK, C. E.; ALLEN, R.; ANDERSON, M.; BELWARD, A.; BINDSCHADLER, R.; COHEN, W., GAO, F.; GOWARD, S. N.; HELDER, D.; HELMER, E. Free access to Landsat imagery, **Science**, v. 320, p. 1011-1011, 2008.

XU, H. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 14, p. 3025-3033, 2006.

YU, L., GONG, P. Google Earth as a virtual globe tool for Earth science applications at the global scale: progress and perspectives. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, p. 3966-3986, 2012.