



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.01.14.17-TDI

**PALEOGEOFORMAS E SISTEMAS DE DRENAGEM DA
BACIA DO BAIXO RIO MADEIRA, AM:
INTERPRETAÇÃO DE DADOS DE SENSORIAMENTO
REMOTO**

Ericson Hideki Hayakawa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 14 de julho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A267LE>>

INPE
São José dos Campos
2011

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.01.14.17-TDI

**PALEOGEOFORMAS E SISTEMAS DE DRENAGEM DA
BACIA DO BAIXO RIO MADEIRA, AM:
INTERPRETAÇÃO DE DADOS DE SENSORIAMENTO
REMOTO**

Ericson Hideki Hayakawa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 14 de julho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A267LE>>

INPE
São José dos Campos
2011

H323p Hayakawa, Ericson Hideki.
Paleogeformas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM: interpretação de dados de sensoriamento remoto / Ericson Hideki Hayakawa. – São José dos Campos : INPE, 2011.
xxiv+167 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.01.14.17-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. Rio Madeira. 2. Paleogeformas. 3. Modelo Digital de Elevação (MDE). 4. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). 5. Tectônica. 6. Quaternário tardio. I.Título.

CDU 528.88:551.4

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Marcio de Morisson Valeriano


Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Dilce de Fátima Rossetti


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


Dra. Teresa Gallotti Florenzano


Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Mário Luis Assine


Convidado(a) / UNESP/RC / Rio Claro - SP

Dr. Edvard Elias Souza Filho


Convidado(a) / UEM / Maringá - PR

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

Aluno (a): Ericson Hideki Hayakawa

São José dos Campos, 14 de julho de 2011

“Do Rio que tudo arrasta se diz que é violento. Mas ninguém diz como são violentas as margens que o reprimem”.

Bertolt Brecht

*À minha Família, especialmente à minha avó, Tamie Hayakawa (in memoriam) e tio,
Massayoshi Hayakawa (in memoriam).*

AGRADECIMENTOS

Vários foram os personagens que participaram direta ou indiretamente na elaboração deste trabalho. De modo especial, agradeço primeiramente à minha orientadora, Dra. Dilce de Fátima Rossetti. Agradeço não só pelo voto de confiança, paciência, disponibilidade, profissionalismo, mas também pelos inúmeros outros predicados que fazem dela não apenas uma 'orientadora', mas um exemplo a ser seguido. Ela me propiciou, não apenas formação profissional, mas também humana.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela disponibilização de toda a infraestrutura necessária, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de doutorado. À secretaria da Pós-Graduação em sensoriamento remoto e aos pesquisadores do INPE que contribuíram para a elaboração deste trabalho. Em especial, à Maria Etelvina Renó Dias, Valéria e Vera Gabriel da Silva Fontes. Ao Dr. Flávio Jorge Ponzoni que, ainda no início de minha trajetória acadêmica, incentivou-me a pleitear uma vaga de doutorado no INPE. Ao Dr. Márcio de Morrison Valeriano, pelos constantes ensinamentos e auxílios.

Aos amigos da turma 2007, em especial: Adalberto Miura, Bruna Peloso, Bruno Rodrigues do Prado, Daniel Luís Andrade, Gustavo Bayma, Márcio Pupim, Marta Ummus, Rodrigo Campos Macedo, Sílvia Cristina, Sumaia Aboud, Téssio Novack, Vagner Azarias Martins Viviana Aguilar. Aos demais amigos que o INPE me proporcionou: Arnaldo de Queiroz, Cléber Gonzáles, Eric Sobreiro, Flávio Fortes, Gisele Trevisan, João Batista Tavares Júnior, Marcos Adami, Marco Aurélio Barros, Mateus Vieira, Poliana Bispo, Rogério Galante Negri, Rogério Marinho, Thiago Duarte. Aos 'amigos-irmãos' de orientação: Clódis Andrades Filho, Édipo Cremon, Hiran Zani e Thiago Bertani. Aos citados e todos aqueles que minha memória infelizmente não recordou, o meu agradecimento por fazer do doutoramento um período mais agradável e de constante troca de experiências.

Aos amigos Aguinaldo Silva, Angélica Nogueira, Cicília Maria, Diane Belusso, Edimara Rupolo, Edivando Vitor, Fabrício Coradini, Patrícia Fernandes, Renato Paes, Sidney Kuerten, Vanderley Magalhães. Aos parceiros de trabalho e amigos do Instituto de Ciências da Natureza (ICN) da Universidade Federal de Alfenas (Minas Gerais). Em especial, aos professores Dr. Fernando Kawakubo, Dr. Líneo Júnior, Dra. Marta F. M. Ferreira, Dr. Paulo Henrique de Souza, Dra. Rúbia Morato. À Universidade Federal de Alfenas, pela flexibilidade e compreensão diante dos compromissos que o meu doutoramento exigia.

Aos amigos do GPP (Grupo de Partilha de Profissionais) de São José dos Campos e Alfenas, pelos momentos de oração e descontração, em especial, Adriene, Breno, Carla, Cinthya Miura, Cíntia, Érica, Francine, Lenise, Lili, Luciana, Lucimara, Marquinhos, Patrícia, Plínio, Regiane, Renata, Rodrigo, Sandro, Val e Vanessa. À Luísa Daher, que com paciência e companheirismo vivenciou o período final do doutoramento e algumas das angústias e felicidades que este trabalho propiciou.

À minha FAMÍLIA, que de modo imensurável sempre estiveram presentes, dispostos de todo o apoio necessário. A Deus, pela providência, cuidado e constante presença em minha vida, guiando-me sempre pelos bons caminhos.

RESUMO

Paleoformas fluviais preservadas na paisagem atual se constituem em elemento de grande significado na reconstituição de bacias de drenagem no tempo e na identificação das variáveis potencialmente envolvidas em suas evoluções geológicas, como clima, relevo, solo, litologia, tectônica, vegetação, nível do mar. Esse tipo de estudo pode se beneficiar do emprego de produtos de sensoriamento remoto (SR), principalmente em áreas de grandes dimensões e de acesso difícil, como é o caso da região amazônica. O objetivo desta pesquisa foi o de reconstituir a dinâmica fluvial quaternária do baixo rio Madeira e discutir os fatores mais provavelmente envolvidos em sua evolução, com base na integração de dados de sensoriamento remoto e informações geológicas disponíveis. Foram analisados dados principalmente do Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), bem como em imagens ópticas e de radar provenientes de sensores instalados nos satélites Landsat e JERS-1, respectivamente. A combinação desses dados revelou inúmeras paleoformas caracterizadas por segmentos tipicamente alongados, sinuosos, contínuos ou descontínuos, que configuram redes complexas atribuídas a paleocanais sobrepostos. Estes são salientados por vegetação herbácea e/ou arbustiva, ou são totalmente encobertos por floresta densa, quando o reconhecimento só foi possível com base no MDE-SRTM. De modo geral, as paleoformas ocorrem em ambas as margens do rio Madeira, sendo que na margem direita desse rio, concentram-se em três áreas principais: a) adjacências do baixo curso do rio Jiparaná; b) interflúvio dos rios Marmelos e Aripunã; e c) bacia do rio Canumã, próximo à confluência do rio Madeira com o rio Amazonas. A reconstituição dos sistemas de paleodrenagem nessas áreas revelou forte dinâmica fluvial durante o Quaternário, refletida por mudanças no posicionamento do rio Madeira, bem como de vários de seus tributários, principalmente daqueles presentes em sua margem direita. A análise detalhada das bacias hidrográficas atuais revelou a presença de uma abundância de anomalias de drenagem, que incluem principalmente mudanças abruptas de direcionamento dos rios, junções ortogonais, meandramentos anômalos, padrões de drenagem anômalos e alargamentos anômalos de canais formando rias e lagos. Essas feições, combinadas ao estudo de lineamentos morfoestruturais e às informações referentes à paleodrenagem, sugerem que as frequentes posições ocupadas pelos rios ao longo do tempo refletem avulsões sucessivas e, em algumas áreas, capturas de drenagem promovidas pela reativação de estruturas tectônicas. Preferencialmente a outros fatores, como mudanças climáticas, a forte dinâmica sedimentar da bacia do rio Madeira produziu impactos na distribuição florística atual, registrado por contrastes abruptos entre vegetação de floresta densa e vegetação herbácea/arbustiva.

PALEOGEOFORMS AND DRAINAGE SYSTEM OF THE LOWER MADEIRA RIVER BASIN, AM: INTERPRETATION FROM REMOTE SENSING DATA

ABSTRACT

Fluvial paleogeofoms recorded in the modern landscape constitute elements of great significance for the reconstruction of drainage basins through time, as well as for the identification of the variables potentially involved in their geologic evolution, such as climate, relief, soil, lithology, tectonics, vegetation and sea level. Studies having this approach might benefit from the use of remote sensing products, particularly in large areas with difficult access, as in the Amazonian region. The main goal of this research was to reconstruct the Quaternary fluvial dynamics of the low Madeira River and discuss the factors most likely involved in its evolution, with basis on the integration of remote sensing data and available geological information. The work mainly included Digital Elevation Model (DEM) derived from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), as well as optical and radar images generated by sensors aboard the Landsat and JERS-1, respectively. Combination of these data revealed a number of paleogeofoms characterized by segments that are typically elongated, sinuous, either continuous or discontinuous, which configure complex networks attributed to overlapping paleochannels. These are highlighted by either herbaceous and/or shrub vegetation, or are entirely covered by dense forest, when their detection was only possible with basis on DEM-SRTM. In general, the paleogeofoms are located in both margins of the Madeira River, with those from its right margin being concentrated in three main areas: a) adjacency of the low Jiparaná River; b) Marmelos-Aripuanã interfluve; and c) Canumã River basin, near the confluence of the Madeira and Amazonas rivers. Reconstruction of the paleodrainage systems in these areas revealed intense fluvial dynamics during the Quaternary, which was recorded by shifts in the position of the Madeira River and of several of their tributaries, particularly of those at their right margin. Detailed analysis of the modern drainage basins revealed the presence of numerous drainage anomalies, which chiefly include abrupt changes in river courses, orthogonal junctions, anomalous meanders, anomalous drainage patterns, and sudden river enlargements forming *rias* and lakes. These features, combined with the study of morphostructural lineaments and with information derived from the paleodrainage, suggest that the frequent positions occupied by the rivers through time reflect successive avulsions and, in some areas, drainage capture promoted by reactivation of tectonic structures. Rather than other factors, for instance climatic change, the high sedimentary dynamic in the Madeira River basin had strong impacts on the distribution of vegetation patterns, recorded by abrupt contrasts between dense forest and herbaceous/shrub vegetated areas.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 - Propriedades de drenagem.....	6
Figura 3.2 - Exemplo de anomalias de drenagem.....	8
Figura 3.3 - Padrões de drenagem básicos.....	10
Figura 3.4 - Padrões de drenagem modificados.....	11
Figura 3.5 - Padrões de drenagem modificados.....	12
Figura 3.6 - Tipos de canal e sua relação com carga sedimentar, velocidade de fluxo, e energia do fluxo.....	16
Figura 3.7 - Padrões de canal definidos por Schumm (1981, 1985).....	17
Figura 3.8 - Localização das antenas das bandas C e X na nave espacial <i>Endeavour</i> e <i>swaths</i> e <i>subswaths</i> do projeto SRTM	24
Figura 3.9 - Área de cobertura e número de imageamento do projeto SRTM.....	25
Figura 4.1 - Área de estudo e os principais sistemas de drenagens.....	29
Figura 4.2 - Principais bacias hidrográficas que compõem a área de estudo.....	30
Figura 4.3 - Vegetação da área de estudo.....	32
Figura 4.4 - Área de estudo no contexto das principais bacias sedimentares da Amazônia.....	34
Figura 4.5 - Geologia e principais canais fluviais da área de estudo.....	37
Figura 4.6 - Sismicidade natural no Estado do Amazonas até o ano de 2009.....	47
Figura 6.1 - Paleocanais observados em imagem TM, no produto da classificação e no MDE-SRTM.	58
Figura 6.2 - Detalhe de paleocanal observado em MDE.....	60
Figura 6.3 - Distribuição geográfica de paleoformas na área de estudo.....	61
Figura 6.4 - Paleoformas localizadas na margem esquerda do rio Madeira.....	63
Figura 6.5 - Vista geral e detalhe da paleoforma da margem esquerda do rio Madeira.	64
Figura 6.6 - Perfis topográficos e histogramas elaborados com amostras coletadas do MDE.....	65
Figura 6.7 - Paleoformas da margem direita do rio Madeira, adjacências do baixo curso do rio Jiparaná.....	67
Figura 6.8 - Paleoformas das adjacências do rio Jiparaná observadas em imagens Landsat GeoCover.....	68
Figura 6.9 - Paleoformas (linhas tracejadas) detectadas nas margens do baixo curso do rio Jiparaná com base no MDE.....	69
Figura 6.10 - Paleoformas na bacia dos rios Jiparaná-Marmelos.....	70
Figura 6.11 - Caracterização altitudinal das paleoformas do baixo curso do rio Jiparaná.....	72
Figura 6.12 - Localização geral do paleocanais nas respectivas bacias hidrográficas.....	74
Figura 6.13 - Paleoformas do interflúvio Manicoré-Aripuanã.....	75
Figura 6.14 - MDE ilustrando detalhes das paleoformas na parte central do interflúvio Marmelos-Aripuanã.....	76

Figura 6.15 - Paleocanais presentes a noroeste do rio Aripuanã, vistos em MDE e em imagem Landsat Geocover (RGB742).....	78
Figura 6.16 - Imagens de alta resolução <i>QuickBird (Image- 2007 Digital Globe)</i> , ilustrando detalhes de paleocanais do interflúvio Marmelos-Aripuanã, e sua relação com a vegetação.....	79
Figura 6.17 - Caracterização altitudinal das paleoformas presentes no interflúvio Marmelos-Aripuanã.....	81
Figura 6.18 - Paleoformas na região de confluência entre os rios Madeira e Amazonas.....	82
Figura 6.19 - Configuração geral do rio Canumã e de seus tributários próximo da confluência entre os rios Madeira a Amazonas e vista geral da paleoforma.....	84
Figura 6.20 - Vista geral e detalhe de compartimento do rio Canumã em imagem JERS-1 e em MDE.....	86
Figura 6.21 - Caracterização altitudinal das paleoformas presentes na bacia do rio Canumã.....	87
Figura 6.22 - Compartimentação das bacias hidrográficas da área de estudo.....	89
Figura 6.23 - Distribuição da densidade de drenagem na área de estudo.....	90
Figura 6.24 - Bacias de drenagem da margem esquerda do rio Madeira, com indicação de seus padrões dominantes.....	91
Figura 6.25 - Anomalias de drenagem presentes no conjunto de drenagem da margem esquerda do rio Madeira.....	94
Figura 6.26 - Configuração dos rios Acará e Capanã próximo às suas confluências com o rio Madeira.....	95
Figura 6.27 - MDE com vista geral dos sistemas de drenagem na margem esquerda do rio Madeira.....	96
Figura 6.28 - Bacias de drenagem dos rios Jiparaná e Marmelos, com indicação de seus padrões dominantes.....	99
Figura 6.29 - Anomalias de drenagem no conjunto de drenagem dos rios Jiparaná-Marmelos.....	101
Figura 6.30 - Conjunto de drenagem dos rios Manicoré e Aripuanã, com indicação de seus padrões dominantes.....	104
Figura 6.31 - Anomalias de drenagem nos rios Manicoré-Aripuanã observadas em MDE.....	106
Figura 6.32 - Conjunto de drenagem do rio Canumã.....	109
Figura 6.33 - Anomalias de drenagem associadas com a bacia de drenagem do rio Canumã.....	111
Figura 6.34 - Anomalias de drenagem na bacia do rio Canumã.....	112
Figura 6.35 - Canal do rio Madeira e limite de sua planície de inundação no contexto da área de estudo	114
Figura 6.36 - Características do rio Madeira, terraço e planície de inundação no trecho entre Humaitá e Borba (AM).	115
Figura 6.37 - Processo de avulsão por em segmento do rio Madeira ocorrido na década de 1980.	116
Figura 6.38 - Lineamentos morfoestruturais da área de estudo extraídos a partir da rede de drenagem.....	118

Figura 6.39 - Densidade de lineamentos da área de estudo.....	119
Figura 6.40 - Diagramas em roseta com os direcionamentos dos lineamentos extraídos a partir da rede de drenagem em escala 1:100.000.....	121
Figura 7.1 - Modelo evolutivo com a reconstituição do processo de abandono do paleocanal na margem esquerda do rio Madeira.....	128
Figura 7.2 - Paleocanais adjacentes ao rio Jiparaná.....	130
Figura 7.3 - Modelo de evolução de paleocanais dos rios Roosevelt e Aripuanã.....	132
Figura 7.4 - Configuração dos paleocanais do baixo rio Madeira em relação as principais drenagens atuais.	133
Figura 7.5 - Modelo esquemático representado a assimetria de drenagem de segmento do rio Madeira.....	142
Figura 7.6 - Tributários próximo do baixo e médio cursos dos rios Madeira e Amazonas que tiveram seus vales afogados.....	144
Figura 7.7 - Configuração atual do rio Madeira e de sua planície de inundação.....	146

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Caracterização dos tipos básicos de padrão de drenagem.....	13
Tabela 3.2 - Caracterização dos tipos modificados de padrão de drenagem.....	14
Tabela 3.3 - Características de morfologias fluviais.....	19
Tabela 3.4 - Características gerais do sensor <i>Thematic Mapper</i> (TM).....	28
Tabela 4.1 - Principais interpretações atribuídas aos pulsos tectônicos da bacia Amazônica.....	40
Tabela 4.2 - Sismos ocorridos na Bacia Amazônica.....	44
Tabela 5.1 - Descrição das órbita/ponto e data de imageamentos das imagens utilizadas.....	50

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional das Águas
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
CBERS	Satélite Sino Brasileiro de Recursos Terrestres
CCD	<i>Charge Coupled Device</i> (Câmera Imageadora de Alta Resolução no CBERS)
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
ENVI	<i>Environmet for Visualizing Images</i>
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
GLCF	<i>Global Land Cover Facility</i>
HRC	<i>High Resolution Camera</i>
HH	Polarização do tipo horizontal-horizontal
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRS	<i>Indian Remote Sensing Satellite</i>
JAXA	<i>Japanese Aerospace Exploration Agency</i>
JERS	<i>Japanese Earth Resources Satellite</i>
Landsat	<i>Land Remote Sensing Satellite</i>
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MDE	Modelo Digital de Elevação
MSS	<i>Multispectral Scanner Sensor</i>
NASDA	<i>National Space Development Agency of Japan</i>
OBSIS	Observatório Sismológico da Universidade de Brasília
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RGB	<i>Red Green Blue</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i> ou Radar de Abertura Sintética
SIR	<i>Shuttle Imaging Radar Mission</i>

SLAR	<i>Side Looking Airbone Radar</i>
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Geográficas
SR	Sensoriamento Remoto
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	3
2.1 Geral.....	3
2.2 Específicos.....	3
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
3.1 Análise de sistemas fluviais	5
3.1.1 Propriedades de Drenagem.....	5
3.1.2 Padrão de Drenagem.....	8
3.1.3 Morfologia Fluvial.....	15
3.2 Geomorfologia fluvial e sensoriamento remoto.....	19
3.3 Especificações dos dados de sensoriamento remoto.....	23
3.3.1 Modelo digital de elevação da <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> (SRMT).....	23
3.3.1.1 A influência da cobertura vegetal no MDE SRTM.....	26
3.3.2 Imagens Landsat	26
3.3.3 JERS-1.....	28
4 ÁREA DE ESTUDO	29
4.1 Localização e acesso.....	29
4.2 Clima e Vegetação.....	31
4.3 Geomorfologia.....	32
4.4 Contexto geológico.....	34
4.5 Neotectônica na Amazônia.....	39
5 MATERIAIS E MÉTODOS	49
5.1 Materiais	49
5.2 Métodos	51
6 RESULTADOS	57
6.1 Detecção de paleogeformas nos produtos de SR	57
6.2 Caracterização das paleogeformas.....	60
6.2.1 Margem esquerda do rio Madeira.....	62

6.2.2 Margem direita do rio Madeira.....	66
6.2.2.1 Paleogeofomas entre as bacias dos rios Jiparaná e Marmelos.....	66
6.2.2.2 Interflúvio Marmelos-Aripuanã.....	73
6.2.2.3 Bacia do rio Canumã	82
6.3 Caracterização da rede de drenagem	88
6.3.1 Conjunto de drenagem da margem esquerda do rio Madeira.	90
6.3.2 Conjunto de drenagem da margem direita do rio Madeira	96
6.3.2.1 Rios Jiparaná-Marmelos.....	96
6.3.2.2 Rios Manicoré e Aripuanã	101
6.3.2.3 Rio Canumã.....	107
6.4 Calha do rio Madeira.....	113
6.5 Lineamentos Morfoestruturais.....	117
7 DISCUSSÃO	123
7.1 Avaliação do potencial dos produtos de SR em estudos de paleogeofomas fluviais	123
7.2 Interpretação e modelo de evolução das paleogeofomas.....	126
7.2.1 Paleocanais da margem esquerda do rio Madeira	127
7.2.2 Paleocanais da margem direita do rio Madeira	129
7.3 O modelo de megaleque distributário.....	134
7.4 Processo e causa do abandono de canais na área de estudo	137
8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	149
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	151

1 INTRODUÇÃO

A configuração atual dos sistemas fluviais reflete uma somatória de fatores inter-relacionados (p.e., clima, relevo, solo, litologia, tectônica, vegetação, nível do mar), que atuaram principalmente nos últimos dois períodos geológicos, o Terciário e o Quaternário. Como o relacionamento entre essas variáveis é complexo, a reconstituição da evolução de sistemas fluviais no tempo geológico é tarefa de difícil abordagem, que requer esforços interdisciplinares. Para a região Amazônica, esta tarefa é ainda mais complexa, devido à dificuldade de obtenção de dados geológicos e geomorfológicos, imposta pela grande dimensão da área e acessibilidade limitada. Em particular, a espessa cobertura vegetal e a topografia predominantemente baixa desfavorecem exposições geológicas naturais, dificultando a aquisição de informações em campo. Em geral, os trabalhos disponíveis têm sido de natureza pontual, o que tem impedido o melhor entendimento de temas relevantes, como idade de instalação dos sistemas de drenagem, sua forma de evolução, abrangência dos depósitos sedimentares resultantes, bem como tipo e magnitude de fatores potencialmente controladores.

Similarmente à grande maioria da bacia Amazônica, informações geológicas e geomorfológicas disponíveis para a área que compreende a bacia do rio Madeira são provenientes, principalmente, de estudos realizados pelo Projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1978) e de mapeamentos feitos pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Outros estudos são raros (LATRUBESSE, 2002; LATRUBESSE; KALICKI, 2002; SOUZA FILHO et al., 1999). Apesar da importância desses estudos para o entendimento da sedimentação quaternária da bacia do rio Madeira, os dados disponíveis são, ainda, insuficientes para reconstituir a dinâmica de evolução desse sistema de drenagem durante o Quaternário, bem como determinar os fatores que influenciaram essa evolução.

A bacia do rio Madeira, em especial sua porção localizada no território brasileiro, é de interesse porque: 1. contém uma complexidade de sistemas de drenagem, tanto atuais como palimpsestos (principalmente paleocanais e paleovales), cujo mapeamento pode ser importante em discussões sobre a evolução dos grandes rios amazônicos; e 2. similarmente a outras áreas amazônicas, esta bacia apresenta feições morfoestruturais sugestivas de drenagem desenvolvida sob efeito tectônico (p.e., BEMERGUY, 1981,

1997; BEMERGUY et al., 2002; BEZERRA, 2003; COSTA, 2001; COSTA et al., 1996a,b; MAURO et al., 1978; SILVA, 2005). Adicionalmente, variações climáticas e do nível do mar nos sistemas de drenagem também devem ser considerados na análise dos sistemas de drenagem atual (ver revisão deste tema em MERTES; DUNNE, 2007). Portanto, a caracterização detalhada da bacia do rio Madeira, especialmente nas áreas de sedimentação Terciária e Quaternária, pode contribuir para o entendimento da evolução do sistema de drenagem amazônico. Este objetivo pode ser, pelo menos em parte, alcançado pela caracterização dos sistemas de drenagem atual e pretérita.

Ferramentas de sensoriamento remoto têm favorecido a condução de investigações visando a caracterização de ambientes físicos em várias regiões do globo, particularmente em investigações de grandes áreas territoriais de acesso restrito, como é o caso específico da Amazônia. Recentemente, estudos enfocando essa região têm se beneficiado pela crescente disponibilidade de diferentes produtos e técnicas de sensoriamento remoto. A partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) gerado de dados coletados pela *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), vários autores (p.e., ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007; MANTELLI, 2008; ROSSETTI, 2010; ROSSETTI; VALERIANO, 2007a,b; ROSSETTI et al., 2005, 2007a,b) obtiveram sucesso na caracterização de paleoformas relacionadas a antigos sistemas de drenagem para grandes áreas da Amazônia brasileira, mesmo sob densa cobertura florestal. Considerando-se essas experiências prévias, pode-se antecipar que dados de MDE-SRTM, combinado com demais produtos de SR, podem auxiliar na caracterização da dinâmica fluvial quaternária da bacia do rio Madeira.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Reconstituir a dinâmica fluvial quaternária da bacia do baixo rio Madeira por meio de dados de sensoriamento remoto e discutir os prováveis fatores que potencialmente influenciaram sua evolução.

2.2 Específicos

1. Identificar morfologias na paisagem que possam revelar sistemas de drenagem pretéritos (p.e., paleocanais), bem como outras feições morfológicas relacionadas com ambientes passados;
2. Utilizar variáveis geomorfológicas que permitam elaborar modelo de evolução dos sistemas de drenagem da área de estudo;
3. Identificar elementos geomorfológicos sobre a drenagem atual, que possam comprovar a hipótese de influência tectônica no desenvolvimento dos sistemas de drenagem pretéritos e atuais;
4. Verificar a eficiência na detecção de paleogeofomas comparando-se o modelo digital de elevação da SRTM com imagens de satélite da série Landsat e imagens do radar JERS-1.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A análise dos sistemas fluviais pautados em elementos como propriedades de drenagem, padrão de drenagem e morfologia fluvial, bem como a identificação de paleoformas na paisagem, é fundamental em estudos de reconstituição da dinâmica fluvial pretérita. Este tipo de estudo pode ser conduzido com o auxílio de dados de sensoriamento remoto, que continuamente se consolida como uma importante ferramenta em estudos de geomorfologia fluvial, tanto na caracterização de dinâmicas atuais, como pretéritas. Este capítulo contempla os principais conceitos referentes à geomorfologia fluvial e à utilização de dados de SR aplicados à sua caracterização.

3.1 Análise de sistemas fluviais

A análise de sistemas fluviais fornece informações referentes ao tipo de substrato geológico, solo, relevo e vegetação, permitindo inferências sobre clima e contexto tectônico, tanto atuais, quanto aqueles atuantes no passado geológico, principalmente no final do Quaternário (SOARES; FIORI, 1976).

As principais variáveis utilizadas em descrições de sistemas de drenagem, incluindo propriedade, padrão e morfologia (CHRISTOFOLETTI, 1981; HORTON, 1945; HOWARD, 1967; KEHEW, 1995; LUEDER, 1959; MORISAWA, 1985; SCHUMM, 1972, 1977, 1981, 1985; SOARES; FIORI, 1976; SUMMERFIELD, 1991), são detalhados a seguir.

3.1.1 Propriedades de Drenagem

Dentre as principais propriedades usadas para qualificar drenagens, ressalta-se a densidade, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e formas anômalas (HORTON, 1945; HOWARD, 1967; LUEDER, 1959; SOARES, FIORI, 1976) (Figura 3.1). A densidade define, em grande parte, a textura do terreno e corresponde ao comprimento total da rede de drenagem da bacia em relação à sua área (SOARES; FIORI, 1976 - Figura 3.1A). Esta propriedade reflete fatores como declividade de vertentes, cobertura vegetal, precipitação (CHRISTOFOLETTI, 1981) ou, ainda, tipo e permeabilidade do substrato (SOARES; FIORI, 1976).

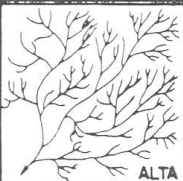
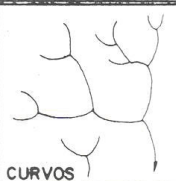
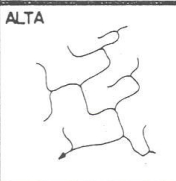

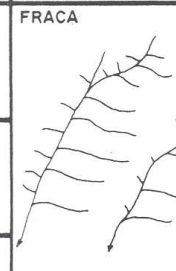

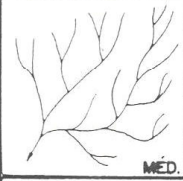
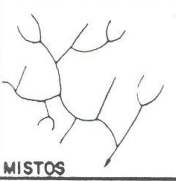


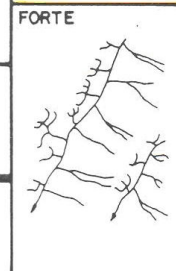

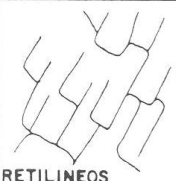


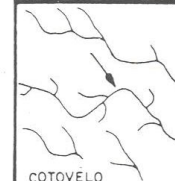

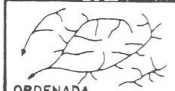

A - DENSIDADE	B - SINUOSIDADE	C - ANGULARIDADE	D - TROPIA	E - ASSIMETRIA	F - FORMAS ANÔMALAS
 ALTA	 CURVOS	 ALTA	 UNI DIRECIONAL	 FRACA	 MEANDROS ISOLADOS
 MED.	 MISTOS	 MEDIA	 BIDIRECIONAL		 FORTE
 BAIXA	 RETILÍNEOS	 BAIXA	 TRIDIRECIONAL	 COTOVELO	
			 MULTIDIRECIONAL		
			 DESORDENADA		
			 ORDENADA		

Figura 3.1 - Propriedades de drenagem
Fonte: Soares; Fiori (1976)

A sinuosidade é uma propriedade que relaciona o comprimento do canal com o comprimento do eixo do vale, bem como com a declividade do vale e o gradiente do canal (SCHUMM et al., 2000). De acordo com esta propriedade, os rios podem ser curvos, retilíneos ou mistos (Figura 3.1B; SOARES; FIORI, 1976). Canais retilíneos frequentemente refletem influência de controle estrutural, enquanto canais sinuosos comumente refletem carga sedimentar. Em geral, a predominância de carga de fundo favorece canais largos, rasos e com baixos índices de sinuosidade. Já o predomínio de carga em suspensão propicia canais estreitos, profundos e de maior sinuosidade. A sinuosidade dos canais pode ser alterada em áreas tectonicamente ativas (KELLER; PINTER, 1996). Em áreas rebaixadas, comumente ocorre aumento de sinuosidade, enquanto em áreas soerguidas, há redução de sinuosidade (p.e., KELLER; PINTER, 1996).

A angularidade refere-se ao ângulo formado na confluência dos elementos de drenagem (Figura 3.1C - SOARES; FIORI, 1976), podendo variar de baixa (ângulos agudos menores que 60°), média (ângulos retos maiores que 60° e menores que 120°) a alta (maiores que 120°). Tropia reflete o desenvolvimento de canais em uma direção preferencial, podendo variar de unidirecional, bidirecional, tridirecional a

multidirecional. Ambas as propriedades auxiliam na observação do controle estrutural da drenagem (Figura 3.1D - SOARES; FIORI, 1976).

A assimetria de drenagem é uma propriedade resultante da comparação da drenagem tributária em ambas as margens de um rio principal, podendo variar de fraca (diferença somente na extensão dos canais em cada margem) a forte (diferença na extensão e na forma dos canais) (Figura 3.1E - SOARES; FIORI, 1976). Esta é uma propriedade que comumente reflete áreas com controle estrutural, podendo permitir detectar o grau de basculamento na bacia de drenagem (KELLER; PINTER, 1996). O fator de assimetria (AF) é definido por:

$$AF = 100 \frac{A_r}{A_t}$$

em que A_r é a área da bacia na margem direita (face à jusante) e A_t é a área total da bacia de drenagem. Assim, considerando-se litologias homogêneas, se $AF= 50$ tem-se bacias tectonicamente estáveis, e se $AF>50$ ou $AF<50$ tem-se bacias tectonicamente instáveis, com basculamentos na margem direita e esquerda do rio principal, respectivamente (KELLER; PINTER, 1996).

Outro aspecto da drenagem que serve para analisar se uma área tem efeito tectônico consiste em formas anômalas. Esta propriedade refere-se à presença de morfologias no sistema de drenagem que destoam do seu arranjo geral (SOARES; FIORI, 1976). Anomalias de drenagem principais incluem: mudança rápida de padrão; retilinidade de canais; meandramento local; meandros isolados ou comprimidos; alargamento e estreitamento abrupto de vales; e curvas e inflexões anômalas, principalmente aquelas que resultam em ângulos ortogonais (Figura 3.1F e 3.2). Demais exemplos de anomalias incluem mudança no padrão de canal ao longo do curso, formação de lagos próximo a confluências (rias), diques marginais isolados e captura de canais (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; HOLMES, 1965; HOWARD, 1967; LIMA, 2002; SUMMERFIELD, 1991; VENEZIANE; ANJOS, 1982).

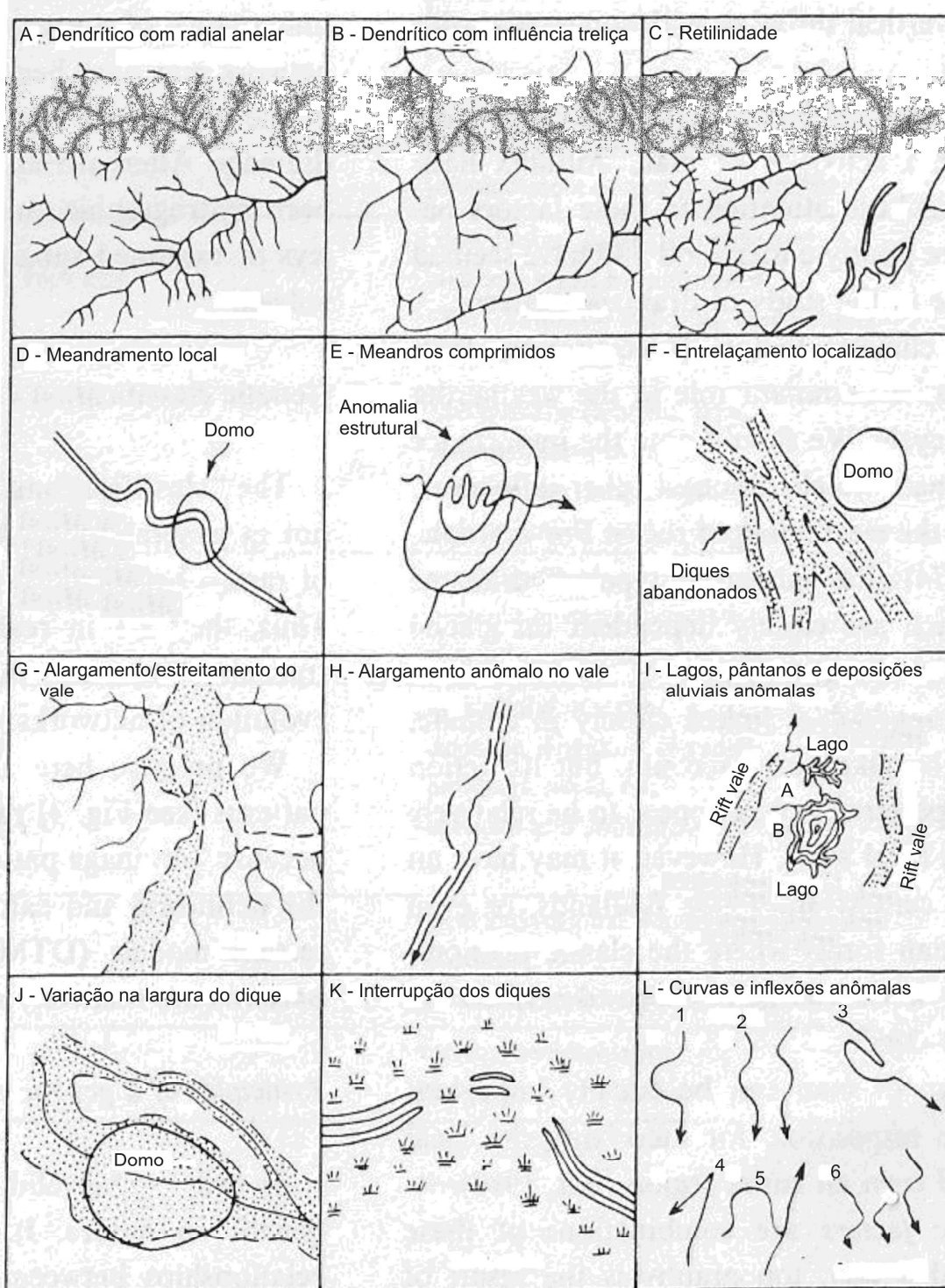


Figura 3.2 - Exemplo de anomalias de drenagem
 Fonte: Adaptado de Howard (1967)

3.1.2 Padrão de Drenagem

Padrão de drenagem refere-se ao arranjo de canais em um sistema de drenagem, o que depende não só de fatores climáticos e litológicos, mas principalmente da estruturação

tectônica das rochas. Os padrões de drenagem mais comuns ou básicos são (HOWARD, 1967): dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, multibacinal e contorcido (Figura 3.3). Categorias modificadas (Figuras 3.4 e 3.5), associadas principalmente aos padrões dendrítico (e.g., subdendrítico, pinado, anastomótica, distributário), paralelo (e.g., subparalelo e colinear), treliça (e.g., subtreliça, treliça recurvado, treliça em falha, treliça encaixada – *joint trellis*), retangular (e.g., angulado) e radial (e.g., centrípeta), foram também apresentados (HOWARD, 1967). Incluem-se, ainda, padrões de drenagem complexos, compostos e palimpsestos (Figura 3.5).

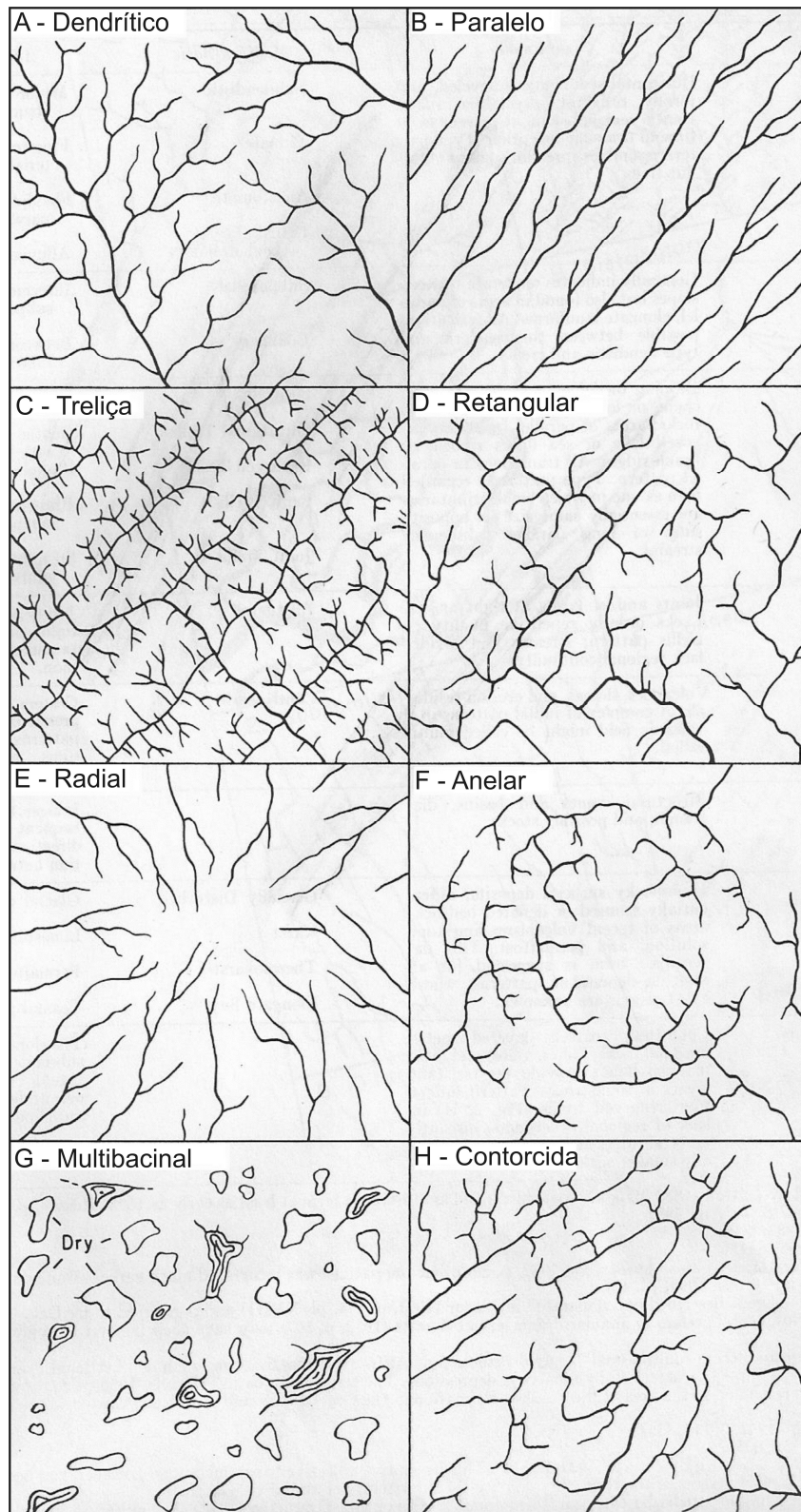


Figura 3.3 - Padrões de drenagem básicos
 Fonte: Howard (1967)

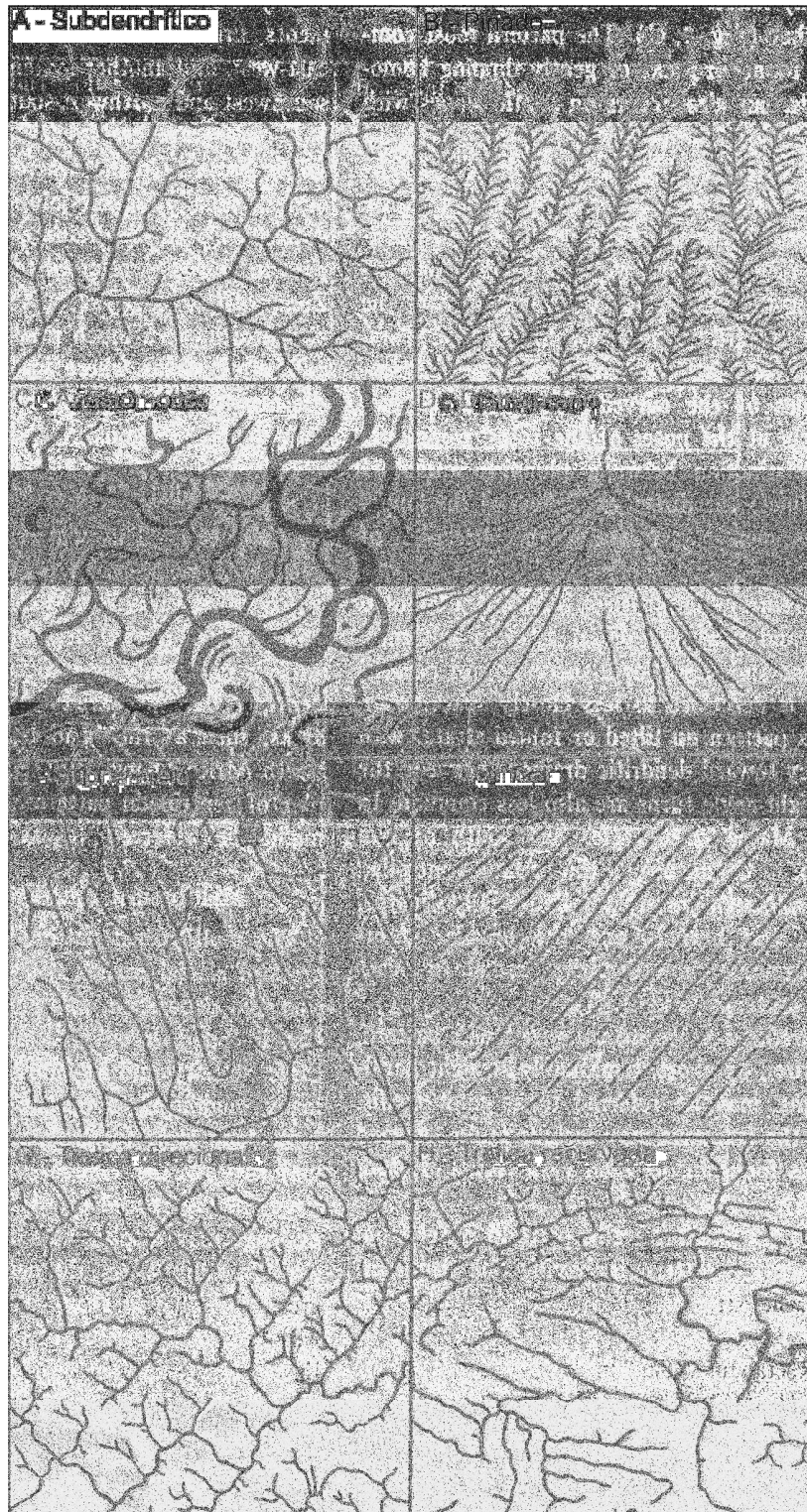


Figura 3.4 - Padrões de drenagem modificados
Fonte: Howard (1967)

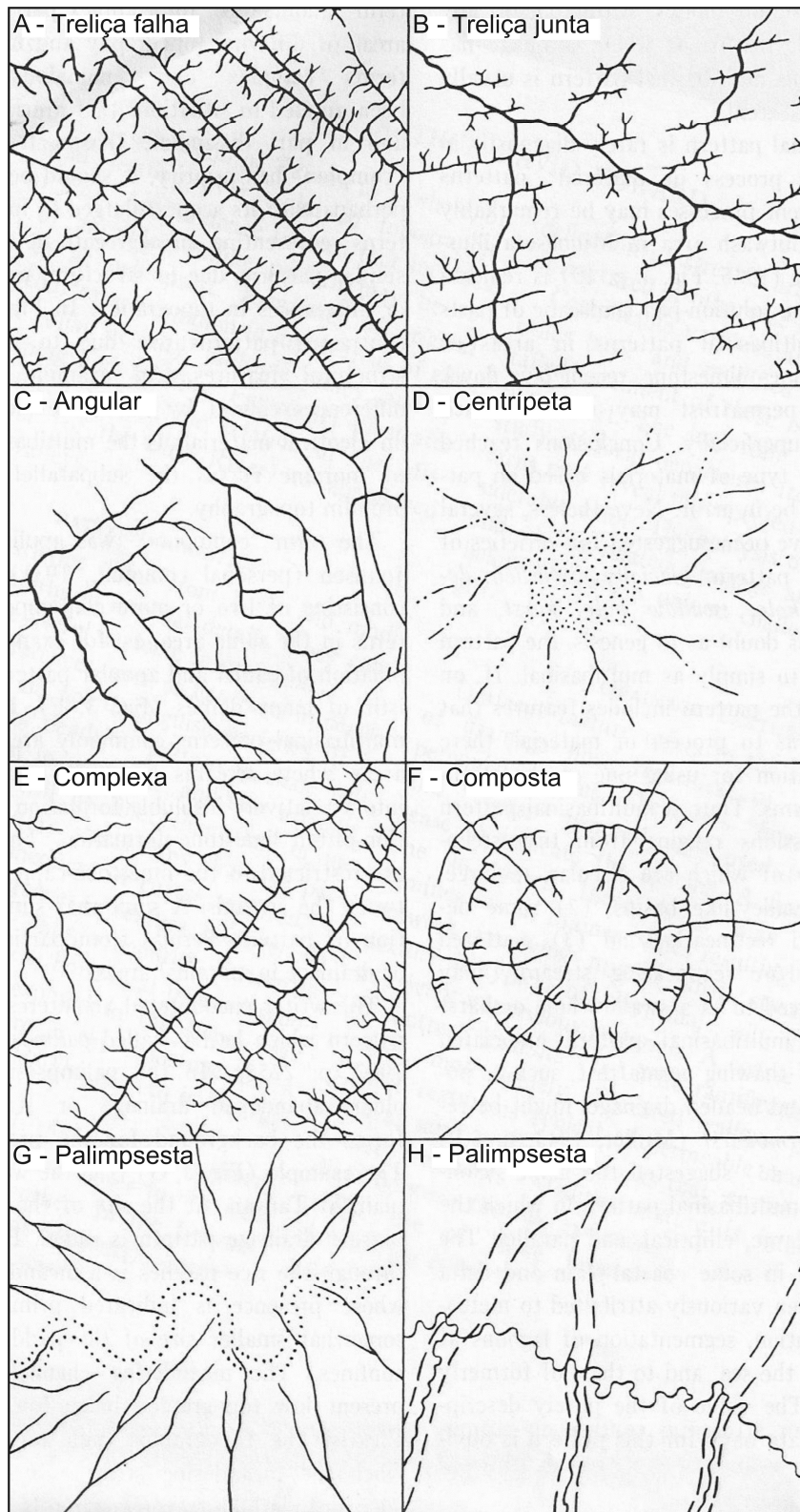


Figura 3.5 - Padrões de drenagem modificados
Fonte: Howard (1967)

A análise das características gerais de cada padrão de drenagem revela o papel determinante da estrutura geológica em sua configuração (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; MORISAWA, 1985) (Tabela 3.1 e 3.2).

Tabela 3.1 - Caracterização dos tipos básicos de padrão de drenagem

Padrão	Características	Causas
Dendrítico	<ul style="list-style-type: none"> • ramos irregulares em todas as direções • ramos semelhantes aos galhos de uma árvore • junção do canal principal com os tributários em vários ângulos • os canais são inseqüentes de origem • ausência de canais conseqüentes 	<ul style="list-style-type: none"> • o declive é o fator controlador • as rochas possuem resistência uniforme em superfícies horizontais (planos, platôs, maciços cristalinos) • rochas que sofreram intenso metamorfismo • drenagem dendrítica implica em ausência de controles estruturais significantes
Treliça	<ul style="list-style-type: none"> • tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário conflui • tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao tributário primário • situa-se entre o padrão dendrítico e o retangular • a drenagem treliça compreende canais subseqüentes conectados por reseqüentes ou obseqüentes 	<ul style="list-style-type: none"> • a drenagem é conseqüente em origem, e pode assumir padrão treliça localmente, resultado de glaciação • característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada • rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas • áreas de fraturas ou falhas paralelas, dobras monoclinais ou isoclinais
Paralelo	<ul style="list-style-type: none"> • canais paralelos uns aos outros • planícies de lagos, planícies costeiras, bacias glaciais basculadas e com forte declive • lados de vales jovens, em lagos ou mares fechados e em escarpas de falha 	<ul style="list-style-type: none"> • declive regional pronunciado (longo) e inclinação moderada a forte • controle de declive por feições topográficas paralelas, controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais
Retangular	<ul style="list-style-type: none"> • curvas em ângulo reto, no canal principal e nos tributários, sendo mais irregular que o padrão treliça • confluências em ângulo reto 	<ul style="list-style-type: none"> • controle estrutural dominante • juntas e falhas das rochas em ângulo reto • os canais seguem linhas de fraqueza • rochas metamórficas e sedimentos dobradas
Centrífugo ou radial	<ul style="list-style-type: none"> • os canais se irradiam de uma área central • radial do centro para fora • multiradial é um complexo de padrões radiais em um campo vulcânico 	<ul style="list-style-type: none"> • drenagem conseqüente de domos, montanhas (vulcões, maciços residuais)
Anelar	<ul style="list-style-type: none"> • semelhante a um anel • subseqüente em origem, associado com domos dissecados ou estruturas em bacias • tributários subseqüentes desenvolvidos na medida em que a erosão avança • desenvolve-se quando os estratos sedimentares apresentam grandes variações no grau de resistência 	<ul style="list-style-type: none"> • maior influência da estrutura sobre o declive • o declive só controla o curso inicial do canal • estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal
Multibacinal	<ul style="list-style-type: none"> • presença de múltiplas depressões • presença de lagos 	<ul style="list-style-type: none"> • depósitos superficiais com forma em <i>hummocky</i> • áreas de vulcanismo recente, dissolução de calcários e <i>permafrost</i>
Contorcido	<ul style="list-style-type: none"> • Difere-se do padrão treliça pela carência de linha de ordem regional, e a descontinuidade de cristais e vales geralmente é em menor escala 	<ul style="list-style-type: none"> • rochas metamórficas grosseiramente acomodadas • diques, veios e bandas migmatizadas originam camadas resistentes em algumas áreas

Fonte: Adaptado de Deffontaines; Chorowicz, 1991; Morisawa, 1985.

Tabela 3.2 - Caracterização dos tipos modificados de padrão de drenagem

Padrão	Características	Causas
Dendrítico modificado		
Subdendrítico	<ul style="list-style-type: none"> • canais principais são conseqüentes • os tributários se estendendo horizontalmente leves • variação do padrão dendrítico 	<ul style="list-style-type: none"> • fraco controle topográfico ou estrutural tênue e controle secundário insignificante • rochas homogêneas
Pinado	<ul style="list-style-type: none"> • os canais são conseqüentes em origem • junções em ângulo agudo com e tributários frequentemente espaçados e mais ou menos paralelos • padrão em forma de pena ou como copa de árvores 	<ul style="list-style-type: none"> • controle pela declividade uniforme do canal principal • resistência homogênea das rochas (materiais facilmente erodíveis de textura fina como cinzas vulcânicas e siltes)
Distributário	<ul style="list-style-type: none"> • leques aluviais e deltas com tributários divergindo de um canal principal 	
Anastomótico	<ul style="list-style-type: none"> • entrelaçamento de canais tortuosos, lamacentos, pantanosos • comuns em planícies de inundação, deltas e pântanos 	
Treliça modificado		
Subtreliça	<ul style="list-style-type: none"> • formas de relevo alongadas e paralelas e continuidade de drenagem dominante 	
Treliça direcional	<ul style="list-style-type: none"> • direção de treliça dominante controlada pela estrutura ou pela litologia • tributários em um lado mais longo que no outro 	<ul style="list-style-type: none"> • série de falhas, juntas ou planos de fraqueza paralelas • declividade fraca com cristas de praia ou homoclíneo suave
Treliça falha	<ul style="list-style-type: none"> • o espaçamento entre os canais subseqüentes paralelos é mais largo que no treliça típico • ramos convergentes e divergentes, de falhas paralelas 	<ul style="list-style-type: none"> • é um treliça controlado por falhas ou planos de fraqueza paralelos • <i>grabens</i> e <i>horsts</i> alternados ou uma sucessão de rifts paralelos
Treliça junta	<ul style="list-style-type: none"> • falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas 	
Treliça recurvada	<ul style="list-style-type: none"> • curvas acentuadas ao redor de narizes de dobras com caimento 	<ul style="list-style-type: none"> • distinção entre antiformes e sinformes, o canal mais longo indica a direção do mergulho do eixo
Paralelo modificado		
Subparalelo	<ul style="list-style-type: none"> • canais orientados em direções similares, mas sem a regularidade do padrão paralelo • como uma árvore de álamo 	<ul style="list-style-type: none"> • xistosidade, falhamentos e dobramentos complexos • controle pela declividade e formas de relevo paralelas
Colinear	<ul style="list-style-type: none"> • sucessão de canais que se estendem ao longo de uma mesma linha reta (podem desaparecer e emergir abaixo) 	<ul style="list-style-type: none"> • litologia. Dunas ou sulco em rochas de composição uniforme (areias, poeira vulcânica)
Retangular modificado		
Angular	<ul style="list-style-type: none"> • as junções formam ângulos agudos ou obtusos sem nenhum ângulo reto • curvas em ângulo agudo e tributário com curso contrário ao gradiente do vale 	<ul style="list-style-type: none"> • rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas • intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto
Centrípeto modificado		
Centrípeto	<ul style="list-style-type: none"> • vertentes internas de crateras ou caldeiras, domos brechados, bacias estruturais • algumas vezes suas dimensões são insignificantes para aparecer nos mapas • os canais fluem para dentro, ou nas proximidades de depressões centrais fechadas 	<ul style="list-style-type: none"> • a drenagem centrípeta de bacias estruturais pode ser conseqüente ou resequentes, enquanto que nos domos é obseqüente • crateras, caldeiras ou outras depressões, sinclinais ou anticlinais erodidos.
Contorcido modificado		
Complexo	<ul style="list-style-type: none"> • podem representar várias padrões • a complexidade do modelo é a sua maior característica 	<ul style="list-style-type: none"> • depende de condicionantes estruturais
Composto	<ul style="list-style-type: none"> • dois ou mais padrões contemporâneos na mesma área 	<ul style="list-style-type: none"> • integração parcial da drenagem em uma área de morainas
Palimpsesto	<ul style="list-style-type: none"> • antigos canais ou padrão de drenagem abandonados 	

Fonte: Adaptado de Deffontaines; Chorowicz, 1991; Morisawa, 1985.

3.1.3 Morfologia Fluvial

A morfologia fluvial é de grande importância na análise fluvial, uma vez que ela reflete o tipo de descarga, o grau de estabilidade e a forma do canal. Estudos de geomorfologia fluvial tem feito uso da combinação de dados empíricos, experimentais e de modelagem, a fim de compreender processos físicos, reconstituir a história evolutiva, prever mudanças futuras, e entender mecanismos que influenciam no desenvolvimento de canais, bem como de bacias de drenagem em diferentes contextos geológicos e climáticos (THORNDYCRAFT et al., 2008). Em geral, a compreensão da dinâmica fluvial tem alto grau de complexidade, que é resultado, por exemplo, da dimensão dos sistemas fluviais. Comumente, os sistemas fluviais ultrapassam dezenas ou centenas de quilômetros de extensão, podendo sofrer influência de diferentes contextos geológicos, os quais contribuem para dificultar a compreensão de sua geomorfologia e dinâmica.

De modo geral, a descarga d'água determina as grandezas do canal (largura, profundidade, dimensão), enquanto que as proporções relativas de carga de leito (areia e cascalho) e carga suspensa (silte e argila) determinam não só a forma do canal, mas também a razão largura profundidade e forma do canal (SCHUMM et al., 2000; SUMMERFIELD, 1991). De maneira geral, três tipos morfológicos foram inicialmente definidos (LEOPOLD; WOLMAN, 1957): retilíneo, meandrante e entrelaçado. A estes, foram adicionadas as morfologias transicionais e as anastomosadas (KNIGHTON, 1998). Neste sentido, cinco tipos morfológicos foram apresentados na figura 3.6, sendo estes baseados principalmente na carga sedimentar transportada (SCHUMM, 1981). A estabilidade relativa dessas morfologias quanto à sua atividade de erosão, forma e gradiente do canal, bem como à relação entre granulometria e quantidade da carga sedimentar e à velocidade e energia do fluxo do canal, também podem ser observados nessa figura.

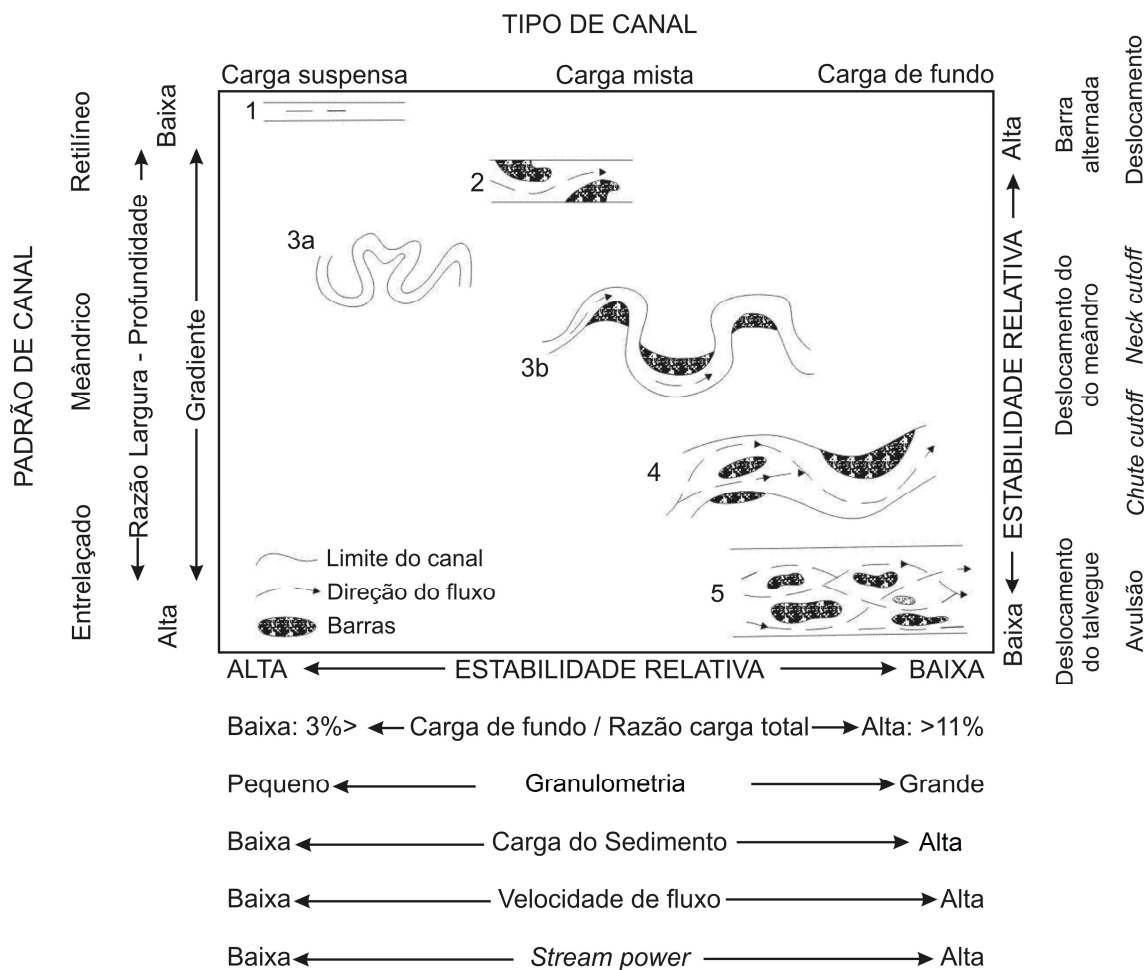


Figura 3.6 - Tipos de canal e sua relação com carga sedimentar, velocidade de fluxo, e energia do fluxo. (1) Canal retilíneo; (2) canal retilíneo com barras migratórias alternadas; (3a) canal fortemente meandrante sem barras em pontal; (3b) canal moderadamente meandrante com barras em pontal; (4) transicional entre meandrante e anastomosado, com forma levemente sinuosa e barras arenosas; e (5) canal entrelaçado com barras abundantes. Fonte: Adaptado de Schumm (1981).

Embora os cinco padrões de drenagem descritos na figura anterior envolvam os três tipos de canais em relação à carga transportada, há também cinco tipos de canais considerando a carga de leito (Figura 3.7A) (SCHUMM et al., 2000). A partir de estudos experimentais, outros tipos de morfologia de canal fluvial foram definidos considerando variações em sua carga sedimentar, sendo esta mista (Figura 3.7B) e de suspensão (Figura 3.7C) (SCHUMM, 1981, 1985). As demais morfologias (Figura 3.7) refletem diferenças de sinuosidade, mudanças na declividade do vale, energia de fluxo, granulometria e quantidade de carga sedimentar.

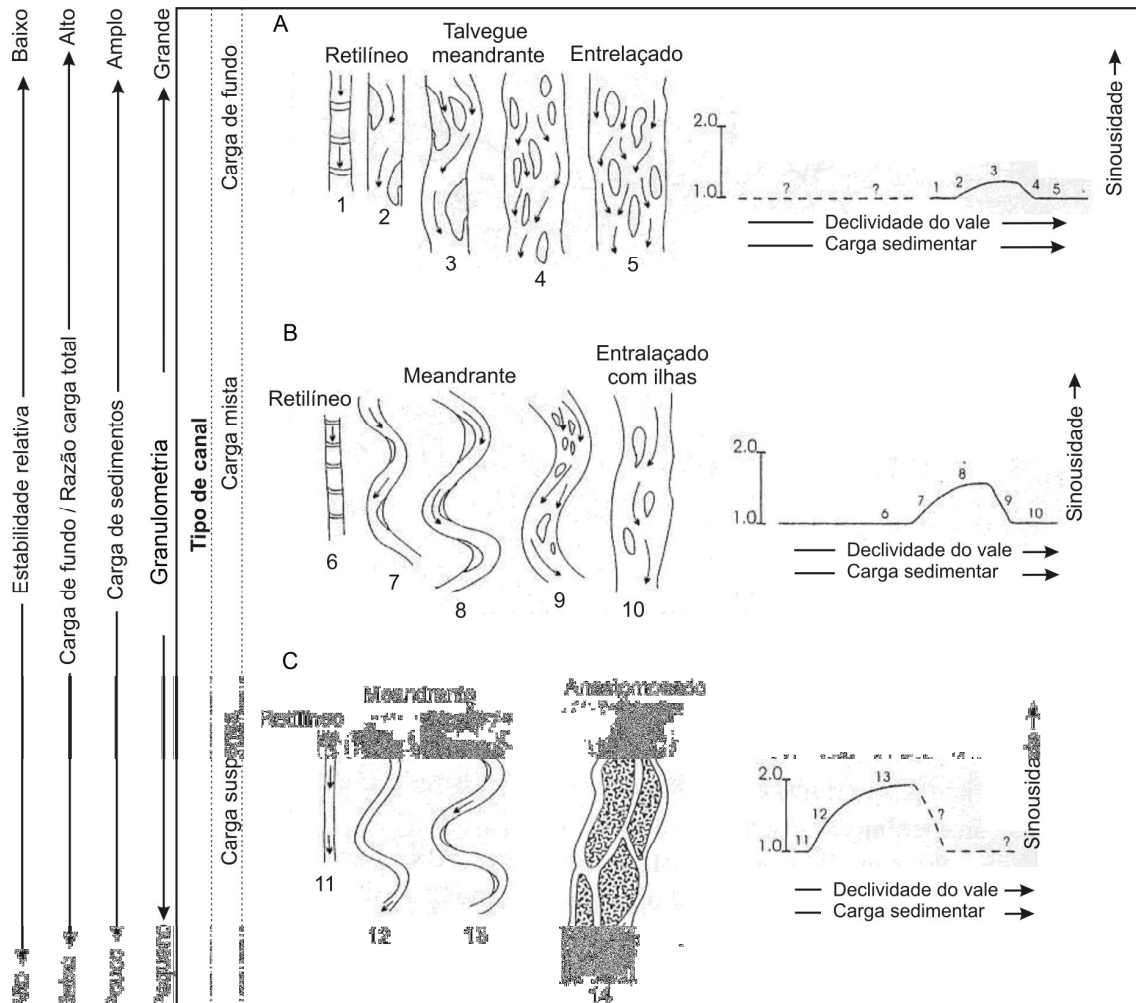


Figura 3.7 - Padrões de canal definidos por Schumm (1981, 1985). 1 a 5: canais com transporte de carga de fundo; 6 a 10: canais com carga mista; e 11 a 13: canais com carga em suspensão. Notar a diferença de sinuosidade e como o limiar de morfologia do canal muda com o aumento de declividade do vale, da energia do fluxo do canal, e da carga sedimentar. Os três tipos principais de canal são controlados pela carga sedimentar. Diferenças dentro de cada tipo refletem aumento da declividade do vale, da carga sedimentar e da energia do fluxo (SCHUMM et al., 2000).

Fonte: Adaptado de Knighton (1998) e Schumm et al. (2000).

Os rios entrelaçados possuem alta razão largura/profundidade, sendo esta maior que 40, podendo exceder a 300 (MIALL, 1977), além de se caracterizarem por apresentar carga de fundo, forte declividade e variabilidade na descarga (MIALL, 1981; SCHUMM, 1981). Sistemas fluviais meandrantes possuem canais com gradientes moderadamente baixos (SUGUIU; BIGARELLA, 1990), sendo formados, geralmente, por um único canal que transborda as suas águas no período das chuvas. Rios meandrantes são verificados, frequentemente, em regiões úmidas e com vegetação densa. Canal retilíneo caracteriza-se por rios que possuem trajeto retilíneo sem desvios significativos em seu trajeto em direção à foz (CHRISTOFOLETTI, 1981). Raro na natureza, sua existência

comumente está associada com estruturas tectônicas ou substratos rochosos homogêneos. Por fim, canais anastomosados caracterizam-se por alto volume de carga de fundo e gradiente significativamente alto (SUGUIU; BIGARELLA, 1990). Desenvolvem-se normalmente associados a leques aluviais, leques deltaicos, sendo mais típicos em ambientes semi-áridos e planícies de lavagem de depósitos glaciais.

Alterações na descarga, velocidade de fluxo, carga sedimentar e gradiente do canal que condicionam os tipos fluviais são controlados por fatores tectônicos, climáticos e antrópicos (SUMMERFIELD, 1991). Testes experimentais e estudos de campo indicam que a passagem entre os tipos fluviais entrelaçado, meandrante e retilíneo é abrupta (LEOPOLD; WOLMAN, 1957). Isto ocorre quando se atinge valores críticos de energia, gradiente e carga sedimentar (SCHUMM; KAHN, 1972). Na natureza observam-se gradações completas entre tipos de canal, sendo que todas as formas podem ocorrer em uma mesma bacia de drenagem. Da mesma maneira, variações temporais podem ocorrer no sistema fluvial, a exemplo de canal meandrante durante períodos de inundação, que se torna anastomosado durante períodos de seca (RUSSEL, 1954; SUGUIU; BIGARELLA, 1990).

Tabela 3.3 - Características das morfologias fluviais

	<i>Entrelaçado</i>	<i>Meandrante</i>	<i>Retilíneo</i>	<i>Anastomosado</i>
<i>Canais</i>	múltiplo	único	Único	Múltiplo
<i>Velocidade Máxima (m/s)</i>	0,4 a 6,0	Menor que 2,0	Menor que 1,5	Menor que 1,5
<i>Declividade (cm/km)</i>	7 a 1800	Menor que 500	Menor que 200	Menor que 15
<i>Potência específica da corrente</i>	50 - 300 Wm ⁻²	10 - 60 Wm ⁻²	Menor 10 Wm ⁻²	Menor 10 Wm ⁻²
<i>Sinuosidade</i>	Menor que 1,3	Maior que 1,3	Menor que 1,5	Maior que 2,0
<i>Seção Transversal</i>	Simétrica sem margens definidas	Assimétrica	simétrica	simétrica
<i>% de finos no perímetro</i>	Menor que 5	De 5 a 20	Maior que 20	Maior que 20
<i>Mobilidade</i>	Talvegue móvel	Alta	Baixa	Baixa
<i>Largura/profundidade</i>	Maior que 40	De 10 a 40	Menor que 10	Menor que 10
<i>Carga de fundo</i>	seixosa e arenosa	arenosa	areia fina	areia fina
<i>% de carga de fundo</i>	Maior que 11	Menor que 11	Menor que 11	Menor que 3
<i>Tipos de barras</i>	longitudinais Transversais compostas	Em pontal laterais	Laterais submersas	Em pontal Laterais submersas
<i>Planície</i>	Sem planície ou pouco desenvolvida	Bem desenvolvida	Bem desenvolvida	Bem desenvolvida
<i>Formas na planície</i>	Barras	Meandro abandonado “scroll bars”	crevasses	Canais abandonados crevasses
<i>Diques marginais</i>	Sem diques ou pouco desenvolvidos	Descontínuos	Contínuos e bem desenvolvidos	Contínuos e bem desenvolvidos
<i>Composição dos diques</i>	Arenosos Não coesivos	Arenosos e argilosos Não coesivos	Argilosos coesivos	Argilosos coesivos

Fonte - Miall (1977), Nanson; Croke (1992), Richards (1982), Souza Filho (1993) - Organizado por Silva (2006)

3.2 Geomorfologia fluvial e sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto tem larga aplicação em estudos de geomorfologia fluvial, dada a crescente disponibilidade de produtos com diferentes resoluções espaciais, espectrais, temporais e radiométricas (LEGHEITER; ROBERTS, 2005; MERTES, 2002). Isto pode ser demonstrado pelos inúmeros trabalhos que versam sobre sistemas fluviais, tanto modernos, quanto pretéritos, particularmente os formados durante o Quaternário,

mas cuja paleoforma é ainda preservada na paisagem atual.

O reconhecimento de sistemas fluviais passados é possível em grande parte pela detecção de paleoformas, principalmente paleocanais. Estes consistem em cursos de rios que se tornaram abandonados na paisagem devido à própria dinâmica fluvial, variação no terreno por influência tectônica, variações climáticas ou, mais recentemente, influência antrópica (MOHAMMED-ASLAM; BALASUBRAMANIAN, 2010; SINHA, A. et al., 2002). Baseando-se, principalmente, em dados de SR, tornou-se possível identificar, delinear e compreender os paleocanais em seu contexto regional e integrado com demais dados (SINHA et al., 2002).

As aplicações de diferentes produtos de SR na identificação de paleocanais são observadas em vários ambientes distribuídos ao redor do globo. Em estudos desenvolvidos na parte oriental do Saara, McCauley et al. (1982) identificaram paleocanais do Cenozóico Superior por meio de imagens de radar de abertura sintética SAR em banda L provenientes do SIR-A - *Shuttle Imaging Radar Mission*. Resultado similar foi alcançado por Lancaster et al. (2000) utilizando imagens de radar em banda C no deserto da Namíbia. Schaber et al. (1997) descreveram o potencial das imagens radar em revelar paleocanais em áreas áridas ou semi-áridas nos seus diferentes comprimentos de onda (bandas X, C e L). Isto se deve, principalmente ao contraste entre as áreas de paleocanais e suas adjacências, já que comumente a granulometria do paleocanal é distinta das áreas vizinhas.

Nesses exemplos, imagens de sistemas radar proporcionaram melhor desempenho na detecção de paleocanais, em relação a imagens de sensores ópticos, sendo assim comumente utilizadas (p.e., BLUMBERG et al., 2004; DABBAGH et al., 1997; McCAULEY et al., 1986). Estudos desenvolvidos por Lancaster et al. (2000) e Blumberg et al. (2004) revelaram dificuldades na detecção de paleocanais baseando-se em imagens Landsat. Estes autores demonstraram que, em áreas localizadas na porção central do deserto da Namíbia e no Deserto de Nagev (Israel) respectivamente, paleocanais não são ressaltados neste tipo de produto.

Contudo, há exemplos positivos de utilização de imagens ópticas na identificação de paleocanais sob diferentes condições climáticas, inclusive em áreas de clima árido a

semi-áridos (RAMASAMY, 2005; RAMASAMY et al., 1991; RAMASAMY et al., 2005a,b). Com o uso de técnicas de realce e de interpretação visual em imagens dos satélites Landsat 1, 2 e 3 e IRS (*Indian Remote Sensing Satellite*), esses autores conseguiram identificar inúmeros paleocanais no sul e oeste da Índia, inclusive no Grande Deserto da Índia. A distribuição espacial de paleocanais naquela região permitiu a reconstituição e a representação das fases sucessivas de abandono de drenagem decorrente, principalmente, da influência de atividade tectônicas recentes, além de fatores como tempestades de areia e avanço de dunas.

Modelos digitais de elevação (MDE) provenientes dos dados da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) também foram utilizados na caracterização de sistemas fluviais em ambientes áridos e semi-áridos, inclusive auxiliando na identificação de paleocanais, como verificado no leste do Saara (YOUSSEF, 2009). Demais estudos desenvolvidos por Ghoneim e El-Baz (2007) e Ghoneim et al. (2007) no leste do Saara baseando-se em MDE-SRTM também identificaram feições fluviais quaternários, semelhante ao detectado por imagens radar. Demais exemplos de trabalhos visando identificação de paleocanais baseando-se em dados de sensoriamento remoto podem ser consultados em Mohammed-Aslam e Balasubramanian (2010).

No Brasil, a detecção de paleocanais baseando-se em sensoriamento remoto pode ser exemplificada em trabalhos desenvolvidos no Pantanal, na bacia Amazônica e no rio Paraná. No Pantanal, o relato de paleocanais é oriundo de estudos desenvolvidos por Braun (1977), Assine (2005), Zani e Assine (2011), sendo que neste último trabalho foram mapeadas paleocanais do megaleque do Taquari. Baseando-se em dados de sensoriamento remoto provenientes do satélite ASTER e na interpretação visual de imagens processadas por técnicas de realce, esses autores mapearam 33.205 km de paleocanais. Esses paleocanais são resultados de uma série de avulsões que ocorreram no Pleistoceno-Holoceno e que ainda permanecem ativas nos dias atuais. Na bacia do rio Paraná, paleocanais de idade holocênica da planície aluvial do alto rio Paraná foram registrados em fotografias aéreas (STEVAUX; SOUZA, 2004). Tanto o ambiente pantaneiro, como as adjacências do rio Paraná possuem áreas cobertas por vegetação rasteira e arbustiva, sendo que as áreas de vegetação arbórea ficam restritas a fragmentos distribuídos na área.

No ambiente amazônico, dados provenientes de radar de visada lateral (SLAR-*Side Looking Airborne Radar*) derivado do Projeto RADAMBRASIL (Folha SB20-Purus) permitiram identificar uma complexa rede de paleocanais. Baseando-se em interpretação visual e, quando possível, amparados por dados de campo, Mauro et al. (1978) sugeriram que parte dessas feições representa antigos canais fluviais que foram abandonados em função de atividades tectônicas recentes. A superfície da maioria desses paleocanais consiste em solo exposto ou em vegetação rasteira (principalmente gramíneas e arbustos), o que facilitou sua identificação nas imagens de radar. Dados SLAR contribuíram, também, para a caracterização geomorfológica de ampla parte da bacia Amazônica atual, possibilitando a distinção entre elementos fluviais como rios, lagos, planícies de inundação, diferentes tipos de meandros, bem como de paleoformas (MERTES, 2002).

Procedimentos de realce e interpretação visual de imagens de radar e Landsat levaram à identificação de paleocanais na bacia dos rios Madeira (LATRUBESSE, 2002) e Moa-Ipixuna (LATRUBESSE; RANCY, 2000), respectivamente. Alguns dos paleocanais da bacia do rio Madeira correspondem aos identificados previamente por Mauro et al. (1978) no projeto RADAMBRASIL. Entretanto, esse conjunto de paleocanal foi interpretado por Latrubesse (2002) como um antigo sistema deposicional de megaleque abandonado no Último Máximo Glacial. Aqui também os paleocanais foram perceptíveis nas imagens ópticas e de radar por formarem amplos cordões cobertos por vegetação rasteira e/ou solo exposto, destoando da paisagem adjacente, representada por cobertura florestal densa. Por outro lado, os paleocanais das bacias dos rios Moa e Ipixuna foram interpretados como feições reliquiares produzidas pelo abandono de drenagem sob influência tectônica recente.

Embora esses estudos tenham sido de sucesso no reconhecimento de paleoformas fluviais em ambiente amazônico, é importante destacar que isto ocorreu somente em áreas onde estas são salientadas por contrastes vegetacionais. Dados ópticos e de radar não apresentaram bons resultados na tarefa de revelar paleoformas fluviais em áreas amazônicas em que tanto estas, como os ambientes adjacentes, são dominados por vegetação florestal densa (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007). Nesses casos, paleocanais são passíveis de detecção utilizando-se técnicas de sombreamento representativos de diferentes valores altimétricos derivados do MDE-SRTM. Um

exemplo disto foi o mapeamento de antigo canal do rio Negro próximo à sua confluência com o rio Amazonas a oeste de Manaus (p.e., ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007). Essa feição geomorfológica, aliada a informações geológicas, indicou que o atual baixo curso do rio Negro resulta de megacaptura induzida por tectônica recente. Os autores relatam que esta captura não só propiciou o desenvolvimento de uma nova rede de drenagem, como também pode ter afetado e desenvolvido novos ecossistemas na região.

Adicionalmente, a combinação de MDE-SRTM com imagens provenientes dos sensores instalados nos satélites ASTER, Landsat 5 e 7 levou ao reconhecimento de uma complexa rede de paleocanais na Ilha do Marajó, nordeste do Pará (MANTELLI, et al., 2009; ROSSETTI, 2010; ROSSETTI; VALERIANO, 2007; ROSSETTI et al., 2007). Esses autores relacionaram a forte dinâmica fluvial quaternária nessa região com variações do nível do mar relativo induzido por causa tectônica. Resultado semelhante foi obtido no interflúvio dos rios Madeiras e Purus por Bertani (2011). A partir de técnicas de classificação orientada a objeto aplicada a imagens do satélite Landsat e MDE-SRTM, esse autor identificou uma série de segmentos de paleocanais fluviais ocultos sob densa cobertura vegetal.

Dada à grande dimensão, dificuldade de acesso que permitam investigação direta, abundância de nuvens e, considerando-se os sucessos resultantes da aplicação de MDE-SRTM em ambientes florestais amazônicos, existe motivação para ampliar a utilização dessa técnica visando o reconhecimento de sistemas de paleodrenagem em outras áreas amazônicas cobertas por vegetação florestal.

3.3 Especificações dos dados de sensoriamento remoto

3.3.1 Modelo Digital de Elevação da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM)

A missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) é um projeto desenvolvido em parceria pela NASA, o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Trata-se de um sistema RADAR que durante uma missão única de 11 dias, realizada entre 11 e 22 de fevereiro de 2000 a bordo do *Shuttle Endeavour*, coletou dados para a geração de MDE interferométricos para 80% do globo (RABUS, 2003).

A interferometria baseia-se na comparação de duas imagens radar tomadas de pontos ligeiramente diferentes para obter a elevação ou mudanças na superfície. Dessa forma, o imageamento da missão SRTM exigiu a instalação de um “braço mecânico” de 60 metros que separava as antenas (banda C e banda X) instaladas na extremidade do braço mecânico das antenas que estavam instaladas no corpo da plataforma (*Shuttle Endeavour*) (Figura 3.8A). Para a banda C, a geração de um MDE de abrangência global deve-se ao amplo *swath* de 225 km, e operação das antenas no modo ScanSAR. Nesta configuração, o feixe da antena foi composto por quatro *subswaths* (Figura 3.8B) que operaram entre si quase que simultaneamente, com ângulo de visada variando de 17° a 65°. A antena da banda X operou no modo *single-beam* (polarização VV), com um ângulo de visada fixo de 52° em relação ao nadir, e com uma faixa de imageamento (*swath*) de 50 quilômetros. Devido à estreita faixa de imageamento (*swath*), a aquisição dos dados na banda X foi descontínua e cobriu parcialmente (aproximadamente 40%) a área alvejada entre as latitudes de 60° N e 57° S. Exceto nas zonas do cruzamento, onde ocorre sobreposição no imageamento devido às órbitas ascendentes e descendentes, muitas áreas foram imageadas uma única vez (WALKER, 2007).

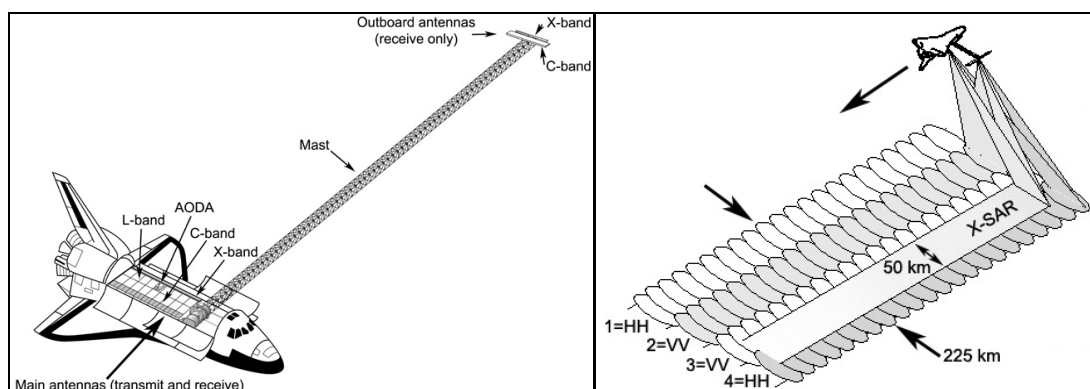


Figura 3.8 - A) Localização das antenas das bandas C e X na nave espacial *Endeavour*; b) *Swaths* e *subswaths* do projeto SRTM para as bandas C e X.

Fonte: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>>

A banda X cobriu cerca de 58 milhões de km², cujos dados foram processados pela DLR. Por sua vez, a banda C obteve dados suficientes à geração de um MDE de abrangência global. Com um total de 159 órbitas e abrangência da superfície terrestre entre as latitudes de 60° N e 56 ° S, a banda C cobriu uma área de 119 milhões de km², cujos dados foram processados pela NASA-JPL (RABUS, 2003). Da área total

contemplada pela banda C, 99.97% foi imageada pelo menos uma vez, 94.59% pelo menos duas, 49.25% pelo menos três, e 24.10% pelo menos quatro (Figura 3.9). Áreas com maior número de imageamento possuem maior qualidade e precisão, pois a aquisição dos dados em diferentes ângulos reduziu os erros na modelagem do terreno (HALL et al., 2005).

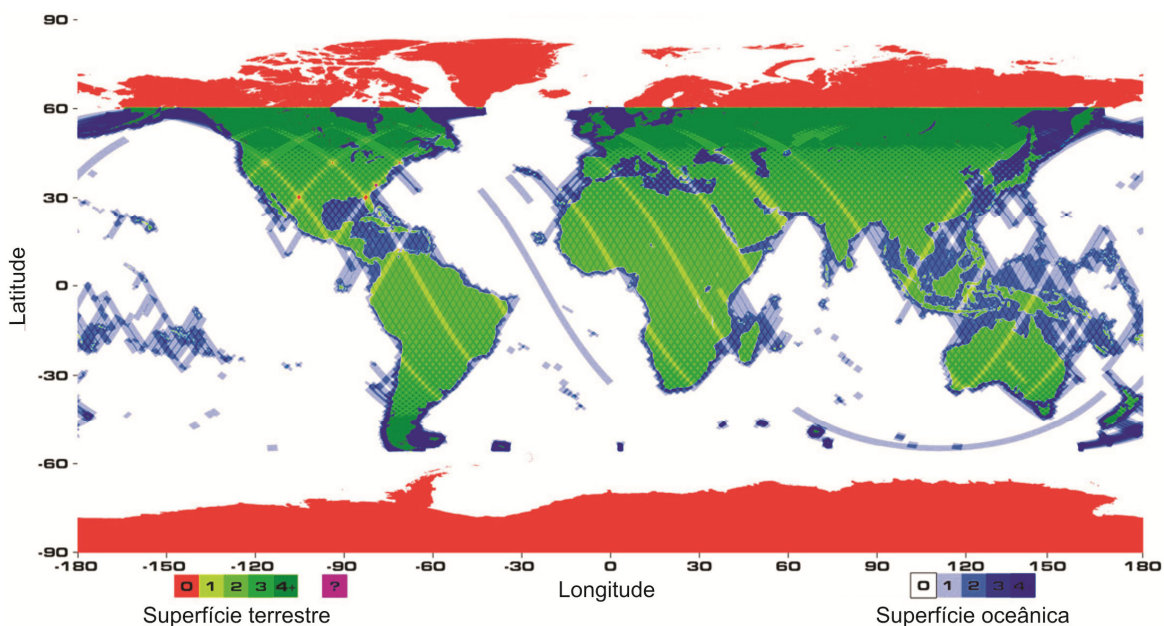


Figura 3.9 - Área de cobertura e número de imageamentos na superfície terrestre e oceânica. De 0 a 4+ refere-se a quantidade de vezes que determinada área foi imageada pelo SRTM.

Fonte: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm> - (Modificado).

Devido à operação em órbitas ascendentes e descendentes, e dos diferentes ângulos de visada, houve redução de áreas com ausência de informação, e de efeitos como “inversão de terreno” (*layover*) e “sobreamento” (*shadowing*), fato típico em imageamento radar (HALL et al., 2005). Equipamentos como o sistema de controle de atitude AODA (*Attitude and Orbit Determination Avionics*) (WALKER et al., 2007), levantamentos geodésicos de campo, e a distribuição de refletores com coordenadas precisamente definidas (VALERIANO, 2004) auxiliaram na obtenção de dados confiáveis.

Os dados SRTM permitiram a geração de MDE que estão disponibilizados com espaçamento horizontal de 1 arco de segundo (30 m) para os Estados Unidos da América, e de 3 arco de segundo (90 m) para o restante do mundo. Os valores de elevação (z) são expressos em metros inteiros e o *datum* (horizontal e vertical) utilizado

é o WGS 84 (RABUS, 2003). Disponibilizados aos usuários a partir de 2002, os dados são de acesso livre e podem ser obtidos na rede mundial de computadores no endereço eletrônico <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducs.html>>. Mais detalhes sobre as principais etapas e procedimentos realizados na missão SRTM podem ser acessados em Rabus et al. (2003) e Rodriguez et al. (2005).

3.3.1.1 A influência da cobertura vegetal no MDE SRTM

Devido ao curto comprimento de onda da banda C (5,6 cm) e da banda X (3,1 cm), o MDE gerado pode representar tanto a elevação do terreno, como a combinação deste com a altura do dossel da vegetação (WEYDAHL et al., 2007). Componentes da vegetação como folhas. Componentes da vegetação como folhas, galhos, ramos e troncos, potencializam o retroespalhamento das bandas C e X (WALKER et al., 2007). Com isso, em áreas com densa cobertura vegetal, como na região amazônica, o MDE corresponderá ao dossel das árvores com ligeira penetração (BOURGINE; BAGHDADI, 2005), e seus desníveis podem responder a desmatamentos, mudanças na estrutura do dossel, e não necessariamente a mudanças na topografia.

Ao comparar o MDE SRTM de áreas com vegetação e sem vegetação, com o MDE obtido com altímetro laser (*Laser Vegetation Imaging Sensor-LVIS*), Hofton et al. (2006) demonstraram que, para regiões de solo nu, o MDE foi tão preciso quanto os dados *laser*. Contudo, para áreas de vegetação, não representaram nem a superfície do terreno, nem o topo do dossel da vegetação. Para que o MDE represente especificamente o terreno, métodos estatísticos podem ser empregados, porém, segundo os autores, há uma significativa perda de resolução espacial e da acurácia.

3.3.2 Imagens Landsat

Desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), o sistema Landsat compõe-se de uma série de sete satélites lançados a partir de 1972, quando ainda era denominado de *Earth Resources Technology Satellite-1* (ERTS-1). Somente a partir de janeiro de 1975 passa a ser denominado Landsat (*Land Observation Satellite*). Cronologicamente, tem-se: Landsat-1 (1972), Landsat-2 (1975), Landsat-3

(1978), Landsat-4 (1982), Landsat-5 (1984), Landsat-6 (1993) e, por último, Landsat-7 (1999) (<http://landsat.gsfc.nasa.gov/about/>).

Os sensores a bordo dos satélites da série Landsat são compostos por: a) RBV – *Return Beam Vidcom Systems*, a bordo dos satélites Landsat 1, 2 e 3; b) MSS – *Multispectral Scanner Subsystem*, a bordo dos satélites Landsat 1, 2, 3, 4 e 5; c) TM - *Thematic Mapper* – a bordo dos satélites Landsat 4 e 5; e d) *Enhanced Thematic Mapper +7* – a bordo do Landsat 6 e 7 (NOVO, 2008).

O sensor MSS é um instrumento imageador óptico que opera em quatro bandas espectrais, três na região do visível e uma na região do infravermelho próximo. Excepcionalmente no Landsat 3, o sensor MSS apresenta uma banda no infravermelho termal. A faixa de imageamento é de 185 km, e a resolução espacial de 79 m para os sensores MSS instalados no Landsat 1, 2, e 3, e de 82 m para o sensor MSS instalado no Landsat 4 e 5. A banda do termal instalado no Landsat 3 apresenta 240 m de resolução espacial. Com órbita hélio-síncrona, o Landsat 1, 2 e 3 apresentava resolução temporal de 18 dias, imageando a uma altitude de 920 km. No Landsat 4 e 5 o sensor MSS imageava a uma altitude de 705 km e apresentava resolução temporal de 16 dias.

O sensor TM instalado no Landsat 4 e 5 é um instrumento imageador óptico que opera em sete bandas espectrais: três na região do visível, três na região do infravermelho próximo e médio e uma na região do termal. Com faixa de imageamento de 185 km, apresenta resolução espacial de 30 m para as bandas que operam nas regiões do visível e infravermelho próximo e médio. Na região espectral do termal é de 120 m (Tabela 3.4). Com resolução temporal de 16 dias, o Landsat 4 e 5 opera a uma altitude de 705 km. A órbita do Landsat 5/TM é repetitiva, circular e heliosíncrona, permitindo a passagem da plataforma na mesma hora solar em qualquer ponto observado, com intervalo temporal de 16 dias.

Tabela 3.4 - Características gerais do sensor *Thematic Mapper* (TM)

Sensor	Bandas espectrais	Resolução espectral	Resolução espacial	Resolução temporal	Faixa imageada
TM	1	0,45 - 0,52 μm	30 m	16 dias	185 km
	2	0,50 - 0,60 μm			
	3	0,63 - 0,69 μm			
	4	0,76 - 0,90 μm			
	5	1,55 - 1,75 μm	120 m		
	6	10,4 - 12,5 μm			
	7	2,08 - 2,35 μm	30 m		

Atualmente as imagens Landsat estão disponíveis gratuitamente na rede mundial de computadores, sendo comumente acessadas a partir endereço eletrônico: www.dgi.inpe.br. Imagens Landsat previamente processadas, inclusive ortoretificadas também podem ser obtidas da *Global Land Cover Facility* (GLFC) através do endereço eletrônico: <http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>. Imagens Landsat na forma de mosaicos também podem ser obtidos do GeoCover, em <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>.

3.3.3 JERS-1

O sistema SAR abordo do satélite JERS-1 foi lançado em 1992 pela antiga *National Space Development Agency of Japan* (NASDA), atual *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). Esse sistema SAR operou em banda L, com comprimento de onda de 23,5 centímetros, resolução espacial de 18 m, polarização HH e resolução temporal de 44 dias.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e acesso

A área de estudo contempla parte da bacia de drenagem do rio Madeira, sendo sua abrangência definida pela presença de sedimentação terciária e quaternária, demarcada por uma abundância de paleogeformas, ao contrário das áreas de embasamento cristalino. Os limites norte/nordeste e oeste são definidos pelos rios Solimões-Amazonas e pelo divisor de água entre os rios Madeira e Purus, respectivamente (Figura 4.1). O rio Madeira é considerado como um dos tributários mais importantes do rio Amazonas, sendo a área total de sua bacia correspondente a 23% do total da bacia do Amazonas (LATRUBESSE et al., 2003). A área de estudo perfaz um total de aproximadamente 310 000 km², tendo Humaitá, Manicoré, Novo Aripuanã e Borba como principais municípios. A rodovia federal BR-319, que liga Porto Velho (RO) a Manaus (AM), está presente no segmento norte/noroeste da área de estudo, enquanto a rodovia Transamazônica (BR-230) atravessa transversalmente seu segmento sul/sudeste.

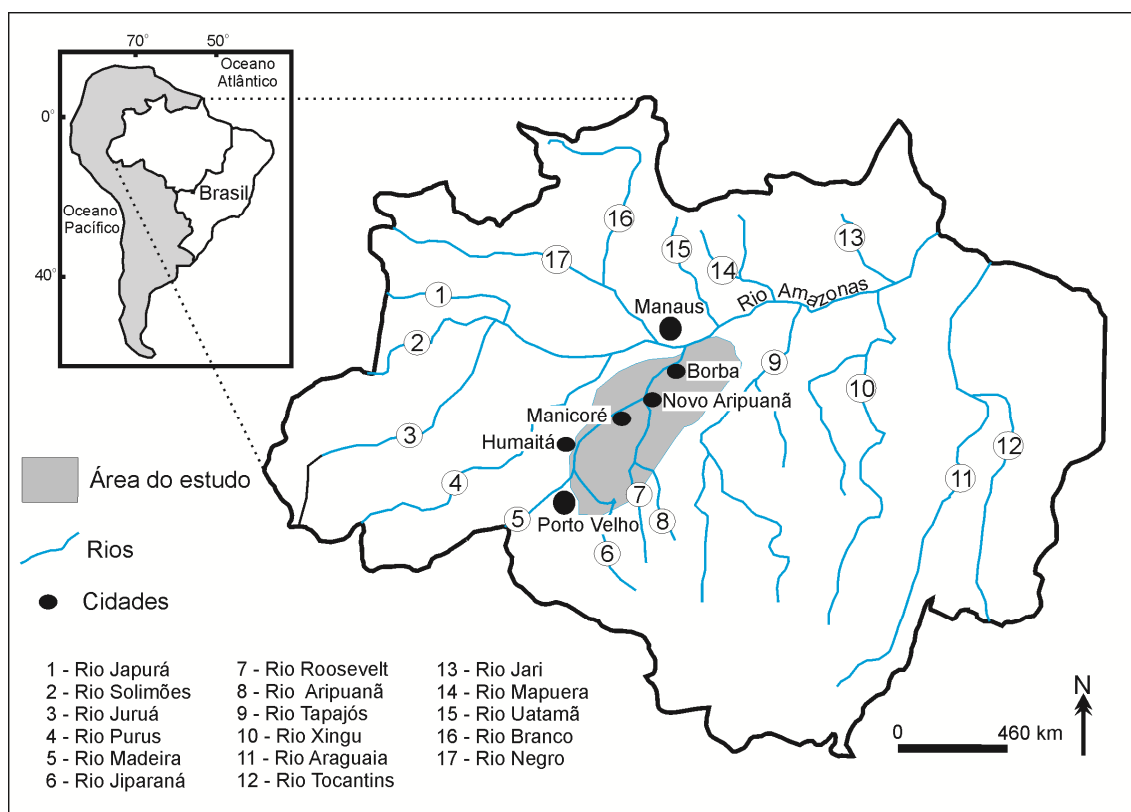


Figura 4.1 - Área de estudo e os principais sistemas de drenagens

As principais bacias hidrográficas da área de estudo presentes em ambas as margens do rio Madeira são observadas na figura 4.2:

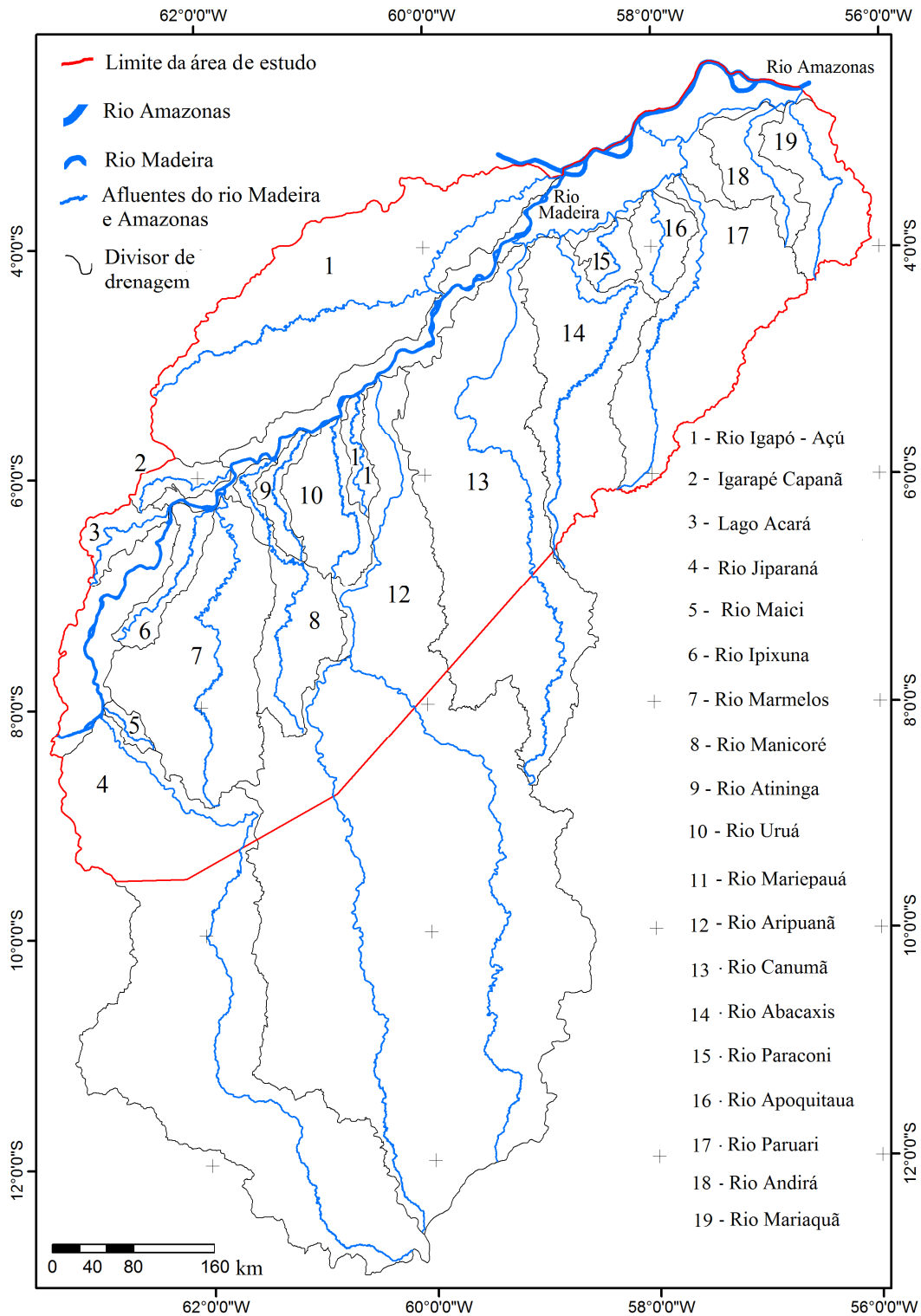


Figura 4.2 - Principais bacias hidrográficas que compõem a área de estudo e localização da área de estudo. O limite brusco a sudeste refere-se à delimitação aproximada das áreas com ocorrência de sedimentação terciária e quaternária.

4.2 Clima e Vegetação

Dada a dimensão da área de estudo, observam-se dois tipos climáticos predominantes, segundo classificação de Köppen. A região norte apresenta clima Af (quente – temperatura média do mês mais frio superior a 18°C – e constantemente úmido), enquanto a região a sul apresenta clima Am (quente, com estação seca mediana). Característica marcante da área de estudo refere-se à intensificação do período seco no sentido norte-sul, o qual é praticamente ausente a norte e mais intenso a sul, com até quatro meses secos (DOI et al., 1978). O período chuvoso inicia-se, geralmente, em outubro, atingindo índices maiores nos meses de janeiro e fevereiro, enquanto que o período seco ocorre de junho a agosto. A precipitação média anual é de, aproximadamente, 2500 mm e a temperatura média de 25 °C (MAURO et al., 1978).

A vegetação predominante verificada na região de confluência entre os rios Madeira e o Amazonas consiste em Floresta Densa, Formações Pioneiras Aluviais e algumas Áreas de Tensão Ecológica (COELHO et al., 1976 – Figura 4.3). Segundo esses autores, a Floresta Densa situa-se principalmente nos platôs terciários e terraços antigos e recentes, sendo caracterizada por alto volume de madeira de grande porte e pela presença de sub-bosque limpo, com boa regeneração natural e fácil penetração. Já as Formações Pioneiras Aluviais localizam-se, principalmente, nas planícies aluviais do rio Amazonas e de seus tributários, cobrindo áreas sedimentares recentes.

Na área que compreende as bacias dos rios Manicoré, Aripuanã-Roosevelt e Jiparaná, afluentes da margem direita do rio Madeira, a vegetação é caracterizada, principalmente, por Floresta Tropical Densa, seguindo-se áreas de Floresta Tropical Aberta, Formação Pioneiras, Savana e Áreas de Tensão Ecológica, esta última representada por áreas de contato como Savana/Floresta e Formações Pioneiras/Floresta (DOI et al., 1978). Já na margem esquerda do rio Madeira, próximo ao rio Igapó-Açu, há predomínio de vegetação de Floresta Tropical Densa, Formações Pioneiras e Floresta Tropical Aberta. Manchas de savana consistem em cordões alongados e estreitos, comumente segmentados por canais secundários ou truncados por drenagens atuais. Em ambas as margens do rio Jiparaná ocorrem, também, cordões alongados de savana semelhantes aos observados no interflúvio do rio Mamoré e Aripuanã. Em alguns

segmentos, os cordões alongados são cobertos por solo exposto, mas ambos são margeados abruptamente por vegetação densa. As demais formações consistem em áreas de contato entre Savana/Floresta e Formações Pioneiras/Floresta.

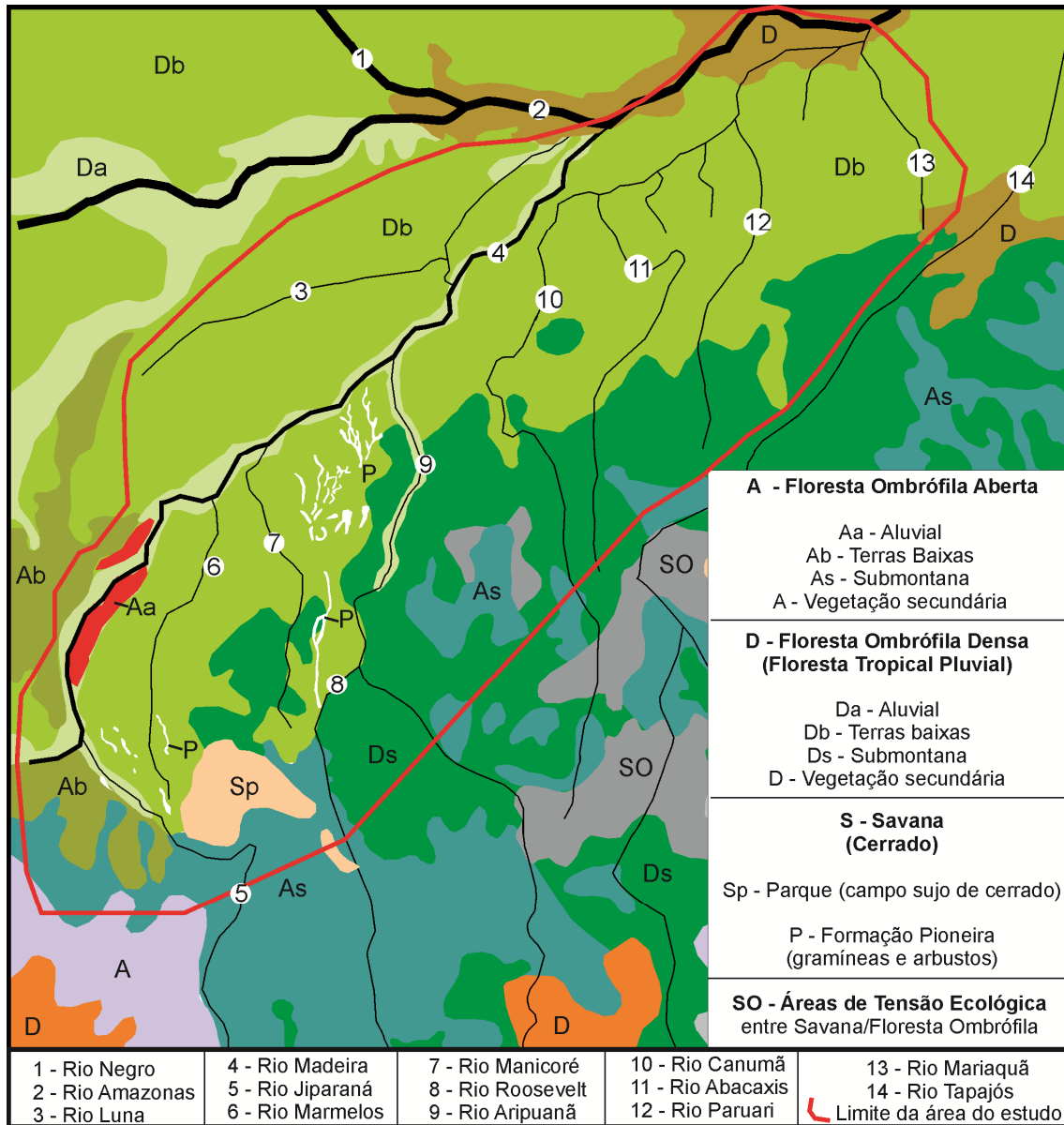


Figura 4.3 - Vegetação da área de estudo.

Fonte: Modificado do IBGE (2004)

4.3 Geomorfologia

Geomorfologicamente, a área de estudo é compartimentada em quatro unidades morfoestruturais: Planície Amazônica, Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, Planalto Rebaixado da Amazônia (Occidental) e Serras e Chapadas do

Cachimbo (MAURO et al., 1978). A Planície Amazônica refere-se às áreas inundadas e/ou inundáveis decorrentes do regime fluvial do rio Amazonas. Esta unidade é restrita à faixa marginal do rio Madeira, a qual se estreita gradativamente à jusante até atingir a desembocadura do rio Aripuanã. É considerada como uma subunidade “ilhada” no Planalto Rebaixado da Amazônia (Ocidental), e apresenta morfologias como: lagos de diferentes gêneses, furos, igarapés e paranás, meandros confinados e depósitos lineares aluviais. Esta unidade está associada a aluviões quaternários recentes e antigos. Nestes locais, encontram-se os Solos Hidromórficos Gleyzados e Aluviais sob vegetação de Floresta Tropical Densa Aluvial. Nos terraços fluviais encontram-se solos Podzólicos Vermelho Amarelos Álicos, que geralmente apresentam caráter plântico, e Laterita Hidromórfica Álica com cobertura vegetal de Floresta Tropical Densa.

A Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional refere-se à superfície rebaixada, caracterizada por interflúvios tabulares, colinas, cristas e relevos residuais dos tipos pontão, superfície tabular erosiva e grupamento de *inselbergs*, além de planícies e terraços fluviais que margeiam alguns rios da área. A partir do rio Roosevelt para norte, esta unidade morfoestrutural apresenta padrões de drenagem paralelo e retangular, enquanto que, para leste e para sul, predomina o padrão dendrítico. Estas formas estão esculpidas sobre rochas pré-cambrianas do Complexo Xingu e Grupo Beneficente, onde se desenvolvem o Latossolo Vermelho Amarelo e o Podzólico Vermelho Amarelo. A vegetação dominante é a Floresta Tropical Densa, com pequenas ocorrências de Formações Pioneiras das Depressões sobre Podzol Hidromórfico.

O Planalto Rebaixado da Amazônia (ocidental) caracteriza-se por extensas áreas conservadas e relevos dissecados em interflúvios tabulares. Estes possuem intensidade de aprofundamento da drenagem muito fraca e índices de ordem de grandeza variáveis. Há dois padrões de drenagens predominantes: dendrítico e retangular. Os solos que ocorrem nesta área são os Podzólicos Vermelho Amarelos, as Lateritas Hidromórficas de elevações e os Latossolos Amarelos, sob vegetação de Floresta Tropical Densa e Floresta Tropical Aberta.

As Serras e Chapadas do Cachimbo caracterizam-se por um conjunto de relevos residuais, com formas de cristas alinhadas paralelamente, chamado serras, e interflúvios tabulares, geralmente delimitados por rebordos, e as superfícies tabulares denominadas

chapadas. Os rios que drenam esta unidade morfoestrutural são afluentes ou subafluentes do rio Aripuanã. Os solos que dominam esta unidade são Latossolo Vermelho Amarelo, Podzólico Vermelho Amarelo, Solos Litólicos, Areias Quartzosas, Solos Concrecionários Lateríticos Indiscriminados e Podzol Hidromórfico, sob vegetação de Floresta Tropical Densa, com enclaves de Floresta Tropical Aberta.

4.4 Contexto geológico

A área de estudo ocorre na porção oeste da Bacia Intracratônica do Amazonas e em parte da Bacia do Solimões (Figura 4.4).

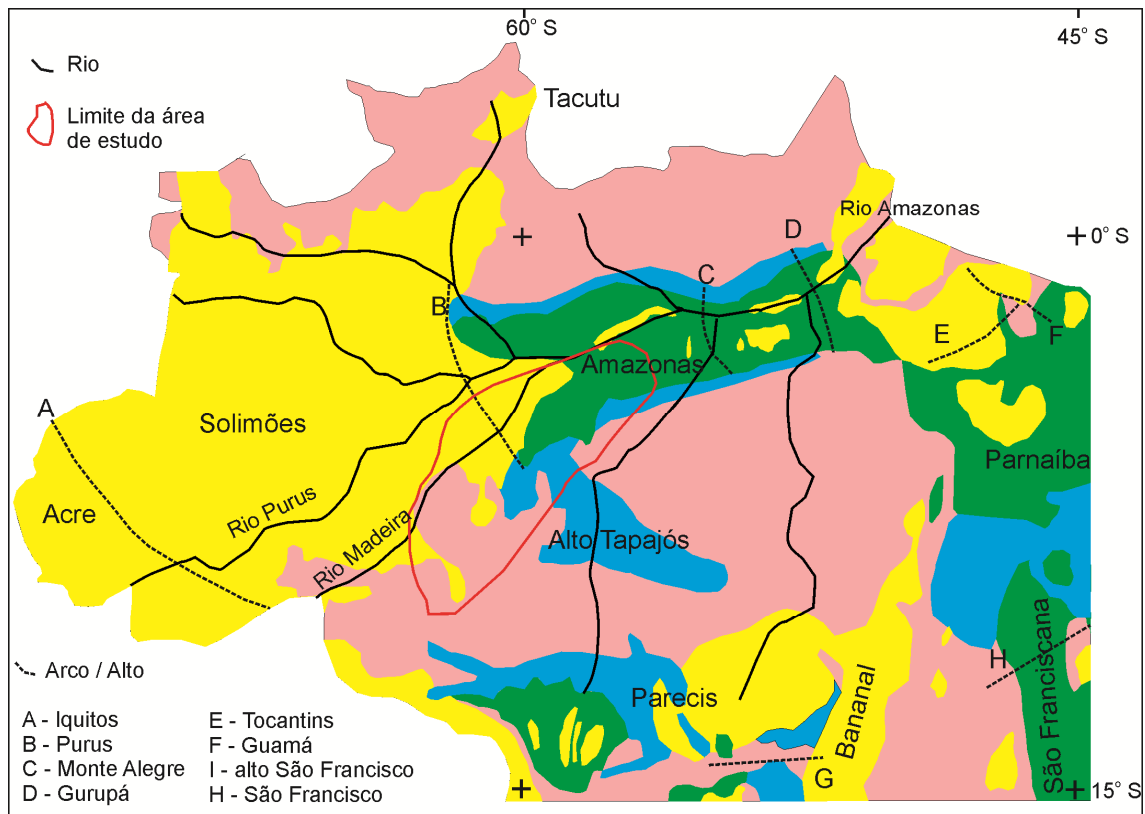


Figura 4.4 - Área de estudo no contexto das principais bacias sedimentares da Amazônia.

Fonte: Modificado de Pedreira da Silva et al. (2003)

A Bacia do Amazonas corresponde a uma área com cerca de 515.000 km², limitada pelos arcos de Purus e Gurupá a oeste e leste, que a separa das bacias do Solimões e Marajó, respectivamente (PEDREIRA DA SILVA et al., 2003). A Bacia do Amazonas é, ainda, limitada a norte pelo Escudo das Guianas e a sul pelo Escudo do Brasil

Central. A estrutura dessa bacia é definida por uma sinéclise limitada por falhas de direções principais E-W e NE-SW.

A Bacia do Solimões corresponde a uma depressão com cerca de 950.000 km² de área sedimentar total (BARATA; CAPUTO, 2007). Internamente, esta bacia é subdividida em duas subbacias, Jandiatuba (oeste) e Juruá (leste), que são separadas pelo Arco de Carauari (EIRAS et al. 1994a,b; PEDREIRA DA SILVA et al., 2003). Seu limite oeste com a Bacia do Acre é definido pela ocorrência do Alto de Iquitos.

A origem das bacias do Amazonas e Solimões está relacionada a rifteamento controlado por extensão intraplaca ocorrida no início do Paleozóico. Seus embasamentos compreendem, principalmente, rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares das províncias Maroni-Itacaiunas e Amazônia Central, que correspondem às rochas mais antigas do Craton Amazônico (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TASSINARI et al., 2000; TEIXEIRA et al., 1989). Sobre estas, se assentam depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, depósitos miocenos da Formação Solimões e depósitos plio-pleistocenos da Formação Içá, além de outros depósitos quaternários ainda não formalmente individualizados.

Os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão cobrem toda a extensão leste da Bacia do Amazonas, até as proximidades de Manaus, consistindo de um pacote de sedimentos vermelhos, composto por arenitos, argilitos e siltitos. Esta unidade tem sido tradicionalmente considerada como de origem fluvial (p.e., SILVA, 2005), sendo constituída por duas unidades: uma inferior (Neo-Alagoas a Albino), definida por sedimentos terrígenos de sistemas fluviais meandantes a anastomosados com retrabalhamento eólico; outra superior (Cenomaniano), marcada por ciclos progradacionais flúvio-deltáicos-lacustres. Demais interpretações regionais também consideram paleoambiente flúvio-lacustre (CAPUTO et al., 1971; CASTRO et al., 1998; CUNHA et al., 1994). Nas áreas adjacentes a Manaus, interpretou-se canais e planícies de inundação típicas de sistema fluvial entrelaçado para essa unidade (VIEIRA; NOGUEIRA, 1998). Estudos faciológicos de afloramentos expostos ao longo do rio Amazonas, a leste de Manaus, levaram à proposição de que esta formação inclui, também, estratos formados em ambientes deltaicos marinhos (ROSSETTI; NETTO, 2006).

A Formação Solimões é composta por litologias relativamente finas, incluindo-se argilito vermelho e cinza, linhito e, em menor quantidade, arenito grosso. Esta unidade já foi considerada como de idade paleocena a pleistocena (CAPUTO et al., 1971; KROMBERG et al., 1990, 1991; SANTOS, 1974), porém atualmente atribui-se sua idade ao Mioceno, com possível extensão ao Plioceno (LATRUBESSE et al., 2010). Interpretações paleoambientais dessa unidade também são divergentes, com proposições que variam desde predominantemente lacustre (FRAYLEY et al., 1988), planícies de inundação (HOORN, 1993, 1994; HOORN et al., 1995), marinho intracontinental (RÄSÄNEN et al., 1995; WEBB, 1995), mega-lago paramarinho (WESSLINGH et al., 2001) e megaleques (LATRUBESSE et al., 2010). Os sedimentos da Formação Solimões são considerados como produtos de movimentos tectônicos dos Andes (LATRUBESSE et al., 1994, 1997, 2007).

A Formação Içá é registrada em uma ampla área do oeste da Amazônia sobrejacente à Formação Solimões, sendo sua localidade tipo as margens do rio Içá, no oeste da Bacia do Solimões (MAIA et al., 1977). Esta unidade consiste em depósitos afossilíferos, branco-avermelhado claros a violáceos, representados por arenitos, argilitos e conglomerados, cuja idade estimada é plio-pleistocena (MAIA et al., 1977). Não existem estudos detalhados de reconstituição paleoambiental da Formação Içá, porém as informações disponíveis sugerem sistema fluvial meandrante (ALMEIDA, 1974) a entrelaçado (ROSSETTI et al., 2005) (Figura 4.5).

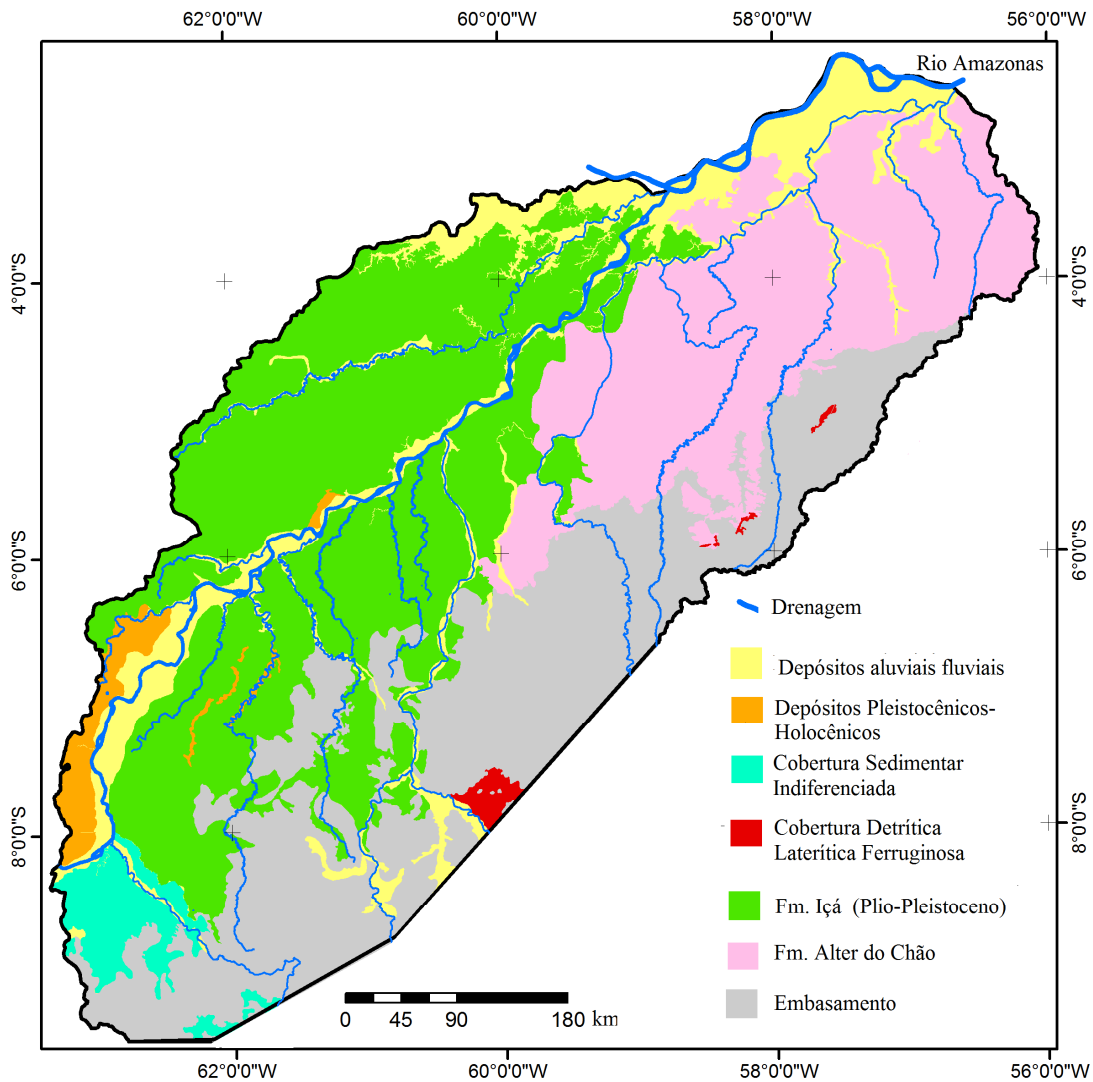


Figura 4.5 - Geologia e principais canais fluviais da área de estudo.

Fonte: Adaptado do Banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) - Disponível em <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>

Quanto aos depósitos pleistoceno tardios e holocenos, a escassez de análises sedimentológicas e estratigráficas detalhadas, em conjunto com a carência de datações, tem resultado, em sua inclusão na Formação Içá, que certamente é figurada com distribuição geográfica mais ampla do que a real nos mapas geológicos disponíveis. Alguns estudos vem contribuindo para o registro de estratos pleistoceno tardios-holocenos no oeste da Bacia do Amazonas e na Bacia do Solimões (MAIA et al., 1977; ROSSETTI et al., 2005; SOARES, 2007).

Estudo desenvolvido nos rios Moa e Ipixuna registraram estratos argilosos a sílticos formados há 37.000 anos A.P. (LATRUBESSE; RANCY, 2000). Na bacia do rio Madeira, Mauro et al. (1978) e Latrubesse (2002) identificaram cordões arenosos

relacionados a paleocanais. Segundo o último autor, esses depósitos foram formados há 22.000 anos A.P. em sistema de megaleque desenvolvido devido a período climático mais árido que o atual associado com o Último Máximo Glacial.

Terraços fluviais com idades variando de 24.000 a 5.800 anos A.P. foram registrados no alto rio Purus diretamente sobre a Formação Solimões (LATRUBESSE; KALICKI, 2002). Aumento granulométrico nos terraços mais antigos foi relacionado com possíveis alterações no suprimento sedimentar devido a variações climáticas passadas.

Estudos no médio rio Amazonas (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002) revelaram estratos variando de argilosos a arenosos atribuídos a essa idade, os quais se formaram em ambientes de canais meandantes e planícies de inundação. Esses autores relacionaram variações na carga sedimentar dos canais fluviais durante o Holoceno médio a fator climático, embora não tenham descartado influência tectônica. Ainda no médio rio Amazonas, Soares (2007) sugeriu que o embasamento cretáceo e mioceno tenha sido deslocado por falhas de direção NW-SE e NE-SW no Pleistoceno (cerca de 400.000 anos A.P.), resultando em deposição de estratos com idades variando entre 66.000 e 6.600 anos A.P., que foram associados com amplificação dos canais dos rios Negro e Solimões. Estratos pleistocenos tardios e holocenos são também registrados no alto e baixo rio Negro, onde as idades variam de 40.000 a 4.050 ± 60 anos A.P. e 3.650 a 1.060 anos A.P, respectivamente (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005).

Análise de dados de SR integrados com dados mineralógicos (minerais pesados e argilominerais) e datações ^{14}C levaram à individualização de quatro unidades sedimentares quaternárias tardias-holocenas na porção central e oeste da Amazônia, designadas de Q1 (43.700-37.300 anos A.P.), Q2 (27.200 anos A.P.), Q3 (6.730 a 2.480 anos A.P.), e Q4 (recente a sub-recente) (ROSSETTI et al., 2005). De acordo com o proposto por estes autores, esses depósitos são progressivamente mais jovens de oeste para leste, o que foi relacionado com a provável migração do depocentro da bacia para nordeste por causa tectônica.

4.5 Neotectônica na Amazônia

As primeiras inferências sobre neotectônica na região Amazônica são atribuídas a Sternberg (1950). Este autor observou vários aspectos curiosos no sistema de drenagem próximo à Manaus, relacionada com controle tectônico, tais como: i) rios com segmentos retilíneos e, por vezes, com paralelismo entre si; ii) rios e lagos com formas ortogonais; iii) duas direções predominantes na drenagem (NE-SW e NW-SE); iv) padrão de drenagem predominantemente treliça; e v) indícios de falhas relacionadas com movimentos de massa (fenômenos das “terras caídas”) (STERNBERG, 1953). Estudos pioneiros de Pimienta (1958) também já haviam sugerido que atividades tectônicas recentes promoveram a possível subsidência de uma área na porção centro sul do rio Amazonas. Este processo reajustou não só a configuração do relevo, como também o sistema de drenagem da área, correspondente ao segmento localizado entre o rio Purus e Tapajós (SAADI, 1993).

A partir da década de 1970, com a análise sistemática de cartas plani-altimétricas e de produtos de SR, além da coleta de dados em campo, as estruturas neotectônicas da região amazônica passaram a ser melhor entendidas (COSTA et al., 1996a,b). Neste contexto, a análise de imagens de radar nas escalas 1:250.000 e 1:1.000.000 do Projeto RADAMBRASIL (MAURO et al., 1978) foram fundamentais para identificar morfologias como lineamentos estruturais em sequências cenozóicas. Alguns desses lineamentos foram interpretados como antigas feições do embasamento que foram reativadas durante o Cenozóico decorrente de esforços cisalhantes. Esta mesma interpretação foi conduzida por Bemerguy e Costa (1991), Cunha (1988, 1991), Lima (1988) ao observar e interpretar morfologias da rede de drenagem na bacia Amazônica.

Com a reativação de estruturas antigas, cuja idade remete ao Pré-Cambriano, tem-se a organização da rede de drenagem sob forte controle estrutural, exemplificada pela presença de morfologias como: i) canais retilíneos, ii) sistemas de drenagem com curvas em ângulos anômalos, iii) meandros abandonados e comprimidos, iv) vales afogados, e v) alargamentos/estreitamentos anômalos do vale. Em inúmeros segmentos do rio Amazonas a presença de algumas dessas morfologias foram interpretadas como o ajuste do vale às estruturas ou aos blocos reativados pela tectônica recente (IRIONDO, SUGUIU, 1981). Neste sentido, à montante dos altos estruturais ou em áreas de

subsidência, comumente ocorrem morfologias como: i) alargamento da planície aluvial; ii) migração de canal; iii) abundância de lagos; iv) aumento dos depósitos aluvionais; v) elevação na curvatura de bancos e meandros; e vi) aumento da sinuosidade (CUNHA, 1991; IRIONDO, 1982). Já soerguimento ou áreas estruturalmente mais altas são definidos pelo: i) estreitamento de planícies; ii) trechos retos ou pouco divagantes do canal (baixa sinuosidade); iii) mudanças angulares de direção, iv) ausência de lagos, v) bancos com fraca curvatura; e vi) surgimento de terraços erosivos (CUNHA, 1991; IRIONDO, 1982).

De acordo com Bemerguy e Costa (1991) e Costa et al. (2001), toda a bacia hidrográfica amazônica, e em especial seus principais canais, encontram-se sob controle tectônico. Na verdade, esta bacia reflete a reativação de estruturas tectônicas desde o Mesozóico até o recente, o que culminou na instalação de feixes de falhas orientadas predominantemente para N-S, ENE-WSW, NE-SW e NW-SE, além de descontinuidades voltadas para NNW-NNE e E-W.

Embora haja consenso entre diversos autores da influência da tectônica recente na configuração da bacia Amazônica, nota-se que os eventos são interpretados de formas diferentes, principalmente com relação à temporalidade e tipo de pulso tectônico. De modo geral, as interpretações são equivalentes, com algumas diferenças quanto ao período preciso do pulso tectônico (Tabela 4.1). A partir do Mioceno, as interpretações mostram um relativo consenso com relação à presença de período de pulso transpressivo, seguido de estabilidade tectônica ao final do Plioceno e início do Pleistoceno. Transcorrência é sugerida para o final do Pleistoceno e início do Holoceno.

Tabela 4.1 - Principais interpretações atribuídas aos pulsos tectônicos da bacia Amazônica.

	Mioceno			Plioceno	Pleistoceno			Holoceno
	Inferior	Médio	Superior		Inferior	Médio	Superior	
Fernandes Filho et al. (1997)	Transpressão			Estabilidade tectônica	Transtensão		Transcorrências	
Costa et al. (1995)	Transpressão			Estabilidade tectônica			Transtensão	
Fernandes Filho (1996)	Transpressão			Estabilidade tectônica	Transtensão	Transcorrências		
Igreja (1999), Saadi et al. (2005)	Transpressão	Possível transtensão	Transpressão	Compressão interplaca e Orogênese Diaguita			Transpressão	

Segundo Costa et al. (1995), estes pulsos tectônicos definiram não só os aspectos fisiográficos dos rios, divisores de água, lagos e ilhas fluviais, entre outras feições fluviais, como também promoveram o soerguimento de extensas áreas. Como exemplo, tem-se a região do baixo curso dos rios Tapajós e Negro. Já a subsidência pode ser evidenciada no baixo curso do rio Madeira e áreas adjacentes ao Lineamento Tupinambara. Os elementos desencadeadores destes pulsos são atrelados à rotação da Placa Sul-Americana para oeste (COSTA; HASUI, 1997) e à colisão das placas de Nazca e Sul-Americana (SAADI et al., 2005).

Além das interpretações e modelos propostos, inúmeros outros trabalhos desenvolvidos em diferentes regiões da bacia Amazônica contribuem para a caracterização tectônica da área. Por exemplo, morfologias presentes na calha do rio Amazonas confirmam influência da tectônica recente na configuração atual do canal e áreas adjacentes (BEMERGUY et al., 1995; CAMPOS, 1988; COSTA et al., 1994, 1995, 1996a; CUNHA, 1982; IRIONDO, 1982; VITAL et al., 1998). Em outras áreas da Amazônia, como em Roraima (COSTA, COSTA, 1996), Pará (BORGES et al., 1995a,b; COSTA et al., 1996a,b), Bacia do Marajó (ROSSETTI; VALERIANO, 2007; ROSSETTI et al., 2007) e adjacências dos rios Negro e Solimões próximo a Manaus (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007; BEZERRA, 2003; FRANZINELLI, IGREJA, 1990, 2002; SILVA, 2005; SOARES, 2005;), é marcante a presença de morfologias diretamente ligadas ao arranjo estrutural ocorrido no Cenozóico tardio.

Na bacia do rio Madeira, especificamente em seu alto curso, Quadros et al. (1996) reforçaram que a morfologia fluvial dos rios Guaporé, Mamoré e alto Madeira estão diretamente condicionados por fatores tectônicos, além de climáticos e litológicos. A presença de paleocanais do rio Madeira sugere a influência da Orogênese Andina na migração do canal de oeste para leste em uma faixa superior a 100 km. Ao final deste processo, o rio Madeira passou a ser controlado por sistema de falha de direção predominante NE-SW, o qual fora interpretado, na época, como uma falha normal que separa os blocos adjacentes ao rio Madeira. Entretanto, estudos posteriores desenvolvidos por Souza Filho et al. (1999) no alto curso do rio Madeira revelaram que seu canal está condicionado a um sistema de falhas transformantes NW-SE e NE-SW atribuídas ao Megalineamento Transtencional Madre de Dios-Itacoatiara. De acordo com Igreja, Catique (1997), este megalineamento é um dos mais expressivos da bacia

Amazônica. Com direção geral N50E, e aproximadamente 1850 km de extensão, pode ser identificado desde a Serra Madre de Dios, no Peru, até os arredores da cidade de Itacoatiara (AM). Entretanto, Saadi et al. (2002) considera que a Zona de Falha do rio Madeira restringe-se a uma extensão de aproximadamente 855 km. Embora haja esta divergência, Igreja; Catique (1997) e Saadi et al. (2002) concordam que esta zona de falha reflete uma componente transcorrente dextral do Sistema Direcional Amazônico. Ademais, esses autores concordam que esta zona de falha exerce controle inclusive em trechos do rio Amazonas, entre as cidades de Itacoatiara e Itapiranga. De acordo com Saadi et al. (2002), o tempo estimado do movimento mais recente desta falha é inferior a 1.6 Ma. Esta afirmativa corrobora interpretações de Lima (1988), quem sugere que a presença de terraços no médio segmento do rio Madeira (norte de Porto Velho - RO) é decorrente da reativação de falhas no Pleistoceno.

O resultado desta reativação traduziu-se pela subsidência do bloco a sudeste do megalineamento (margem direita do rio Madeira), e pelo soerguimento do bloco a noroeste (margem esquerda do rio Madeira). Tal condição resultou na assimetria de drenagem do Alto rio Madeira, onde, no bloco ascendente (margem esquerda), observam-se tributários extremamente curtos ou praticamente ausentes, e no bloco subsidente (margem direita), os tributários são significativamente extensos. A presença de paleocanais na margem esquerda do Alto rio Madeira também é atribuída ao soerguimento, o qual conduziu o abandono dos canais neste bloco. A reativação deste megalineamento e demais falhas subsidiárias definiram não só a formação de anomalias de drenagem, como também influenciou diretamente nas características erosionais e deposicionais da área durante a evolução quaternária deste sistema tectônico (IGREJA; CATIQUE, 1997; SOUZA FILHO et al., 1999).

Adicionalmente, embora não existam estudos visando estabelecer uma relação de causalidade entre sismos e atividades tectônicas, e sua relação com a organização da paisagem na área, há diversos relatos sobre possíveis atividades sísmicas na Bacia Amazônica. Um dos primeiros relatos que se tem registrado é o elaborado pelo padre Samuel Fritz que, de acordo com Sternberg (1950), descreveu evento sísmico em 1690 na margem esquerda do rio Amazonas, entre as desembocaduras dos rios Urubu e Negro:

“A 6, pela manhã, surgiram ao lado do Norte as terras em que, no anno passado de 1690, pelo mez de Junho occorreu um grandissimo terremoto. Pareciam ruinas de grandes cidades: penhascos caídos, arvores grossissimas desarraigadas e lançadas ao rio; terras muito altas desmornadas; outras brancas, vermelhas, amarellas, no meio de pedras e arvores amontoadas sobre as margens; por toda parte lagôas abertas, bosques destruidos, e tudo sem ordem mixturado. Onde havia terra arenosa ou lodosa o estrago se não fizera sentir. Dizia frei Theodosio que ao mesmo tempo houve marulhada horrivel no rio, morrendo muito peixe; e a isso era que attribuiam os gentios a minha detenção, dizendo que o Pará e todos haviam de perecer. Continuavam as ruinas por umas quattros leguas de rio; terra a dentro tinha sido maior o estrago; e o terremoto foi caminhando por umas tresentas leguas para cima até as ilhas dos Omaguas (à montante de Iquitos?), onde depois me disseram que as casas tinha balado.”¹

Demais eventos de sismicidade também foram mencionados por Sternberg (1953), o qual lista 39 abalos sísmicos ocorridos na Bacia Amazônica de 1690 até 1953. Entretanto, para Assumpção et al. (1985), grande parte dos sismos listados por Sternberg (1953) corresponde a sismos andinos, sendo poucos os com epicentros na Bacia Amazônica. Além disso, a atividade sísmica na Amazônia ainda é pouco conhecida, principalmente devido à baixa densidade demográfica e à ausência de estações sismográficas que possam coletar dados confiáveis dos eventos sísmicos da região (ASSUMPÇÃO et al., 1985). Contudo, dados do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (<http://www.obsis.unb.br>) e do *Seismology Institute of Astronomy, Geophisic and Atmosferic Science* (<http://moho.iag.usp.br/sismologia/informes.php>) revelam o registro de mais de 100 abalos sísmicos na região Amazônica no período de 1860 a 2009, conforme observado na Tabela 4.2.

¹ “O Diário do Padre Samuel Fritz” (com introdução e notas de Rodolfo Garcia), Revista do Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro, tomo 81, 1917, p. 391.

Tabela 4.2 - Sismos ocorridos na Bacia Amazônica baseando-se nos dados de Sternberg (1953), do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (<http://www.obsis.unb.br>) e do *Seismology Institute of Astronomy, Geophisic and Atmosferic Science* (<http://moho.iag.usp.br/sismologia/informes.php>) (BERROCAL et al., 1984; BEZERRA, 2003; SILVA, 2005). Os sismos grifados em amarelo são os que ocorreram próximo da área de estudo.

Ano	dia/mês	Lat	Long	U.F.	Prof.	Mag.	Área/localidade	Comentários
1785							Região do rio Purus	Fonte: Sternberg (1953)
1798							Alto Rio Negro	Fonte: Sternberg (1953)
1827							Região do rio Purus	Fonte: Sternberg (1953)
1840							Região do rio Purus	Fonte: Sternberg (1953)
1860	12.07	-0.86	-48.13	PA		0.0	Vigia	
1864	23.11	-2.53	-44.30	MA		3.2	São Luis	
1864	27.12	-2.53	-44.30	MA		0.0	São Luis	
1871	05.04	-3.40	-44.35	MA		3.7	Itapicuru	
1871	14.06	-2.53	-44.30	MA		0.0	São Luis	
1883	27.08	-2.01	-54.10	PA		0.0	Monte Alegre	vários tremores
1885	29.01	-3.13	-60.00	AM		0.0	Manaus	
1905	12.03	-2.53	-44.30	MA		0.0	São Luis	Só tempestade?
1906							Itacoatiara	
1909	23.12	-2.41	-44.42	MA		3.0	Alcântara	
1916	01.05	-7.62	-72.66	AC		0.0	Cruzeiro do Sul	
1917		-7.26	-64.79	AM		0.0	Lábrea	Ano incerto
1921	21.01	-4.10	-59.35	AM		0.0	Igarapé Perseverança	
1922		-1.92	-55.50	PA		0.0	Óbidos	Ano incerto
1922	16.01	0.00	0.00	AM		7.9	Manaus	
1926	01.03	3.83	-51.84	AP		0.0	Oiapoque	
1928	09.04	0.00	0.00	AC		6.9	Xapuri	Peru-Bolívia
1928	28.09	2.82	-60.68	RR		0.0	Boa Vista	(BSSA 18, 241)
1929		0.00	0.00	AC		6.9	Rio Branco	Peru ?
1931	02.07	0.00	0.00	AC		6.2	Cruz. Do Sul	Peru - Brasil
1933	06.05	3.83	-51.84	AP		0.0	Oiapoque	
1941		-7.00	-62.70	AM		0.0	Três Caras	Ano incerto
1946	07.10	-1.44	-48.48	PA		2.8	Belém	
1947	01.11	0.00	0.00	AC		7.3	Cruzeiro do Sul	Peru.
1948	01.11	0.00	0.00	AC		7.3	Xapuri	Peru
1949	17.09	3.83	-51.84	AP		5.0	Oiapoque	
1951	24.04	3.83	-51.84	AP		4.7	Oiapoque	
1951	28.12	10.00	-71.50	AC		0.0	Acre	(Sternberg, 1953)
1952	16.08	-3.20	-59.77	AM		0.0	Careiro	
1953	19.03	2.82	-60.68	RR		0.0	Boa Vista	
1957	16.04	-9.50	-67.00	AM		4.9	Sul Amazonas	(GS)
1960	12.05	-9.00	-72.50	AC	60.	4.9	W do Acre	(GS) Cerro de Pasco
1960	21.10	-7.20	-73.80	AC	100.	4.9	NW do Acre	(GS)
1961	02.10	0.40	-63.00	AM		4.0	N do Amazonas	Caracas
1963	14.12	-2.30	-61.01	AM	45.	5.1	Manaus	(ISS) RELOCAL.
1965	26.06	-9.14	-73.07	AC	52.	4.5	W do Acre	(ISC)

1965	15.08	2.68	-60.12	RR		4.9	SE de RR	(ISC), RELOCAL., SEM
1967	10.02	0.00	0.00	AM		6.3	Manaus	COLOMBIA
1967	216	0.00	0.00	AC		6.8	Acre	Peru - Brasil
1967	512	-7.17	-73.30	AC	73.	4.4	Acre	(ISC)
1967	09.08	-8.45	-73.83	AC	42.	5.1	Peru-Brasil	
1968	27.08	-8.90	-72.89	AC	26.	4.9	W do Acre	(ISC H=50 ?)
1970	12.01	-1.32	-48.48	PA		4.5	Belém	(ISC,IAG,UnB) MAIS 4
1970	29.03	-8.29	-73.38	AC	25.	4.3	Divisor	(ISC)
1974	18.12	-4.00	-43.00	MA		3.6	Maranhão	(UnB)
1975	23.01	10.70	-62.00	RO		4.1	N de RO	(ISC)
1975	18.05	-4.00	-59.00	AM		4.4	L do AM	(ISC)
1975	22.06	1.50	-7030	AM		3.5	Colômbia - Amazonas	ISS
1976	22.02	0.34	-59.23	RR	5.	4.6	SE de RR	(ISC) RELOCAL.
1976	08.10	-2.00	-59.80	AM		4.0	Balbina	(UnB/ELETRONORTE)
1977	02.08	-0.08	-49.97	PA		4.8	Marajó	(ISC)
1980	06.03	-6.17	-71.16	AM	18.	4.8	W do AM	(ISC)
1980	03.09	-3.30	-60.00	AM		3.4	Manaus	
1980	18.10	-0.40	-49.80	PA		3.1	Marajó	(UnB)
1980	05.11	-5.80	-50.30	PA		3.5	Sul do PA	(IAG,UnB)
1980	12.11	-8.07	-50.24	PA		4.7	Redenção	(IAG; ISC)
1980	14.11	-2.83	-49.13	PA		2.8		(UnB)
1980	29.11	-3.10	-43.30	MA		3.1		(IAG,UnB)
1981	06.01	-5.00	-47.50	MA		3.4	João Lisboa	(IAG, UnB)
1981	17.02	-4.50	-70.40	AM		3.4	AM/Peru	(UnB)
1981	01.04	10.74	-62.20	RO		3.2	Ouro Preto	(UnB/ELETRONORTE)
1981	15.09	-1.60	-53.00	PA		3.9	Almeirin	(UnB)
1983	21.02	10.70	-62.20	RO		3.2	Ouro Preto	(UnB)
1983	05.08	-3.59	-62.17	AM	23.	5.5	Codajás	(UnB,IAG)
1983	05.08	-3.59	-62.17	AM		3.5	Codajás	(UnB) Réplica
1983	05.08	-3.59	-62.17	AM		2.6	Codajás	(UnB) Réplica
1983	04.11	-8.80	-71.10	AC		3.9	SA Divisor	(UnB)
1983	04.12	-3.17	-50.57	PA		3.7	130 km NW Tucuruí	(UnB)
1984	05.01	-1.10	-50.32	PA		3.0	São Miguel	(UnB)
1985	05.07					3.5	Amazonas	(UNB)
1984	20.02	-1.16	-50.49	PA		3.0	São Miguel	(UnB)
1984	21.05	-4.20	-50.60	PA		2.0	Tucuruí	(UnB)
1984	21.11	-6.90	-50.70	PA		3.7	Gradaus	(UnB)
1984	16.11	-4.10	-50.90	PA		2.2	Tucuruí	(UnB)
1985	19.12	-3.85	-50.48	PA		2.4	Tucuruí	(UnB)
1986	06.08	-4.50	-65.90	AM		3.8	Rio Tefé	(UnB)
1986	22.08	-4.00	-51.20	PA		2.0	Altamira	(UnB)
1986	07.12	-8.24	-59.84	AM		3.3	Aripuanã	(UnB)
1986	28.12	-3.60	-54.60	PA		3.1	Pacoval	(UnB)
1987	28.01	-0.04	-63.22	AM		3.9	Barcelos	
1987	14.10	-2.43	-55.15	PA		3.5	Tumucumaque	(UnB)
1987	11.12	-6.80	-51.20	PA		3.0	São Félix do Xingu	(UnB)
1988	19.01	-0.40	-49.90	PA		3.8	Chaves	(UnB)
1988	16.02	5.02	-51.25	AP		3.7	Plataforma	(UnB)
1988	03.09	-3.10	-59.76	AM		3.8	Rio Jatapu	(UnB)
1989	05.05	-8.28	-71.38	AC	593.	6.4	Feijó	GS,IAG,UnB,Pr.
1989	05.05	-7.25	-71.08	AC	600.	4.9	Acre	(GS)
1989	06.06	-1.55	-64.75	AM		3.8	Rio Cuiuni	(UnB)

1989	08.06	-1.32	-64.13			3.7	Amazônia	(UNB)
1989	03.12	-7.62	-72.70	AC	153.	5.9	Cruzeiro do Sul	(Pref. Municipal)
1990	08.09	-7.51	-73.28	AC	10.	4.0	Cruzeiro do Sul	(GS) UFRN)
1990	17.10	10.97	-70.78	AC	599.	6.7	Peru-Brasil	GS
1990	17.10	-9.23	-71.06	AC	600.	5.3	Peru-Brasil	(GS)
1990	20.10	-7.73	-74.41	AC	162.	5.0	Peru-Brasil	(GS)
1997	17.05	-7.14	-51.25	PA		3.2	São Felix do Xingu	(UnB)
1997	09.06	5.58	71.78			4.7	Amazonas	(UNB)
1998	26.02	-3.95	-49.64	PA		3.1	Tucurui	(UnB)
1998	27.02	-3.95	-49.64	PA		3.1	Tucurui	(UnB)
1998	03.02	-3.86	-49.63	PA		3.5	Tucurui	(UnB,
1999	15.03	-0.22	-63.79	AM	22.	4.0		(ISC)
1998	12.04	4.80	-47.72	AP	47.	5.3	Margem Cont.	(IAG,
1998	07.05	-7.50	-73.64	AC		3.7	Acampamento	(UnB)
1998	27.08	-9.46	-50.49	PA		3.2	Parque Nac. Araguaia	(UnB) Induzido Mineração
1998	09.10	-8.73	-54.57	PA		3.5	S. Cachimbo	(UnB)
1999	15.03	-0.22	-63.79	AM	22.	4.0	São Gab. Cachoeira	(ISC, GS)
2000	01.11	-7.97	-74.35	AC	145.	5.8	Cruzeiro doSul	(ISC, IAG)
2000	01.11	-8.05	-74.89	AC	186.	5.2	Cruzeiro doSul	(ISC)
2001	27.05	01.30	-60.50	AM		3.7	Balbina	(UnB) - induzido ?
2002	02.10	10.26	-69.64	AC		4.0	Guanabara	(UnB)
2002	12.10	08.32	-71.67	AC	516.	6.4	Acre	(ISC,IAG,UnB)
2002	27.10	08.03	-49.78	PA		3.7	NE de Redencao	(IAG,UnB)
2003	27.04	08.21	-71.64	AC	560.	5.6	Rio Branco	(IAG,UnB)
2003	20.06	-07.54	-71.62	AC	556.	6.4	Amazonas GS,	(IAG,UnB)
2003	08.07	06.88	-71.86	AC	543.	5.1	Amazonas,BR	(ISC)
2003	15.11	08.34	-50.04	PA		3.9	Araguaia	(IAG)
2003	24.12	07.40	-72.70	AC	25.	4.1	Oeste/Brasil	(ISC)
2004	06.07	03.20	-72.92	AC	15.	4.0	Peru/Brasil	(ISC)
2005	08.02	-2.22	-63.62			4.4	Parque Nac. do Jaú	(UNB)
2006	08.06	4.50	-52.30	AP		5.2	Caiena	(UnB,IAG,GS)
2006	29.09	10.91	-61.65	AM	53.	6.1	Trinidade e Tobago	(GS)
2007	21.06	03.77	-49.67	PA			Tucurui	
2007	18.07	07.63	-72.67	AC			Cruzeiro doSul	(IAG)
2007	21.07	07.98	-71.13	AM	632.	6.1	Amazonas	(GS)
2007	31.10	03.54	-48.12	AP	10.	5.2	Plataf. Cont	(GS)
2008	4	05.81	-46.14	MA			Grajau	(IAG) Fortes Chuvas ?
2009	09.12	08.10	-71.38	AC	602.	5.6	Acre	(GS)

Do registro apresentado na Tabela 4.2, eventos sísmicos sentidos na Amazônia foram compilados por Berrocal et al. (1984), o que resultou na elaboração do mapa sísmico do Estado do Amazonas. No geral, existe grande concentração de abalos nas porções central, norte e sudoeste do estado (Figura 4.6).

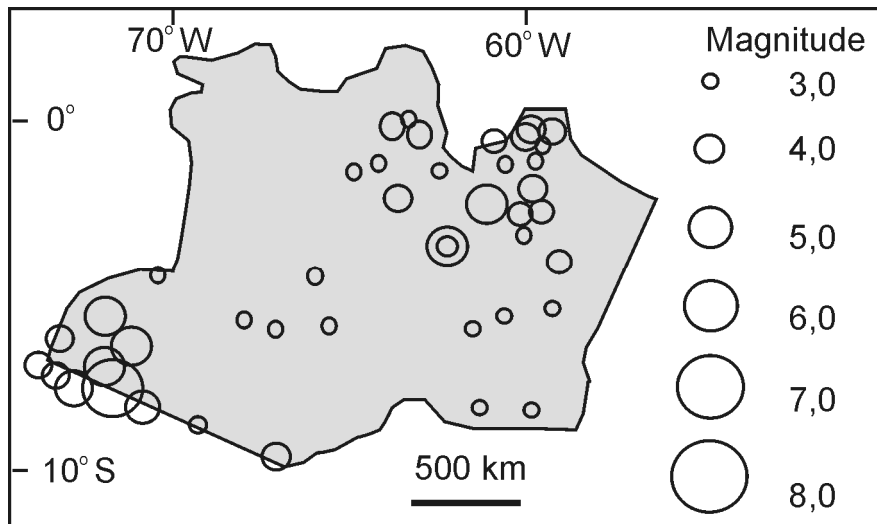


Figura 4.6 - Sismicidade natural no Estado do Amazonas até o ano de 2009.

Fonte: Adaptado do Banco de Dados do SIS/UnB (SISBRA) e obtido em ²http://www.obsis.unb.br/index.php?option=com_content&view=article&id=59&Itemid=71&lang=pt e do Boletim Sísmico Brasileiro http://moho.iag.usp.br/sismologia/informes/SISMOS_Regionais_01_A3.pdf

Dentre os eventos sísmicos registrados na Bacia Amazônica, os mais conhecidos referem-se aos sismos de Manaus (AM) e Codajás (AM), que ocorreram em 14/12/1963 e 05/08/1983, respectivamente. Destes, o sismo de Manaus teve intensidade de 5,1 (mb), com epicentro localizado a 145 km a noroeste de Manaus, próximo à margem esquerda do rio Negro e do Arquipélago das Anavilhanas (lat/long – 2.30/-61.01) (ASSUMPÇÃO; SOAREZ, 1988). De acordo com esses autores, com epicentro localizado a 45 km de profundidade, esse abalo foi reflexo de um movimento compressional de falha reversa de direção geral N63E/52SE, conforme relatado também por Bezerra (2003). O segundo sismo teve epicentro na cidade de Codajás (AM). Esse evento teve magnitude de 5,5 (mb), com duas réplicas de magnitude de 3.5 e 2.6 mb,

² Os dados provenientes do SIS/UnB (SISBRA) foram formados a partir da compilação de Berrocal et al. (1984), os quais contêm os registros históricos e instrumentais dos sismos com epicentro no Brasil e regiões vizinhas, desde a colonização até o ano de 1981. A partir desse ano, sua atualização é obtida por meio dos dados do Boletim Sísmico Brasileiro.

sentido em uma área de aproximadamente 500 000 km². O epicentro localizou-se, aproximadamente, a 30 km a noroeste da cidade de Codajás, com profundidade focal estimada em 23 km. Utilizando-se da solução de mecanismo focal e baseando-se em dados sismológicos registrados em diferentes estações sismográficas distribuídas na terra, constatou-se que esse sismo foi resultante do movimento de uma falha reversa com direção de compressão horizontal aproximadamente NNE-SSW (ASSUMPÇÃO et al., 1985).

Atividades sísmicas também têm sido registradas em toda a extensão do rio Madeira. Com base em dados sismológicos e de relatos de testemunhas, Sternberg (1953) retrata as datas e os locais onde foram registrados eventos sísmicos no rio Madeira. À jusante do rio, registra-se o sismo de Itacoatiara, em período prévio a 1906. Na porção intermediária do rio, têm-se os eventos de Lábrea (1917), Manicoré (17/01/1922) e do Seringal Três Casas (antes de 1941), este último localizando-se às margens do rio Madeira, à jusante de Humaitá. À montante, tem-se o registro de Guaporé, em 18/09/1832.

Como observado, embora haja divergências entre as interpretações referentes ao modelo tectônico da região Amazônica, principalmente após o Mioceno, é evidente a presença de movimentos tectônicos recentes. Neste sentido, Bezerra (2003) chama a atenção de que a morfogênese da área não deve ser associada apenas aos fatores climáticos ou paleoclimáticos, mas sim, à interação destes com zonas de fraquezas da crosta e sua movimentação tectônica recente. Com isso, a aparente homogeneidade das formas de relevo, consideradas na região como um invariável sistema de interflúvios tabulares resultante do aplainamento neopleistocênico, deve ser revista (BEZERRA, 2003). Mesmo considerando sua localização em área intracratônica, os fenômenos sísmicos identificados na Bacia do Amazonas podem ter contribuído ativamente no desenvolvimento e configuração da drenagem atual e naquelas desenvolvidas ao longo do final do Quaternário. Elementos como abandono, captura e demais ajustes nos sistemas de drenagem, podem ter sido amplamente influenciados por atividades sísmicas. Entretanto, investigações sistemáticas para as várias bacias hidrográficas amazônicas permanecem por ser realizadas, a fim de verificar a validade dos modelos existentes e fornecer quadros evolutivos com base em maior volume de informações.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Materiais

Os materiais utilizados neste trabalho incluem:

Dados de sensoriamento remoto: referem-se às imagens obtidas de sensores ópticos, sensores radar e modelos digitais de elevação. As imagens ópticas utilizadas neste estudo foram as geradas pelo sensor multiespectral MSS (*Multispectral Scanner Sensor*) e TM (*Thematic Mapper*) instalados nos satélites da série Landsat. As imagens (Tabela 5.1) foram obtidas do endereço eletrônico <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. A opção por estas imagens deve-se principalmente à gratuidade das cenas e a sua média resolução espacial, a qual é condizente com o objetivo e escala de estudo. A seleção das imagens levou em consideração dois aspectos: 1) imagens adquiridas próximas ao ano de 2000, a fim de possibilitar sua melhor correlação temporal com o MDE-SRTM, minimizando possíveis problemas de interpretação visual e, 2) menor incidência de nuvens, fumaça e demais intervenientes atmosféricos. Devido à presença de cenas a partir da década de 1970, imagens do sensor MSS também foram utilizadas a fim de efetuar interpretações multitemporais de alguns segmentos do canal do rio Madeira. Imagens dos satélites da série Landsat provenientes do *Global Land Cover Facility* (GLCF - obtidos em <http://glcf.umiacs.umd.edu/>) e na forma de mosaicos oriundos do GeoCover (obtidas em <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>) também foram utilizados para melhor detalhamento das feições de interesse. De mesmo modo, quando existentes para a área de estudo, foram utilizadas imagens de alta resolução disponíveis no *Google Earth* para a observação de detalhes das paleogeofomas.

Os dados de radar são provenientes do satélite JERS-1. Estes dados estão organizados na forma de mosaico e são provenientes do Mapeamento Global de Florestas Alagáveis da Amazônia (GRFM/JERS-1). O mosaico é elaborado com imagens datadas de 1995 e 1996 correspondendo aos períodos de vazante (agosto-setembro/1995) e cheia (maio-agosto/1996) respectivamente. O mosaico possui resolução espacial reamostrada para 100 metros, em banda L, com comprimento de onda de 23,5 centímetros, polarização HH e ângulo de incidência 34°- 43°.

O Modelo Digital de Elevação utilizado foi derivado do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Esta escolha foi feita pela facilidade de acesso e por apresentar resolução espacial condizente com os objetivos deste estudo. O dado refere-se à versão SRTM-2, cujas características são aquisição em 3 arcos de segundo e com resolução horizontal (espacial) de 90 m. Os dados foram obtidos no formato .hgt e estão disponíveis em http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/South_America/.

Adicionalmente aos produtos de sensoriamento remoto, foram utilizados dados complementares como: i) rede de drenagem (formato *shapefile*) em escala 1: 100.000, disponibilizada pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) no endereço eletrônico <http://mapas.mma.gov.br/mapas/aplic/cartoamazonia/>; ii) bacias hidrográficas em formato *shapefile* obtidos da Agência Nacional das Águas (ANA) no endereço eletrônico www.ana.gov.br; e iii) mapa geológico (formato *shapefile*) em escala 1:1.000.000, proveniente do Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2004).

Tabela 5.1 - Especificação da órbita/ponto e data de imageamento das imagens Landsat

Imagens Landsat-5/TM		Imagens Landsat/MSS	
Órbita/Ponto	Data	Órbita/Ponto	Data
228/62	18/07/1997	248/64 - MSS-1	07/07/1973
228/63	02/07/1997	248/64 - MSS-2	10/07/1981
229/62	25/07/1997		
229/63	16/08/1999		
229/64	16/08/1999		
229/65	23/06/1997		
230/62	08/09/1999		
230/63	11/07/2001		
230/64	10/09/2000		
230/65	10/09/2000		
230/66	06/06/2000		
231/62	03/08/2001		
231/63	03/08/2001		
231/64	15/08/1988		
	05/08/1996		
	03/08/2001		
	07/11/2001		
	10/09/2009		
231/65	19/08/2001		
231/66	03/08/2001		
232/63	10/08/2001		
232/64	21/08/1999		
232/65	10/08/2001		
232/66	23/08/2000		

5.2 Métodos

Os diferentes dados de sensoriamento remoto foram organizados em um banco de dados geográfico estruturado no aplicativo SPRING 4.3.3. O datum adotado foi o SAD69 e a projeção a Policônica. Demais aplicativos como ENVI 4.5, ArcGis 9.2 e GLOBAL MAPPER 9.0 também foram utilizados. A utilização de diferentes produtos de sensoriamento remoto visou a complementação da informação que cada tipo de dado fornecia, com o objetivo de identificar as paleoformas.

O pré-processamento das imagens Landsat envolveu a correção geométrica das cenas. A correção foi realizada no aplicativo ENVI 4.5 e se baseou nas imagens ortoretificadas do Landsat provenientes do *Global Land Cover Facility* a partir da obtenção de pontos de controle (aproximadamente 25 pontos por cena). Buscou-se manter o erro quadrático médio (RMS) inferior a 0,5. O procedimento contou com amostragem por vizinho mais próximo e polinômio de primeiro grau. Após a correção geométrica, as imagens foram incorporadas posteriormente ao banco de dados geográfico.

Os procedimentos realizados pautaram-se na organização das imagens em diferentes associações RGB (red-green-blue/vermelhor-verde-azul) e pelo ajuste de histogramas. Estes procedimentos visaram ressaltar as paleoformas de interesse e melhorar a percepção visual das imagens. Para evidenciar o potencial das cenas Landsat na identificação das paleoformas, as imagens foram segmentadas para classificação automática não-supervisionada. O procedimento foi realizado no aplicativo SPRING 4.3.3. A segmentação das imagens baseou-se no método de crescimento de regiões, e através da realização de testes exploratórios para definir limiares de similaridade e área (*pixels*), foram adotados, respectivamente, o valor 5 e 50. O valor de similaridade corresponde ao limiar de variação do nível de cinza da imagem para definir os segmentos individuais. O valor de área refere-se ao conjunto mínimo de pixels para a obtenção de um segmento. A classificação foi realizada utilizando-se o classificador ISOSEG, que se baseia na utilização de uma imagem previamente segmentada. Devido ao interesse principal de identificar paleoformas representativas de paleocanais, foi adotado apenas três classes: 1. paleoformas, representada por segmentos com presença de vegetação rasteira/arbustiva e/ou solo exposto; 2. corpos d'água,

representada por cursos fluviais, lagos e rias; e, 3. outros, englobando o restante da área selecionada para classificação, representada principalmente pela floresta densa.

A partir do produto classificado automaticamente, procedeu-se com a sua interpretação e, quando necessário, da complementação do mapa de paleogeofomas pautando-se na utilização dos dados do MDE. Realizou-se também a análise temporal de segmento do canal do rio Madeira, com base na utilização de imagens Landsat e na aplicação de técnicas de ajuste de histograma para realçar as formas de interesse.

Devido à presença de falhas representadas por valores de elevação negativos de até -32768 m, primeiramente procedeu-se com a correção do MDE, realizada no aplicativo ENVI. O procedimento de correção contemplou, primeiro, a identificação dos valores negativos nos MDE-SRTM, obtidos pela ferramenta *Basic Tools/Statistics/Compute Statistics*. Nesta fase, identificaram-se os valores mínimos e máximos do MDE. Em seguida procedeu-se com a remoção dos valores de elevação negativos. Essa operação foi realizada via menu *Topography/BadValues*, de onde se estabeleceu o intervalo de -32768 m até 0 m como valores inválidos e que seriam corrigidos no MDE. Este procedimento foi efetuado para todos os MDEs da área do estudo.

O novo MDE gerado e ausente de valores de elevação negativos foi exportado em formato *geotiff* e importado no aplicativo *Global Mapper*, a fim de identificar as paleogeomorfologias. Este aplicativo permite o processamento do MDE sob diferentes códigos de cores e sombreamentos, a partir do menu *Tools/Configuration/Shader options/Custom Shaders*. Conduzido por um procedimento interativo entre usuário e aplicativo e pautando-se no método exploratório, selecionou-se sempre o conjunto de cores que melhor salientasse a topografia e a morfologia de interesse (Figura 5.1). Comumente o fatiamento obtido mostra-se ideal para pequenas áreas. Dessa forma, a busca por outras configurações que estejam de acordo com a variação altimétrica de determinada área é sempre necessária. A elaboração de perfis topográficos também auxiliou na definição dos intervalos altimétricos a serem fatiados e a caracterização das paleogeofomas.

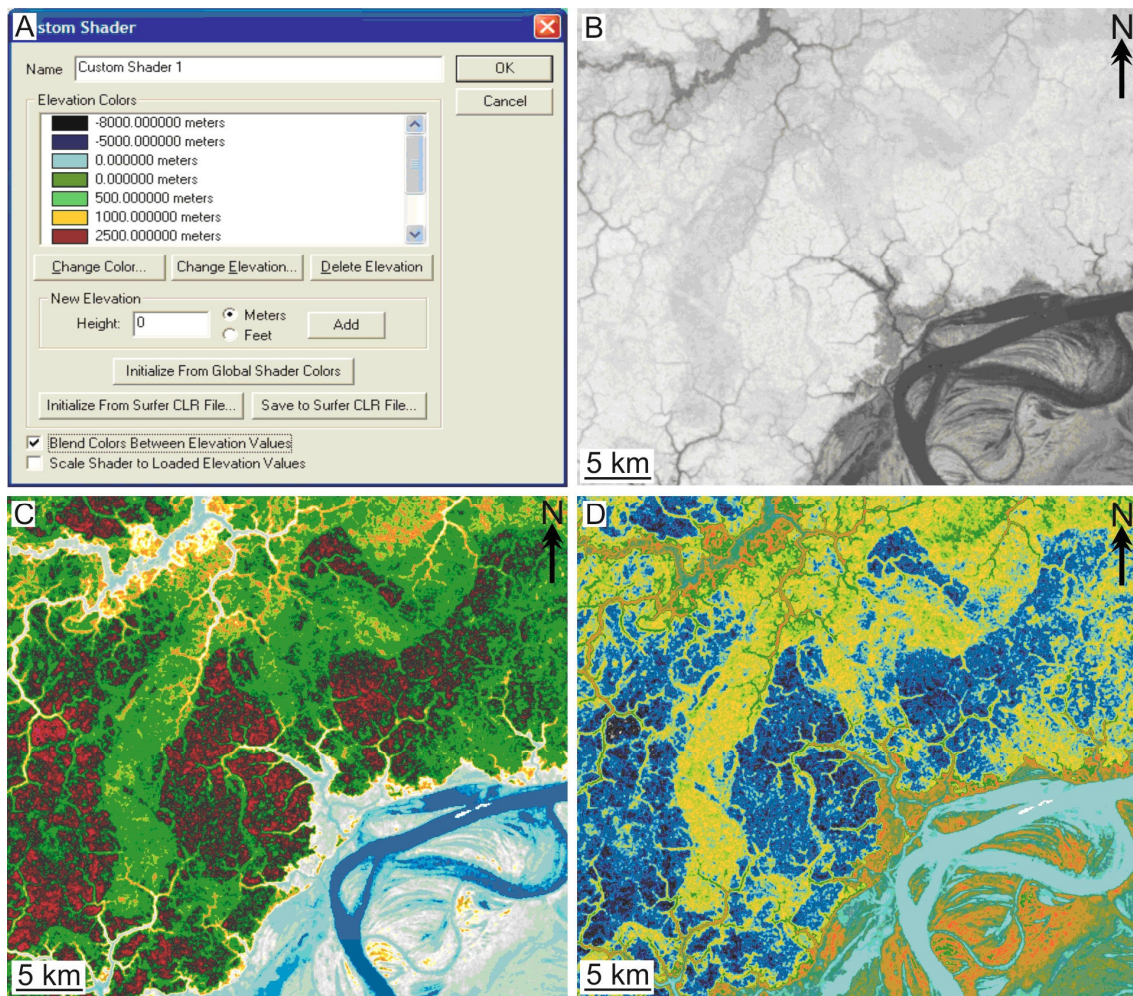


Figura 5.1 - A) Interface do *Custom Shaders* que permite a customização das cores associada a conjunto de valores de elevação. B-D) Representação do MDE conforme o gradiente de elevação (B) e sob diferentes processamento (C-D). Notar a configuração das paleogeofomas em diferentes processamentos (B-D).

Após o processamento do MDE, procede-se à interpretação visual com o intuito de identificar e vetorizar as paleogeofomas de interesse como: paleocanais, paleovales, depósitos sedimentares, terraços, planícies de inundação, e demais feições preservadas na paisagem. Amostras de altitudes coletadas nas partes interna e externa das paleogeofomas foram utilizadas para a geração de histogramas de frequência de altitudes, a fim de obter uma melhor caracterização das paleogeofomas. O processamento do MDE, embora visasse a identificação das paleogeofomas, também salientou as peculiaridades da rede de drenagem atual, principalmente referentes às anomalias de drenagem.

Além do processamento de dados de sensoriamento remoto, a pesquisa incluiu a análise da rede de drenagem atual. Para isto, foi utilizado o mapa de drenagem na escala 1:100.000 proveniente do MMA. Com o procedimento de mosaicagem da rede de drenagem, notou-se que alguns setores do mosaico possuíam diferentes níveis de detalhamento da drenagem. Dessa forma, foi necessária a complementação da drenagem através de procedimentos de vetorização manual. As imagens do Landsat e o MDE serviram de base para identificar e mapear a drenagem.

A delimitação das bacias e sub-bacias hidrográficas foi obtida a partir da análise comparativa entre os limites provenientes da ANA e dos obtidos automaticamente a partir do MDE-SRTM. Os procedimentos para a extração automática dos limites das bacias a partir do MDE-SRTM consistiu na utilização da ferramenta *ArcHydro Tools* do aplicativo ArcGIS 9.2. O método exploratório foi o utilizado para definir a dimensão das bacias e sub-bacias, conforme o nível de detalhamento exigido pelo usuário. De posse dos limites das bacias hidrográficas, inseriu-se tanto os limites da ANA como os obtidos automaticamente no banco de dados geográfico. Verificou-se a pertinência dos divisores de água oriundos da ANA e do *ArcHydro Tools* em relação a rede de drenagem e constatou-se que em vários locais os divisores eram impertinentes. Com o auxílio do MDE e da rede de drenagem, procedeu-se com a correção vetorial a fim de que um novo limite hidrográfico fosse gerado, de forma que correspondesse com a realidade.

A identificação e vetorização dos lineamentos estruturais foi obtida com base no mapa da rede de drenagem em escala 1:100.000. A continuidade dos lineamentos foi melhor verificada integrando essas informações com o MDE e as imagens dos sensores ópticos. Ao final da identificação e vetorização, procedeu-se com a análise estatística dos lineamentos a partir da elaboração de diagramas em roseta no aplicativo SPRING (acionado pelo menu Análise/Lineamentos), obtidos em intervalos de 10° segundo frequência absoluta (i.e., número absoluto de lineamentos em determinada direção) e comprimento absoluto (i.e., comprimento absoluto de lineamentos em determinada direção), além da elaboração de representações de densidade de lineamentos. Por fim, a identificação de anomalias de drenagem foi feita com base na análise visual integrada do mapa de drenagem com os diferentes produtos de sensoriamento remoto.

O mosaico das imagens JERS-1 das épocas de vazante e cheia foram utilizadas para complementar as informações oriundas dos demais dados de sensoriamento remoto. A partir do ajuste de histograma e de interpretação visual, foi possível evidenciar algumas paleoformas na área do estudo. Isto auxiliou em procedimentos de ratificação ou retificação dos mapeamentos das paleoformas. Devido a ausência de dados de campo, os diferentes dados de sensoriamento remoto integrada aos dados de geologia, rede de drenagem e vegetação foram fundamentais para o processo de interpretação e análise dos resultados encontrados.

6 RESULTADOS

Neste Capítulo, são apresentadas, inicialmente, os resultados referentes à detecção de paleoformas a partir de produtos de sensoriamento remoto. Na sequência, será feita a caracterização dessas feições, seguindo-se com a descrição de bacias de drenagem atuais e dos lineamentos morfoestruturais, que visou gerar informações para se discutir possíveis causas de abandono de drenagens.

6.1 Detecção de paleoformas nos produtos de sensoriamento remoto

De modo geral, imagens do Landsat e o MDE foram complementares, possibilitando, em conjunto, delinear as feições de interesse com maior grau de precisão. Quando analisados individualmente, os processamentos realizados nas imagens ópticas mostraram-se eficientes para revelar conjuntos de paleoformas em vários locais da área estudada. Entretanto, isto só foi possível onde ocorrem contrastes vegetacionais, ou seja, onde vegetação aberta ocorre sobre áreas correspondentes às paleoformas, o que resulta em forte contrastes com vegetação de floresta densa das áreas adjacentes. Em áreas de floresta densa, as paleoformas são parcialmente perceptíveis ou, mais comumente, totalmente imperceptíveis em imagens ópticas.

A classificação de imagem TM possibilitou identificar as paleoformas que apresentavam principalmente solo exposto, e em alguns casos, com cobertura vegetal rasteira (Figura 6.1A-C). A distinção espectral entre áreas de floresta e segmentos de solo exposto garantiu que as paleoformas fossem separadas pelo classificador utilizado (Figura 6.1B). Entretanto, em áreas onde a vegetação densa adjacente ocupa grande parte do interior da paleoformas, o classificador não conseguiu delinear-la, incluindo-a na classe 'outros' (detalhe da figura 6.1C). Embora comumente identificáveis a partir de interpretação visual, os segmentos cobertos por vegetação rasteira/arbustiva também propiciaram erros de classificação, já que a similaridade espectral dessas áreas com a vegetação densa adjacente é próxima. Mesmo que o limiar de similaridade estabelecido para a segmentação tenha sido baixo (valor de 5), este não foi suficiente para distinguir estas duas áreas. Testes com outros limiares também se mostraram insatisfatórios para separar estes tipos florestais. Neste sentido, a utilização do MDE foi necessária, devido sua capacidade de delinear segmentos de

paleogeofomas, desde os que apresentam vegetação rasteira/arbustiva e/ou solo exposto, até os ocupados pela densa vegetação adjacente (Figura 6.1D). Isto é possível porque as paleogeofomas presentes na área de cobertura vegetal densa apresentam variações altitudinais que são refletidas no dossel da vegetação, que por consequência, podem ser delineadas pelo MDE.

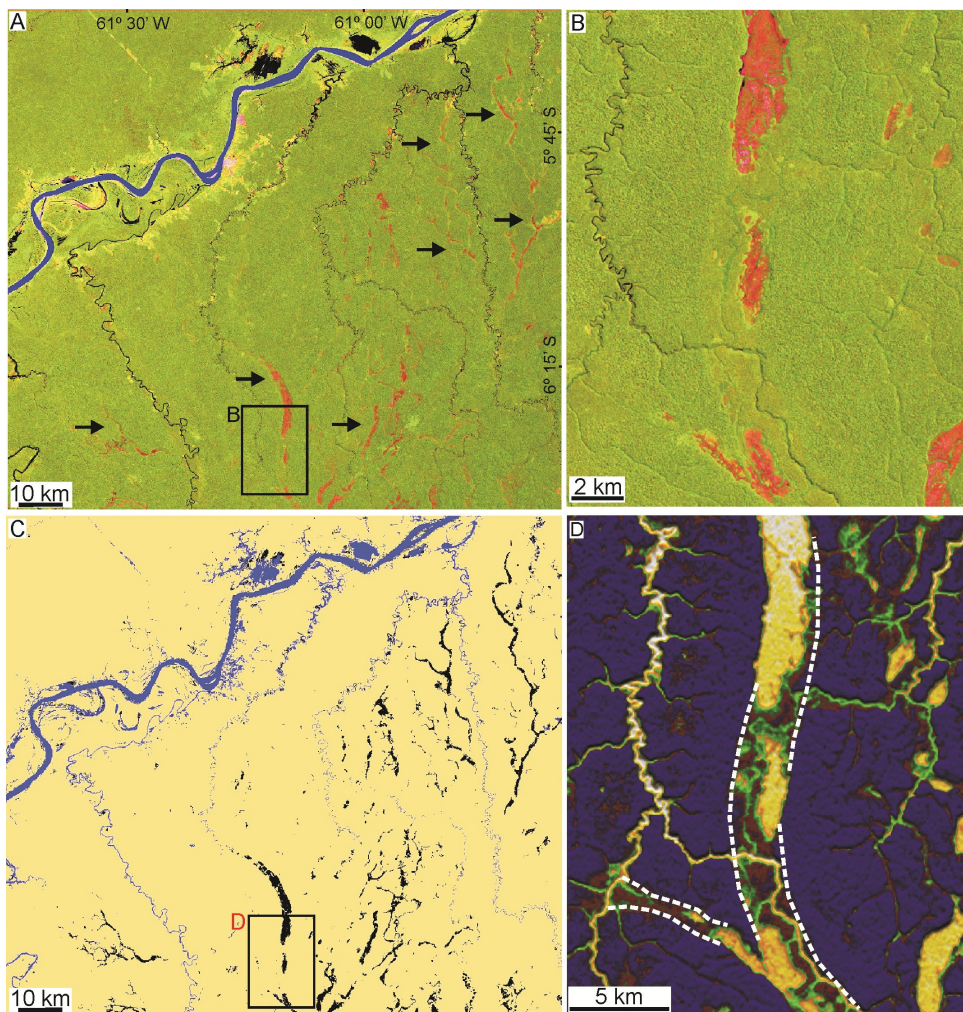


Figura 6.1 - A) Imagem TM em composição RGB 543 de segmento da área de estudo contendo paleogeofomas com solo exposto e/ou vegetação rasteira/arbustiva (setas). B) Detalhe de segmento de paleogeofoma em imagem TM. C) Resultado da classificação com respectivos segmentos de paleogeofomas (preto). D) Detalhe de segmento em MDE-SRTM denotando continuidade espacial (linha tracejada) de difícil identificação na imagem TM.

Adicionalmente, o classificador comumente cometeu erros e associou áreas antropizadas (i.e., desmatamento, agropecuária), com a classe paleogeofoma. Isto é decorrente da similaridade entre estes alvos, já que áreas antropizadas na maioria das vezes são caracterizadas por solo exposto. Com isso, recorreu-se à utilização do MDE e

à interpretação visual das imagens para delinear corretamente as feições de interesse, bem como para conduzir processos de edições.

Devido as limitações indicadas anteriormente, o resultado da classificação pode ser considerado satisfatório somente em casos onde as paleoformas são continuamente cobertas por solo exposto e, em alguns casos por vegetação aberta, composta principalmente por gramíneas e arbustos. Nos demais locais ocupados por vegetação densa, as paleoformas aparecem como segmentos isolados. Embora muitos desses segmentos estejam distribuídos de forma a sugerir sua continuidade espacial, a sua interpretação é, muitas vezes, problemática.

De outro lado, o MDE adicionou informações complementares de grande significado para o mapeamento de paleoformas. Este produto revelou não só paleoformas cobertas por solo exposto e/ou vegetação aberta, como também possibilitou a detecção dos segmentos ocultos sob densa cobertura florestal (Figura 6.2). Como resultado, o MDE revelou, com maior precisão, as paleoformas, possibilitando sua melhor análise e a detecção de continuidade espacial entre as feições.

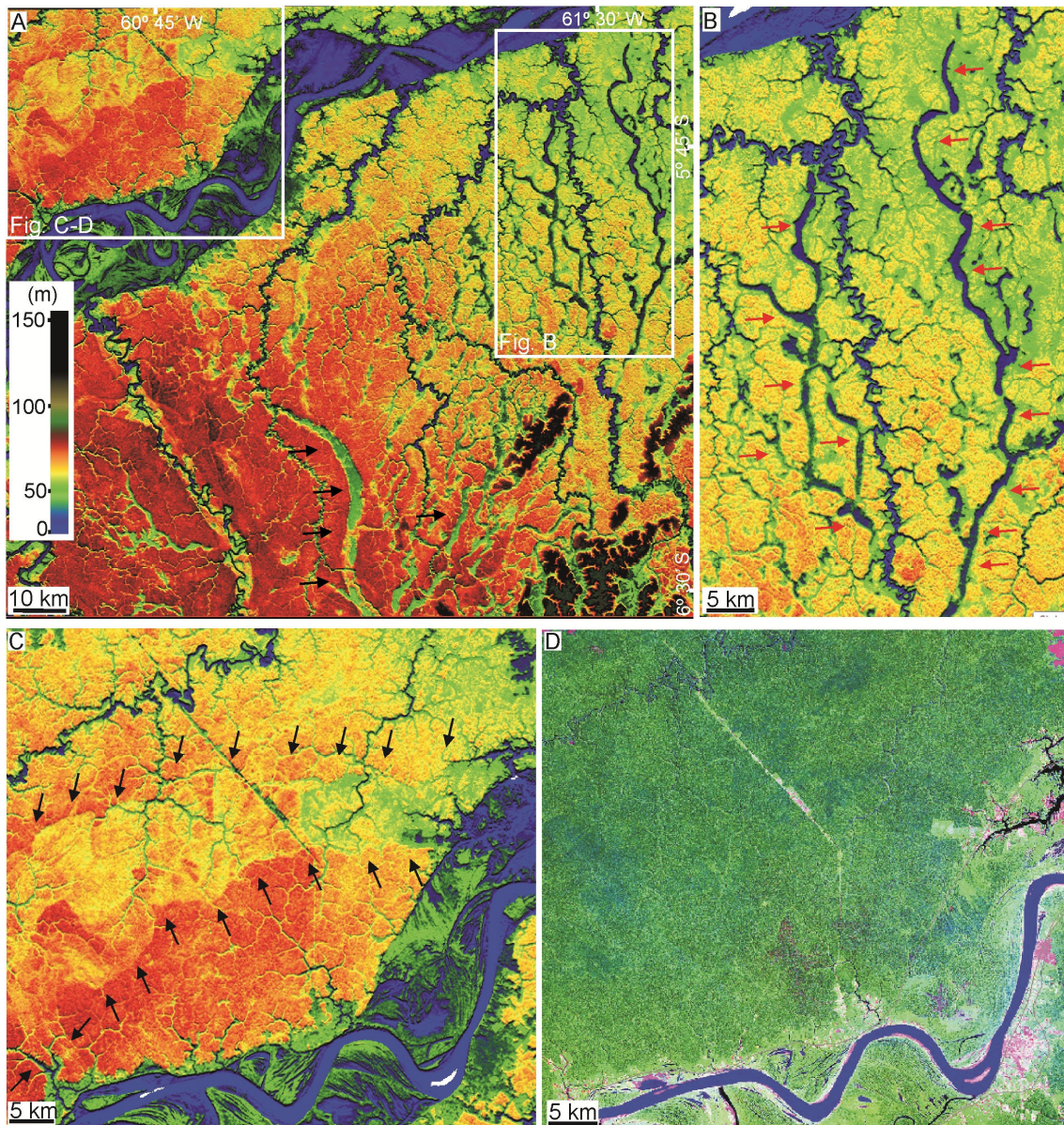


Figura 6.2 - A) Segmento da área de estudo correspondente à mesma área ilustrada na figura 6.1, observado em MDE. B) Paleocanais (azul escuro) indicados pelas setas vermelhas. Note a grande continuidade dos paleocanais sob forma de cinturões alongados e sinuosos. C-D) Paleogeografia indicada pelas setas pretas observada somente em MDE em área de cobertura florestal (C), a qual não é identificada em imagem Landsat Geocover em composição RGB - 742 (D).

6.2 Caracterização das paleogeformas

Neste item, serão caracterizadas as paleogeformas reveladas a partir dos diferentes produtos de SR. Para efeitos descritivos, estas foram agrupadas em dois conjuntos maiores, um da margem esquerda do rio Madeira, e outro de sua margem direita. As

paleogeformas da margem direita ocorrem em três áreas: entre os interflúvios Jiparaná-Marmelos e Manicoré-Aripunã, e na bacia do rio Canumã (Figura 6.3).

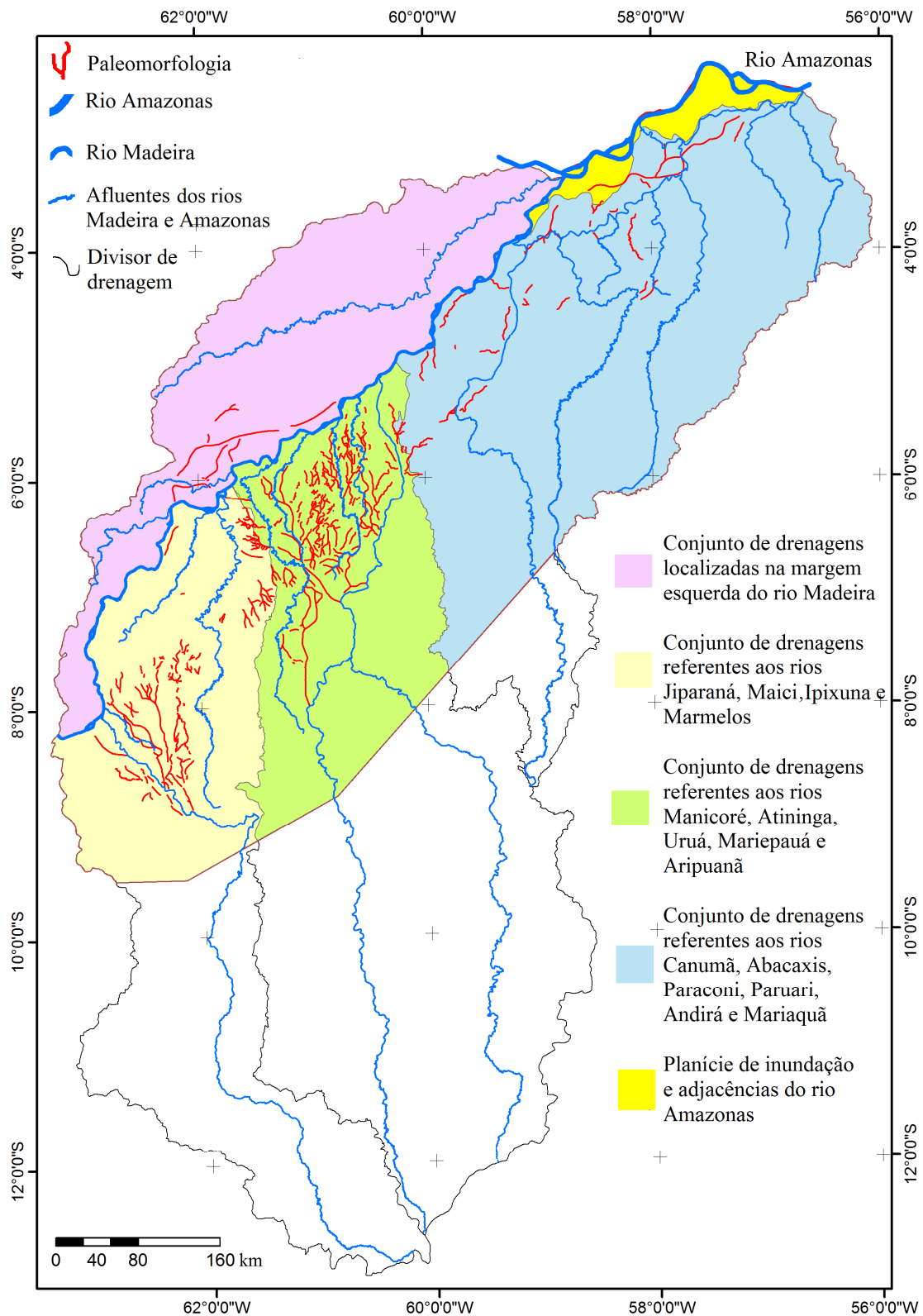


Figura 6.3 - Distribuição geográfica de paleogeformas na área de estudo.

6.2.1 Margem esquerda do rio Madeira

A margem esquerda do rio Madeira apresenta um volume menor de paleoformas relativamente à sua margem direita, porém, as feições presentes são de grandes dimensões, tanto em comprimento, quanto em largura. Estas são tipicamente cobertas por densa cobertura florestal, portanto, identificáveis apenas em MDE. As paleoformas orientam-se, preferencialmente, na direção geral NE-SW, apresentam cerca de 200 km de extensão e até 12 km de largura (Figura 6.4A). A área tem dois conjuntos de paleoformas. O primeiro complexo refere-se a quatro segmentos sinuosos e interconectados (Figura 6.4B), os quais são interceptados pela drenagem atual do rio Madeira e por seus afluentes. Os segmentos 1 a 3 possuem de 2 a 4 km de largura, enquanto que o segmento 4 alcança aproximadamente 20 km de largura. Os segmentos 1 e 2 estão orientados na direção NE-SW e convergem para nordeste para formar um único segmento, que se sobrepõe ao segmento 3, de direção NW-SE. O segmento 4, com cerca de 50 km de extensão, localiza-se a sudoeste dos demais, onde intercepta os segmentos 1 e 2, sendo mais largo que os anteriores e de morfologia meandrante. É interessante observar que seu interior é marcado por uma série de linhas semi-circulares paralelas. Além disto, as duas extremidades deste segmento estão diretamente conectadas ao rio Madeira. A análise de dados MDE revelou, ainda, dois segmentos de paleoformas dispostos de forma ramificada em “Y” que, apesar de ocorrerem na margem direita do rio Madeira, se projetam em direção aos segmentos 2 e 3 descritos acima e, por este motivo, são descritos aqui em conjunto. O baixo curso do rio Manicoré está encaixado em um desses segmentos, de direção NW-SE, o qual se prolonga para o segmento 3, sendo interceptado pelo rio Madeira. O outro braço da feição em “Y”, de orientação NNW-SSE (segmento 5), apresenta-se como uma possível prolongação do segmento 2, do qual se destaca, também por interceptação pelo rio Madeira.

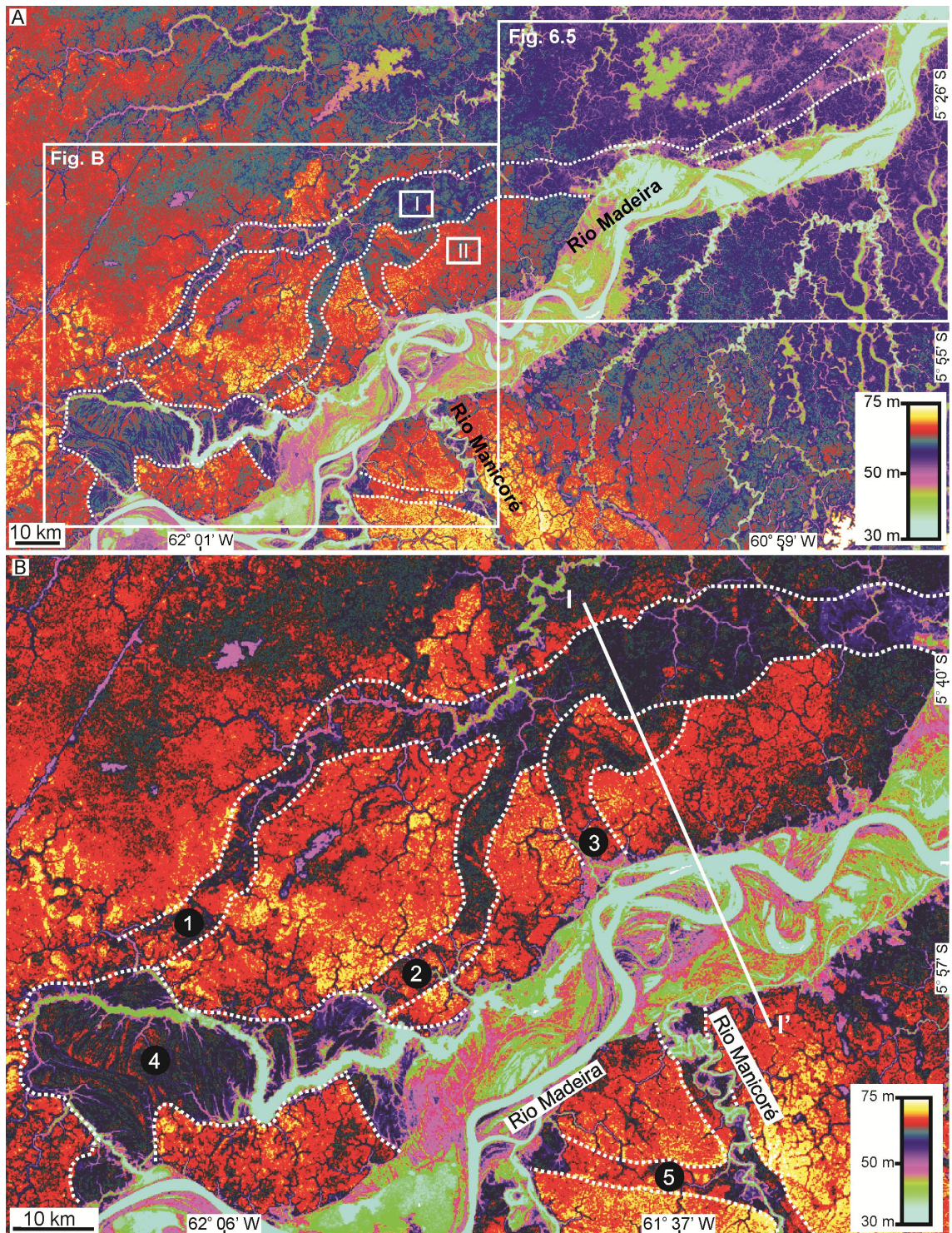


Figura 6.4 - A-B) Paleogeofomas (linhas tracejadas) localizadas na margem esquerda do rio Madeira e próximo à desembocadura do rio Manicoré em MDE. Observar os segmentos 1, 2, 3, 5 e o amplo paleovale (4) localizado na porção SW da figura, o qual intercepta os segmentos 1 e 2. Os retângulos I e II da figura A indicam os locais das amostras obtidas para a elaboração de histogramas.

A partir do ponto onde os segmentos 1 a 3 se conectam, tem-se um único segmento que prossegue para nordeste, paralelamente ao rio Madeira por uma extensão de

aproximadamente 110 km, quando se junta diretamente com aquele rio (Figura 6.4A, 6.5). Embora haja capítulo específico destinado à caracterização da drenagem atual (i.e., capítulo 7), é oportuno chamar atenção aos canais curtos da margem esquerda do rio Madeira, que mudam de orientação em ângulos abruptos na área de ocorrência dessa paleogeofomas (Figura 6.5). Adicionalmente, esta paleofeição aparentemente atua como um divisor de água, pois os canais da margem esquerda do rio Madeira tem suas cabeceiras instaladas nesta morfologia.

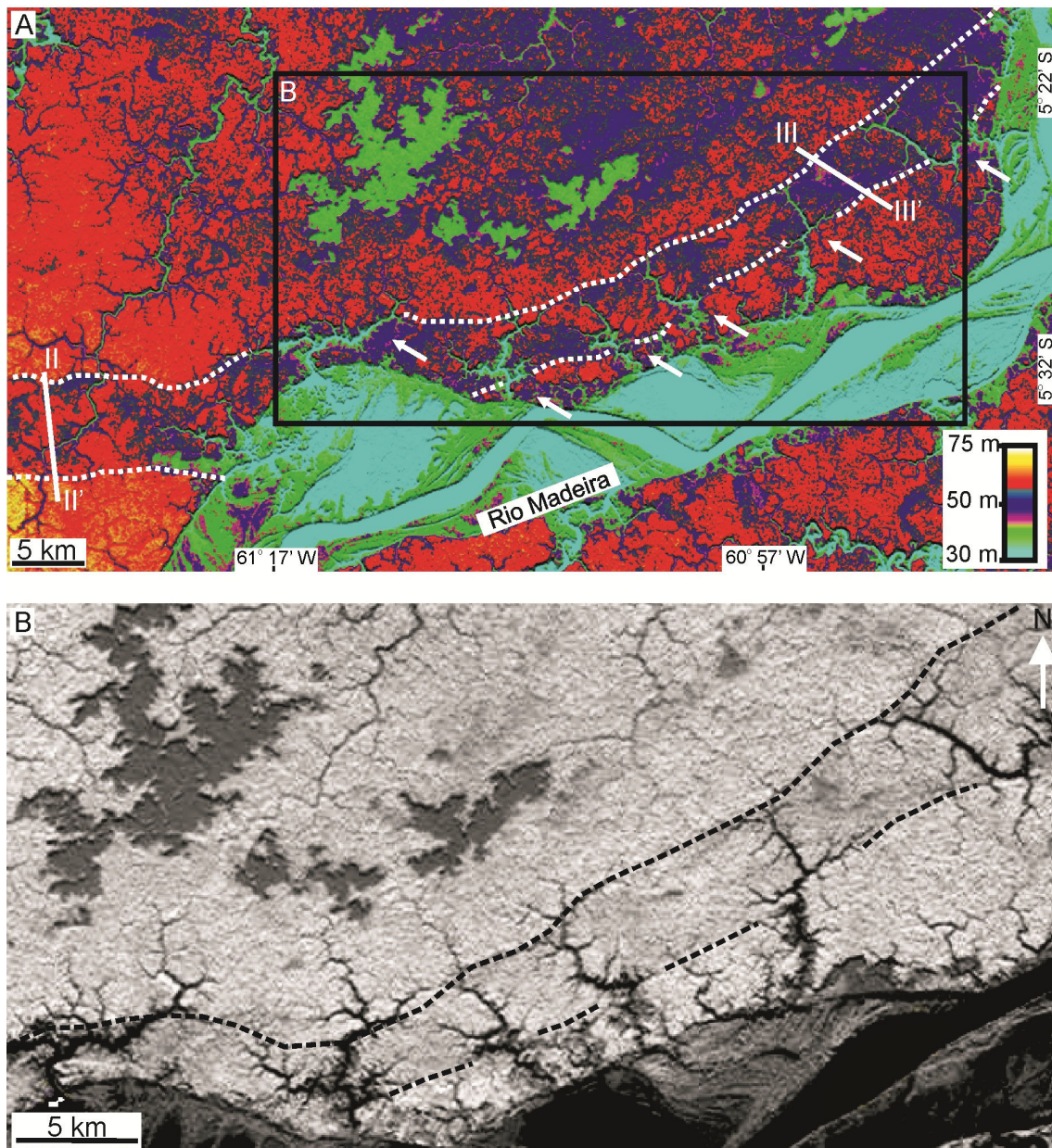


Figura 6.5 – A,B) Vista geral (A) e detalhe (B) da paleogeofomas da margem esquerda do rio Madeira, mostrando sua continuidade para nordeste, conforme observado em MDE. Linhas tracejadas indicam a posição do paleovale e

setas evidenciam quebras, em ângulos retos, dos afluentes da margem esquerda do rio Madeira, coincidentes com as margens da paleogeofomas.

Perfis altitudinais derivados do MDE revelaram que algumas paleogeofomas estão localizadas em terreno posicionado até, aproximadamente, 30 m acima do vale atual do rio Madeira (Figura 6.6A), considerando-se o efeito dossel. Estes perfis mostram, ainda, que segmentos individuais de paleogeofomas têm altitudes ligeiramente inferiores (i.e., de 5 a 10 m) que seu entorno (Figuras 6.6B-C), o que também é ilustrado por histogramas de frequência dessas altitudes (Figura 6.6D-E).

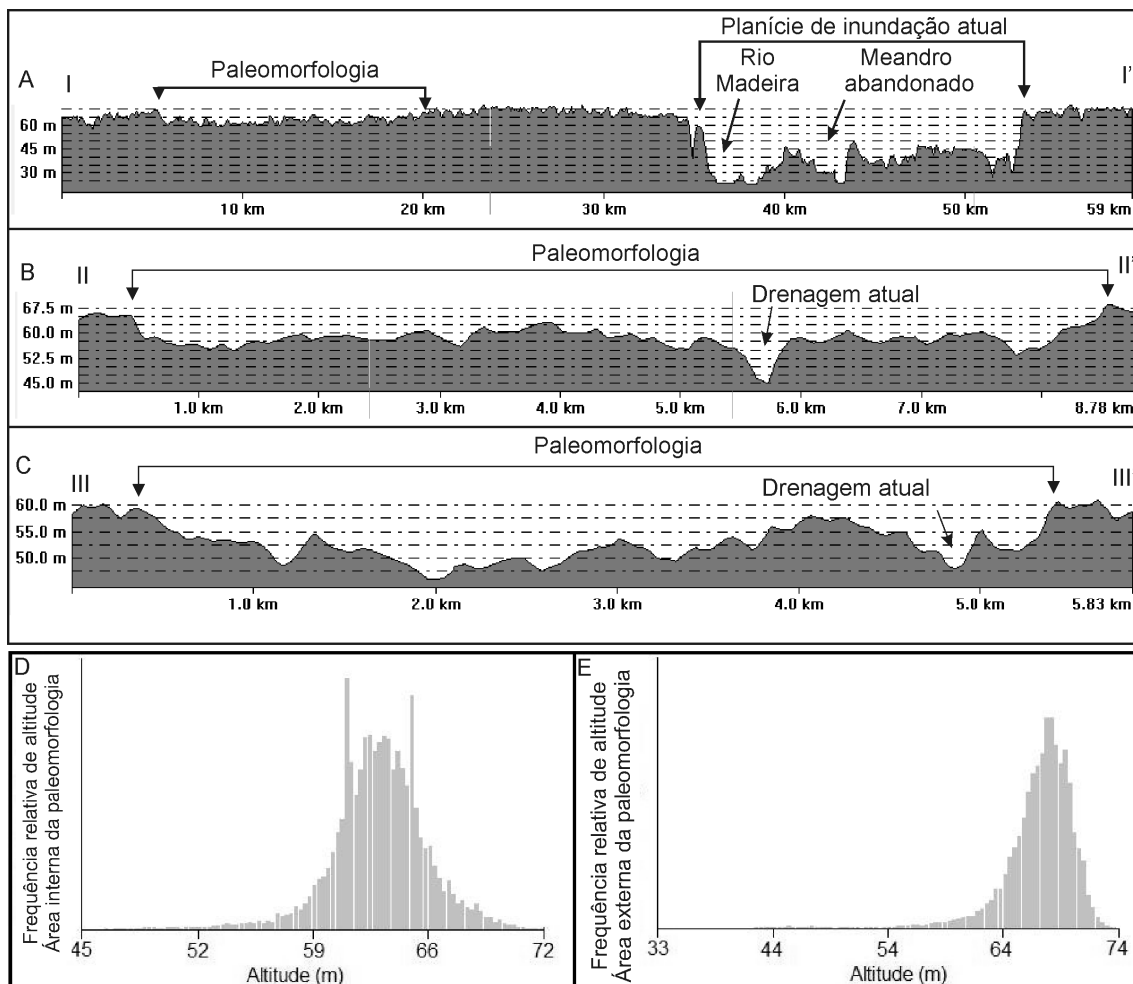


Figura 6.6 - A-C) Perfis topográficos elaborados com amostras coletadas do MDE em áreas referentes às paleogeofomas e suas adjacências (ver localização dos transectos nas figuras 6.4B e 6.5A). D-E) Histogramas elaborados a partir de amostras obtidas do MDE, representativos das áreas interna e externa da paleogeofomas (ver localização das amostras na figura 6.4A).

6.2.2 Margem direita do rio Madeira

A margem direita do rio Madeira apresenta uma abundância de paleoformas que, para efeitos de descrição, serão divididas em três setores, considerando as áreas de concentrações das feições. De sudoeste para nordeste, tem-se a área que perfaz os rios Jiparaná-Marmelos e Manicoré-Aripunã, finalizando com a bacia do rio Canumã.

6.2.2.1 Paleoformas entre as bacias dos rios Jiparaná e Marmelos

Um conjunto expressivo de paleoformas ocorre ao longo de ambas as margens do baixo curso do rio Jiparaná (Figura 6.7), contemplando, também, as bacias dos rios Ipixuna e Marmelos, além do Igarapé Maici. Observadas em imagens Landsat *GeoCover*, as paleoformas caracterizam-se por cordões alongados, descontínuos e suavemente sinuosos, salientados por vegetação aberta de gramínea e arbustiva e/ou solo exposto (Figura 6.8). Entretanto, essas feições se revelaram significativamente mais expressivas quando dados do MDE foram analisados (Figura 6.9). A identificação das paleoformas a partir de diferentes produtos de SR permitiu o mapeamento de uma complexa rede de paleocanais, comumente contínuos e de dimensões variadas.

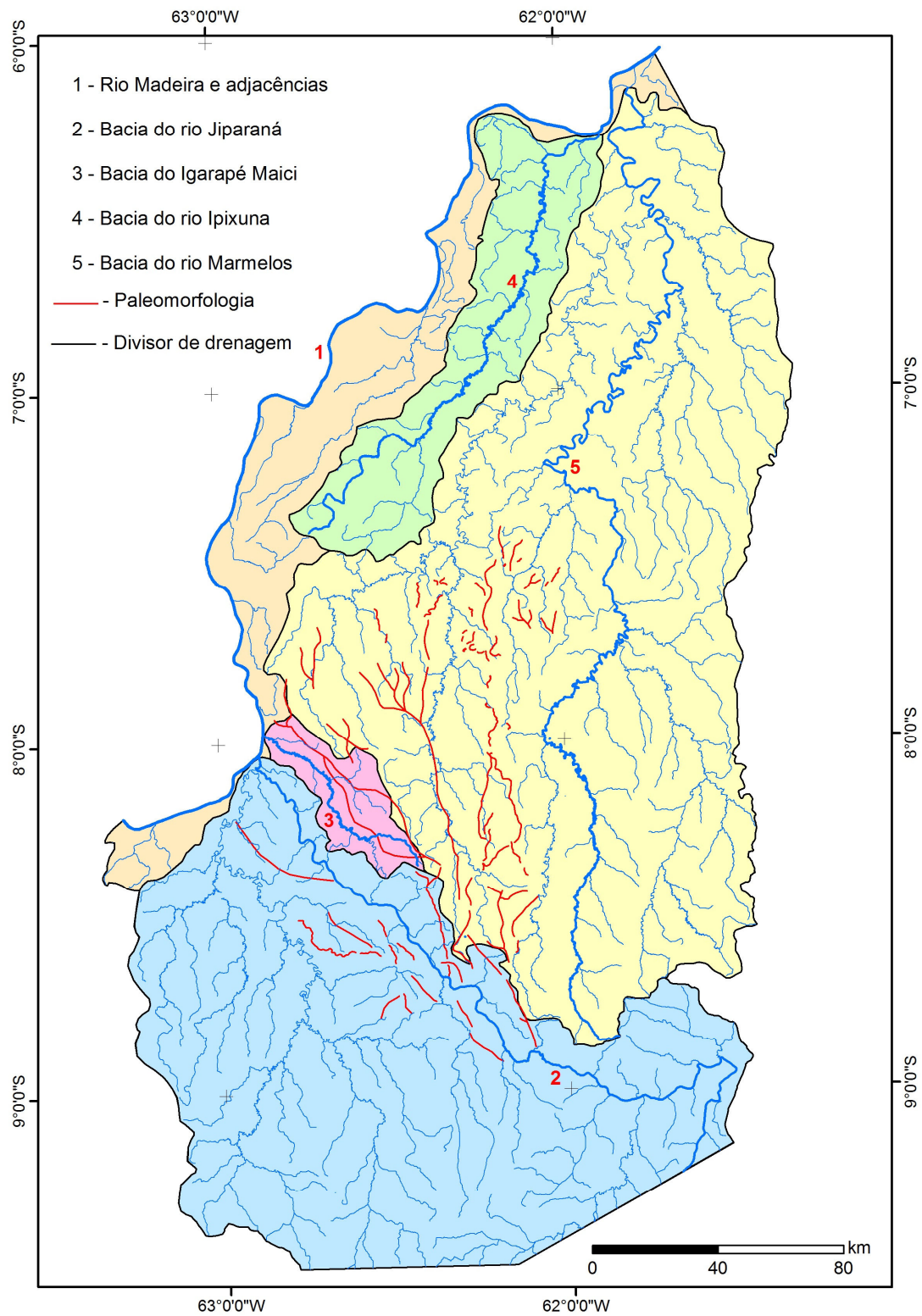


Figura 6.7 - Paleogeofomas da margem direita do rio Madeira, adjacências do baixo curso do rio Jiparaná.

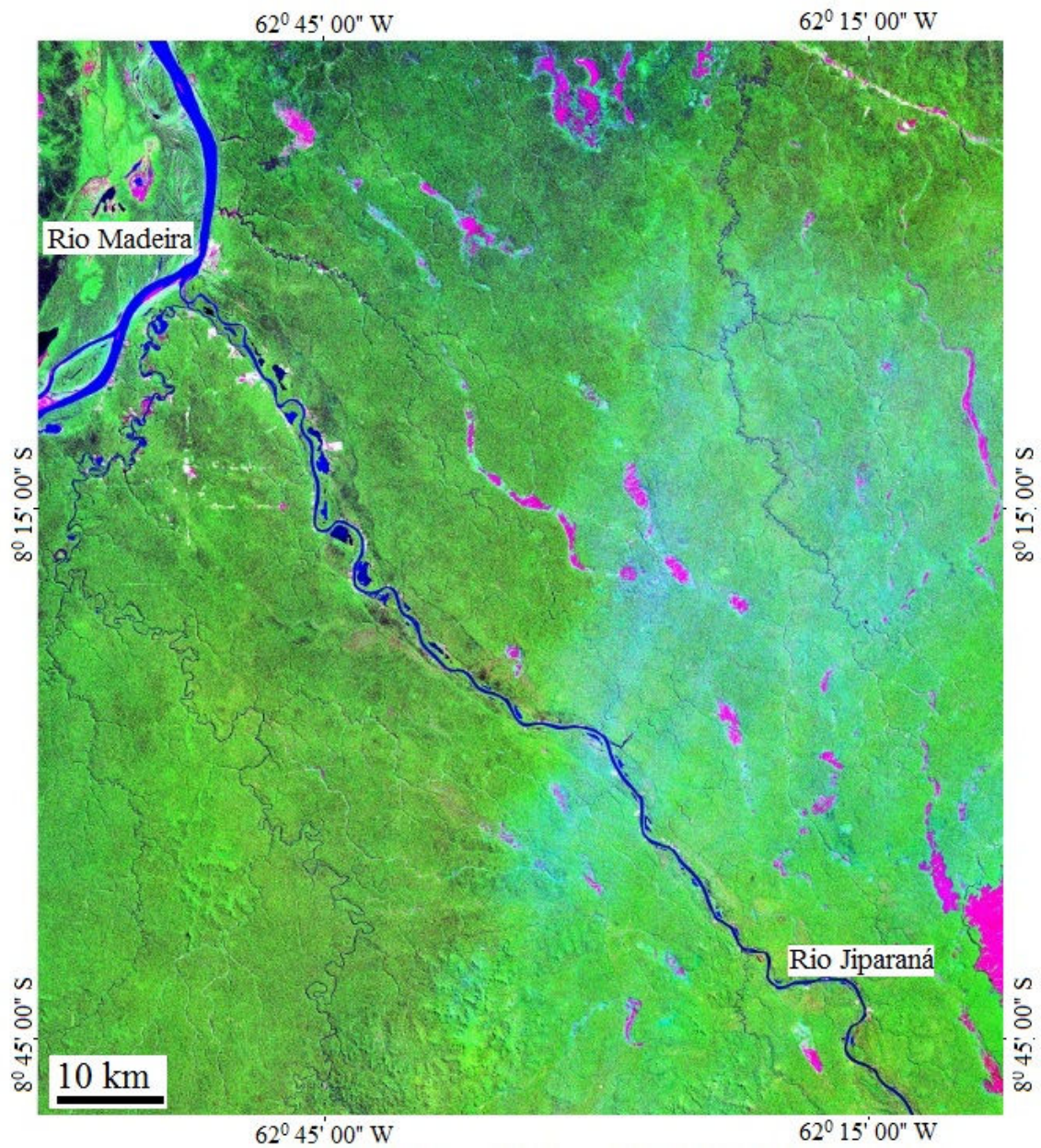


Figura 6.8 - Paleogeformas das adjacências do rio Jiparaná, observadas em imagens Landsat GeoCover (RGB - 742). Segmentos em magenta correspondem às paleogeformas que formam grande contraste com a floresta densa do entorno (verde). Azul indica corpos d'água.

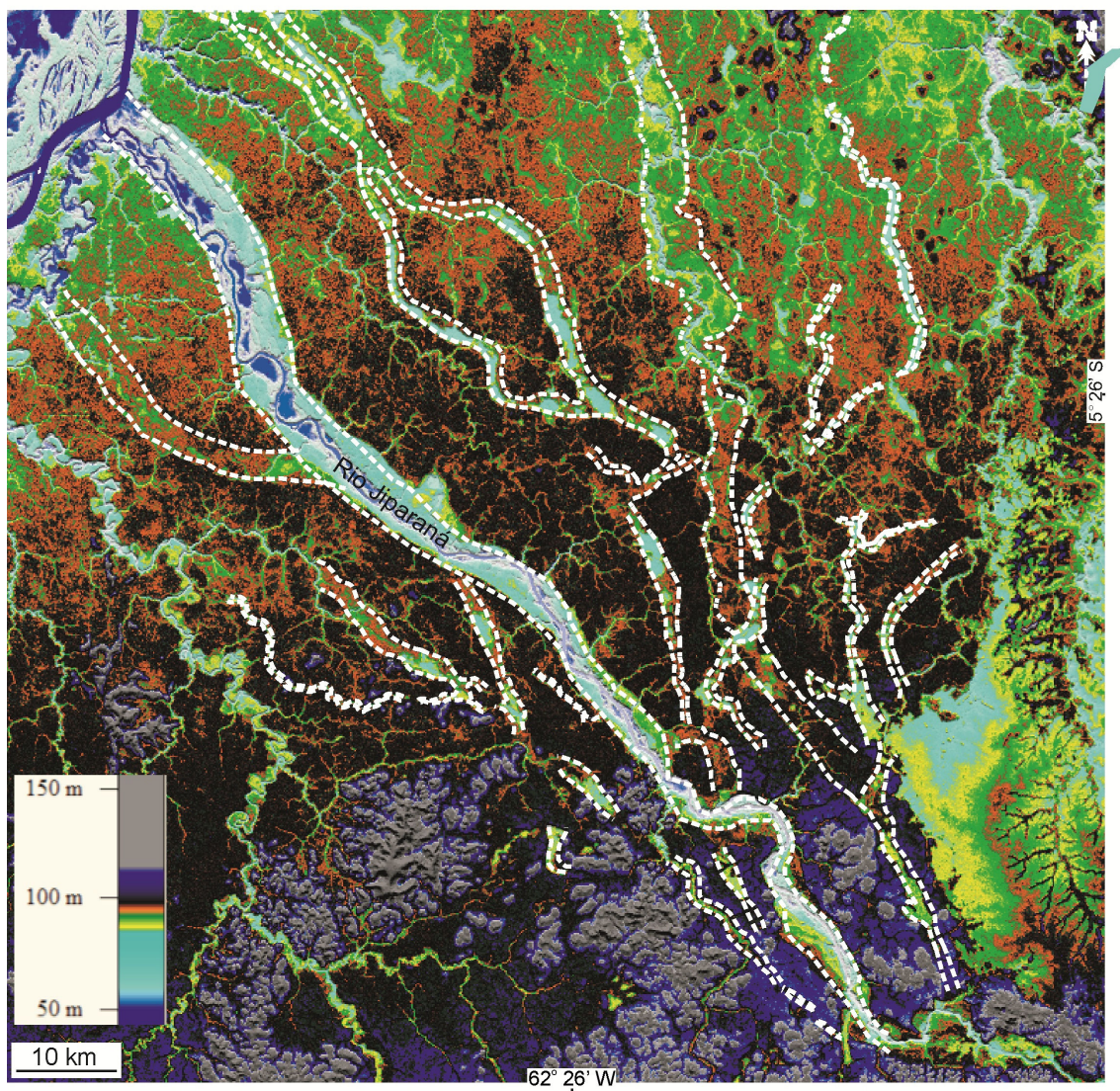


Figura 6.9 – Paleogeofórmãs (linhas tracejadas) detectadas nas margens do baixo curso do rio Jiparaná com base no MDE. Em comparação com a figura 6.8, nota-se incremento expressivo dessas feições, principalmente daquelas cobertas por vegetação densa. Notar, na porção sudeste da figura, irradiação das paleogeofórmãs no sentido geral noroeste, a partir do rio Jiparaná.

As paleogeofórmãs do interflúvio Jiparaná-Marmelos consistem em segmentos com extensões de até 100 km, e larguras que podem atingir 3,6 km. Essas feições são levemente sinuosas e comumente contínuas, sendo representados por segmentos individuais distribuídos em padrão radial (Figuras 6.9 e 6.10A-C). Além disto, elas podem ser divididas em dois terrenos de geologia e topografia distintas (Figura 6.10A, E). O terreno baixo, a noroeste, possui altitudes entre 90 e 100 m e contempla áreas de depósitos sedimentares quaternários, enquanto o terreno alto, a sudeste, varia entre 100 e 120 m de altitude, estando localizado em área de embasamento cristalino (Figura 6.10E). A maioria das paleogeofórmãs foi observada no terreno de menores altitudes

(Figura 6.10A-C,E). As relações morfológicas demonstram que há sobreposição entre as feições, o que pode aparecer como ramificações laterais nos produtos de SR. As paleoformas do baixo rio Jiparaná convergem, de noroeste para sudeste, para um ponto comum, onde se juntam com o rio Jiparaná (Figuras 6.9 e 6.10C). É interessante notar que à montante deste local, o rio Jiparaná sofre forte inflexão de seu curso, formando feição em cotovelo fechado, a partir de onde um tributário do rio Roosevelt está em processo de abandono (Figura 6.10D).

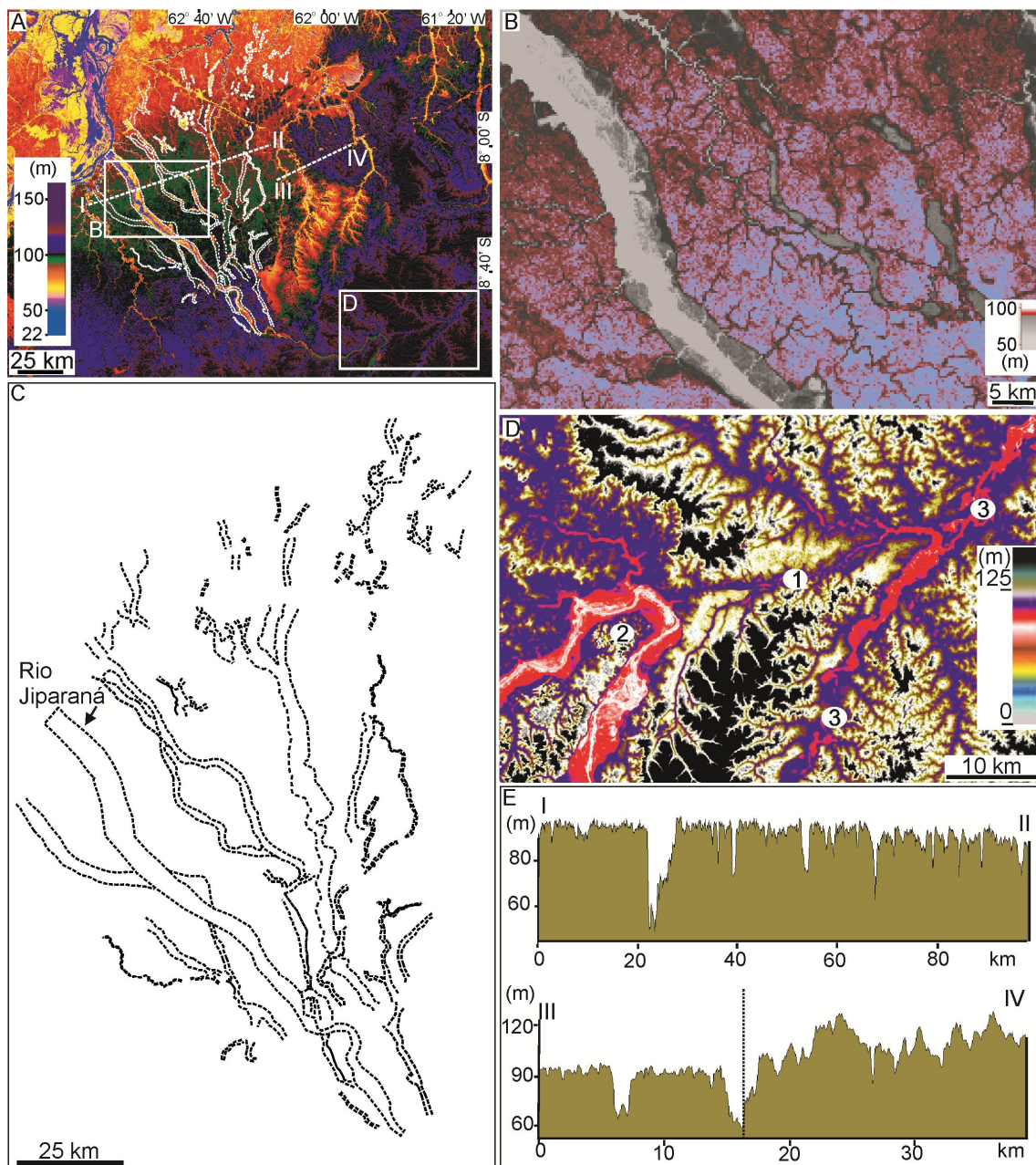


Figura 6.10 - Paleogeomorfias na bacia dos rios Jiparaná-Marmelos. A) Vista geral em MDE, onde as paleogeomorfias principais são delineadas por linhas tracejadas. B) Detalhe da área em MDE, ilustrando paleocanais em áreas

de cobertura florestal. C) Paleocanais extraídos do MDE. D) Detalhe da feição em cotovelo fechado (2) que ocorre no rio Jiparaná, à montante do local de convergência dos paleocanais. Observar tributário (1) do rio Roosevelt (3), que está em processo de abandono. E) Perfis topográficos ilustrando as baixas altitudes no terreno rebaixado com predomínio de depósitos quaternários (I-II), e mudança brusca de altitudes entre este e o terreno onde predominam rochas do embasamento cristalino (III-IV).

Transectos topográficos e histogramas de frequência de altitudes derivados do MDE revelaram que as paleoformas mostram contrastes de altitudes entre 7 e 10 m (considerando-se o efeito dossel), relativamente às áreas de floresta densa de seus entornos (Figura 6.11A-F).

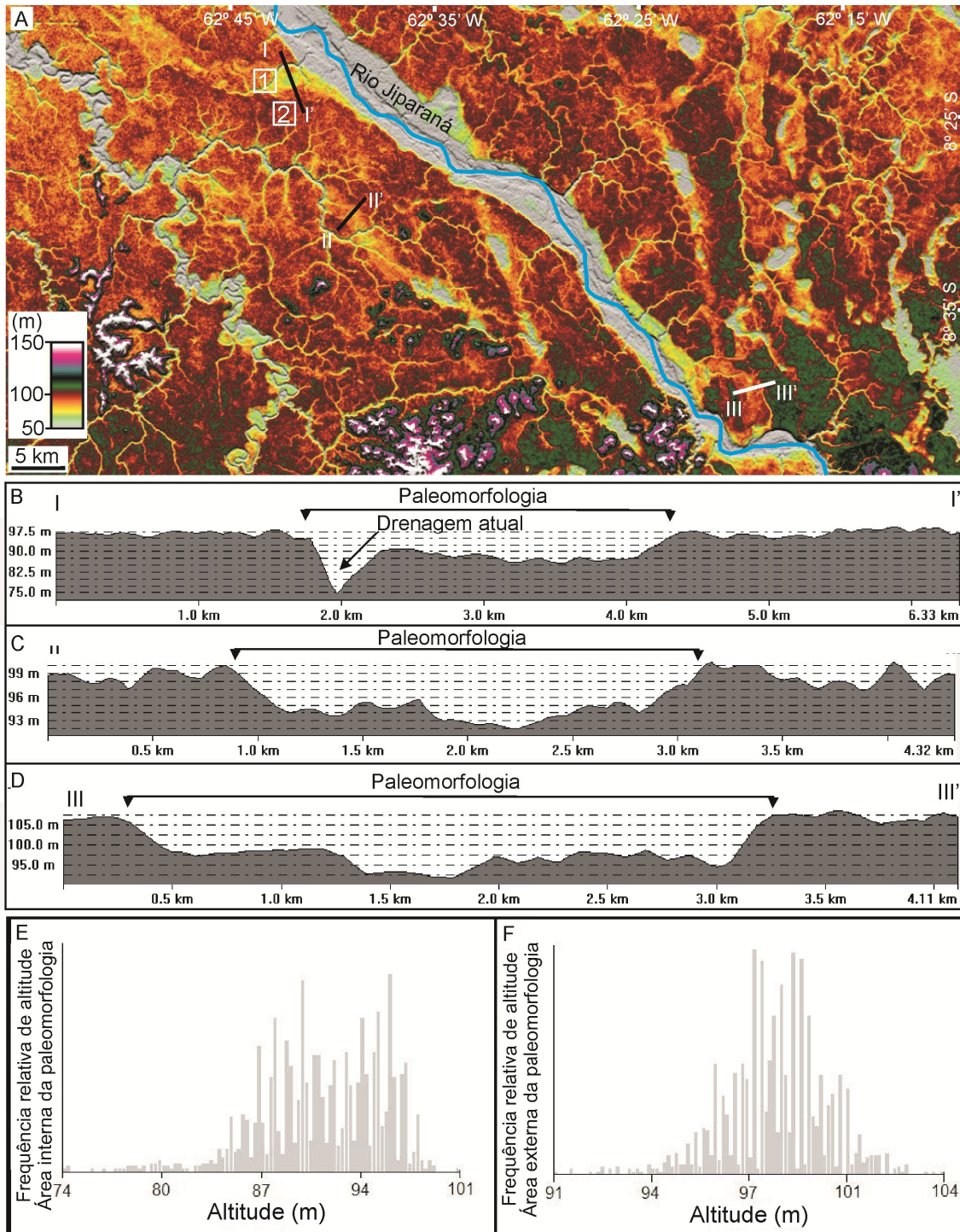


Figura 6.11 -Caracterização altitudinal das paleogeofomas do baixo curso do rio Jiparaná. A) Vista geral das paleogeofomas em MDE, com a localização dos perfis (I-I', II-II'; III-III') ilustrados nas figuras B a D. B-D) Perfis topográficos I-I' (B), II-II' (C) e III-III' (D) (ver localização na figura A). E-F) Histogramas de frequência relativa das altitudes provenientes do MDE referentes às amostras 1 (E) e 2 (F) coletadas no interior e exterior das paleogeofomas, respectivamente (ver localização das amostras 1 e 2 na figura A).

6.2.2.2 Interflúvio Marmelos-Aripuanã

Esta área contém o conjunto mais expressivo de paleoformas da área de estudo (Figuras 6.12 e 6.13), que ocorrem em dois tipos de terrenos (Figura 6.14A-B). O terreno a sudeste situa-se em altitudes variando entre 100 e 140 m, sendo desenvolvido sobre rochas precambrianas e cretáceas, com depósitos quaternários presentes somente ao longo de vales fluviais. O terreno a nordeste ocorre em altitudes variando de 60 a 80 m e é formado somente por depósitos quaternários. O contato entre estes terrenos é abrupto, sendo definido por vários canais atuais retilíneos, de direção NE-SW, que serão melhor descritos no sub-capítulo 6.2. A dimensão das paleoformas detectadas no interflúvio Marmelos-Aripuanã é variável, sendo que as maiores podem alcançar até 250 km de extensão por 3,5 km de largura, o que ocorre em sua porção central (Figura 6.13). Estas feições consistem em segmentos que podem ser lateralmente inteceptados por outros segmentos, ou que se distribuem paralelamente uns aos outros, com convergência para noroeste, norte e nordeste. A sobreposição entre segmentos de paleoformas também é comum. Uma característica marcante na parte central da área é um conjunto de paleoformas que convergem progressivamente no sentido noroeste, formando um padrão dendrítico (Figura 6.13). Essas feições convergem rapidamente para segmentos únicos, sinuosos, no limite entre os terrenos com gradientes topográficos distintos descritos acima (Figura 6.14). Outra feição interessante é que as principais paleoformas da área estão, em diversos locais, fisicamente conectadas com o rio Aripuanã atual e também com o rio Roosevelt (Figura 6.13). A ligação dos principais paleocanais na parte central dessa área ocorre onde o rio Aripuanã desenvolve um meandro anômalo, onde partem duas paleoformas (Figuras 6.13 e 6.15A-B).

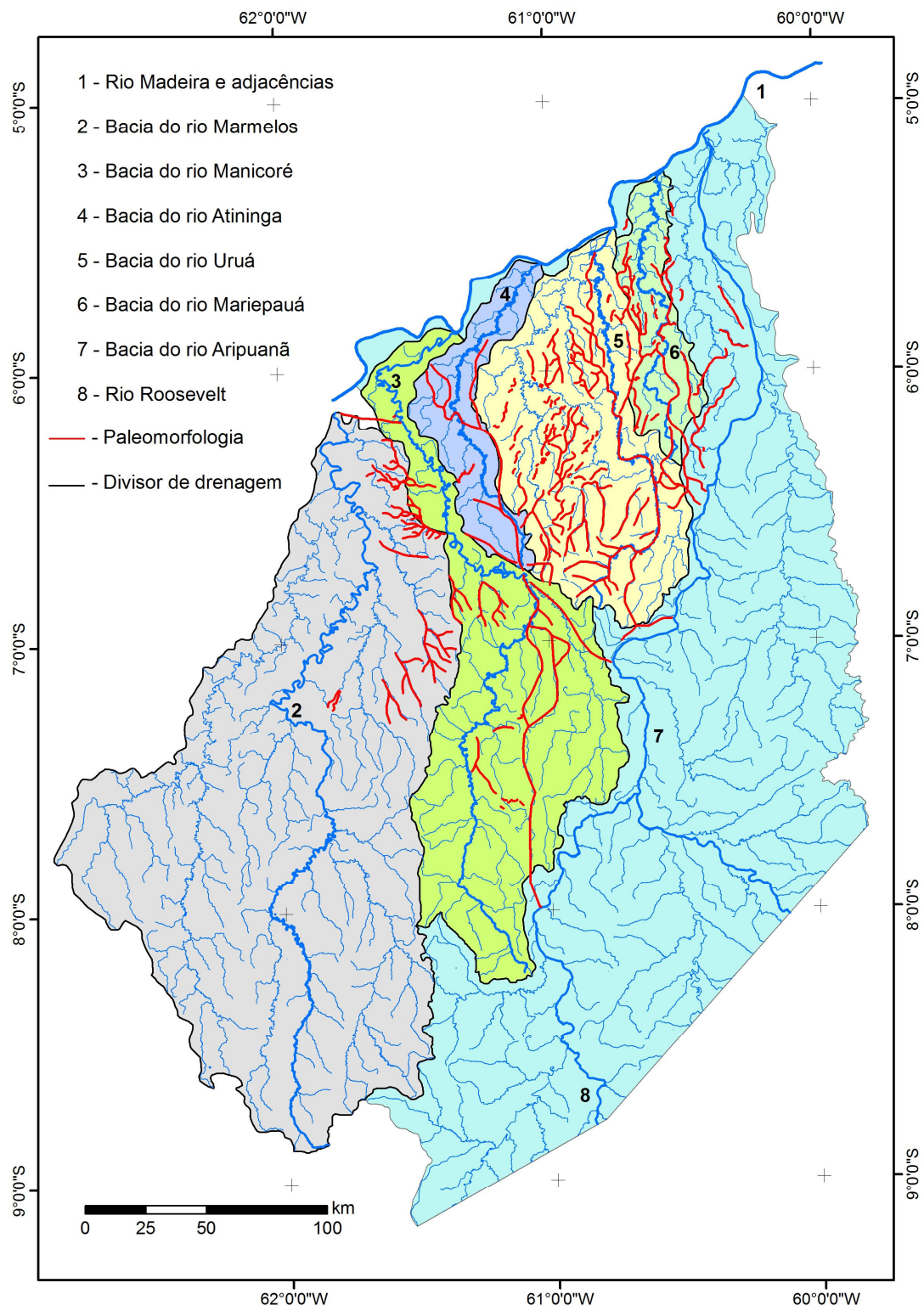


Figura 6.12 - Localização geral do paleocanais nas respectivas bacias hidrográficas.

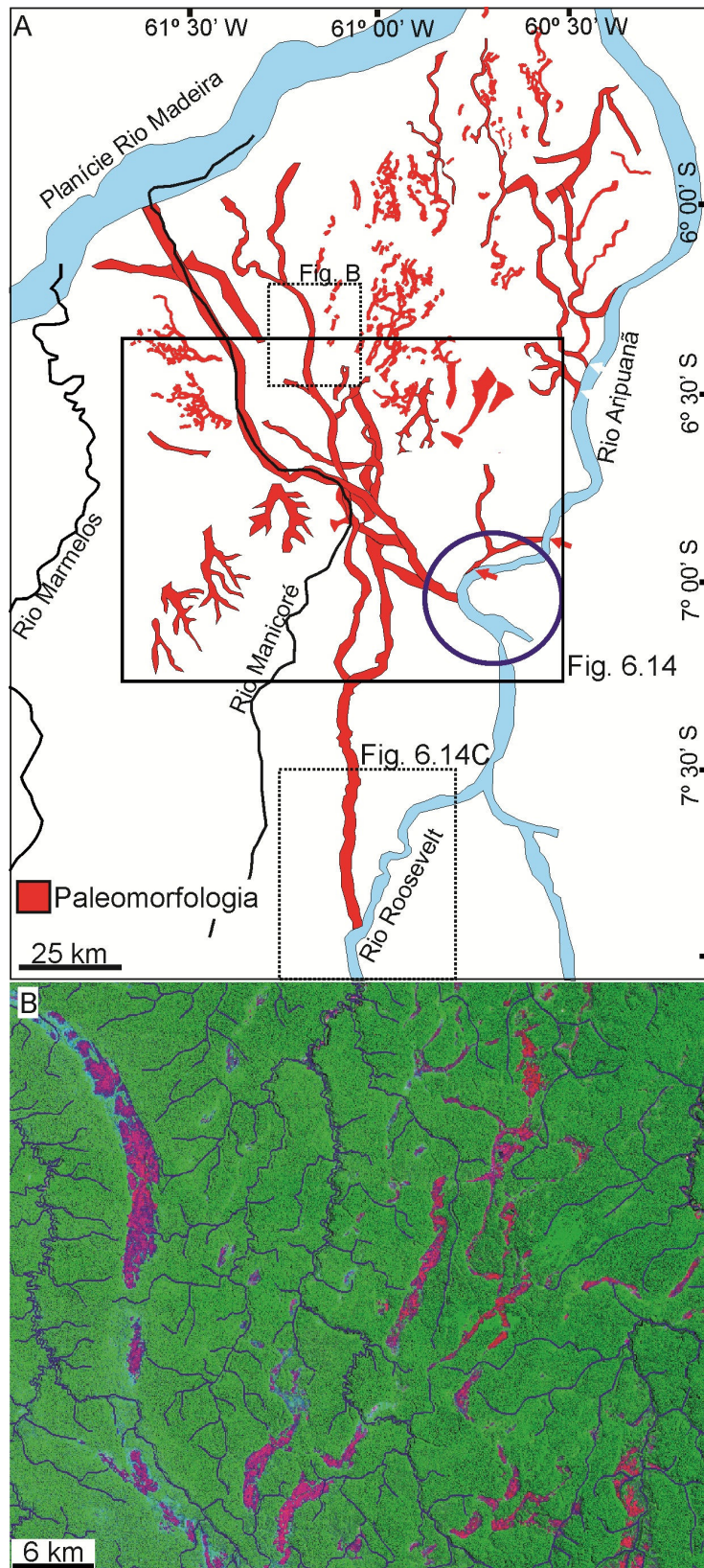


Figura 6.13 -A) Paleogeomorfologia do interflúvio Manicoré-Aripuanã. Observar a terminação de inúmeros segmentos em padrão dendrítico na direção noroeste. Notar, ainda, locais onde as paleogeomorfologias se conectam com cursos de rios atuais, como no rio Aripuanã (círculo) e no rio Roosevelt (retângulo pontilhado). B) Algumas paleogeomorfologias (cor magenta/roxo) atuam como divisor de drenagem (linhas azuis) (TM – RGB - 742).

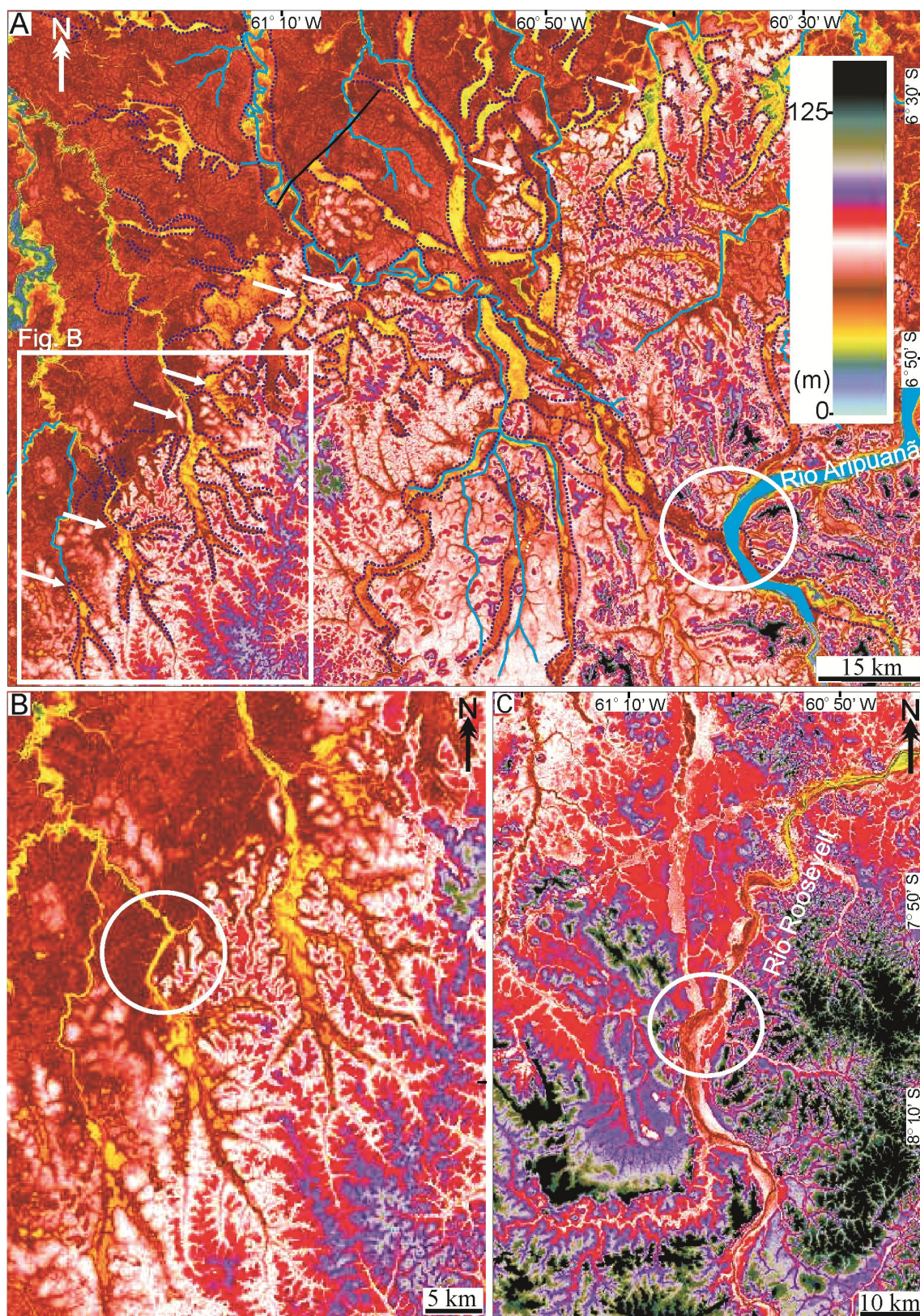


Figura 6.14 -MDE ilustrando detalhes das paleogeformas na parte central do interflúvio Marmelos-Aripuanã. A) Visão geral das paleogeformas (linhas pontilhadas), que formam um emaranhado de feições sobrepostas umas às outras. Observe o conjunto de paleogeformas que terminam bruscamente

no limite entre terrenos de altitudes contrastantes (setas) (linhas azuis: canais atuais; círculo: principal paleoformas que se une ao meandro anômalo no rio Roosevelt. (Retângulo no canto inferior à esquerda localiza figura B). B) Detalhe da figura A, ilustrando três paleoformas que terminam no limite entre áreas de altimetrias bruscamente contrastantes. Notar canais atuais na direção noroeste associados aos paleocanais e que possuem mudanças de curso em ângulos retos (círculo). C) Detalhe da paleoformas que se une ao rio Aripuanã justamente onde este desenvolve meandro anômalo (ver localização na figura 6.13).

Paleoformas são encontradas em ambos os terrenos acima descritos, embora sejam mais frequentes no terreno mais baixo. Estes formam numerosos cinturões alongados, porém estreitos, que variam de retilíneos a fortemente sinuosos (ver Figura 6.13). No MDE, várias paleoformas que se encontravam predominantemente ocultas em imagens ópticas, tornaram-se evidentes (Figura 6.15A). Em imagens ópticas, estas aparecem como raros cordões alongados, descontínuos e suavemente sinuosos, salientados por vegetação aberta de gramínea e arbustiva e/ou solo exposto, que formam fortes contrastes com a floresta alta do entorno (Figura 6.15B). Neste sentido, a análise MDE permitiu ampliar significativamente a detecção de paleoformas no interflúvio Marmicoré-Aripuanã, revelando inúmeros segmentos ocultos sob cobertura florestal baixa. Observa-se que muitas porções internas das paleoformas são localmente ocupadas por espécies arbóreas, formando contatos gradacionais com a floresta adjacente (Figura 6.16A-C). Adicionalmente, imagens de alta resolução *QuickBird* revelaram que partes delas podem ser, ainda, cobertas por dunas de areia (Figura 6.16D-F).

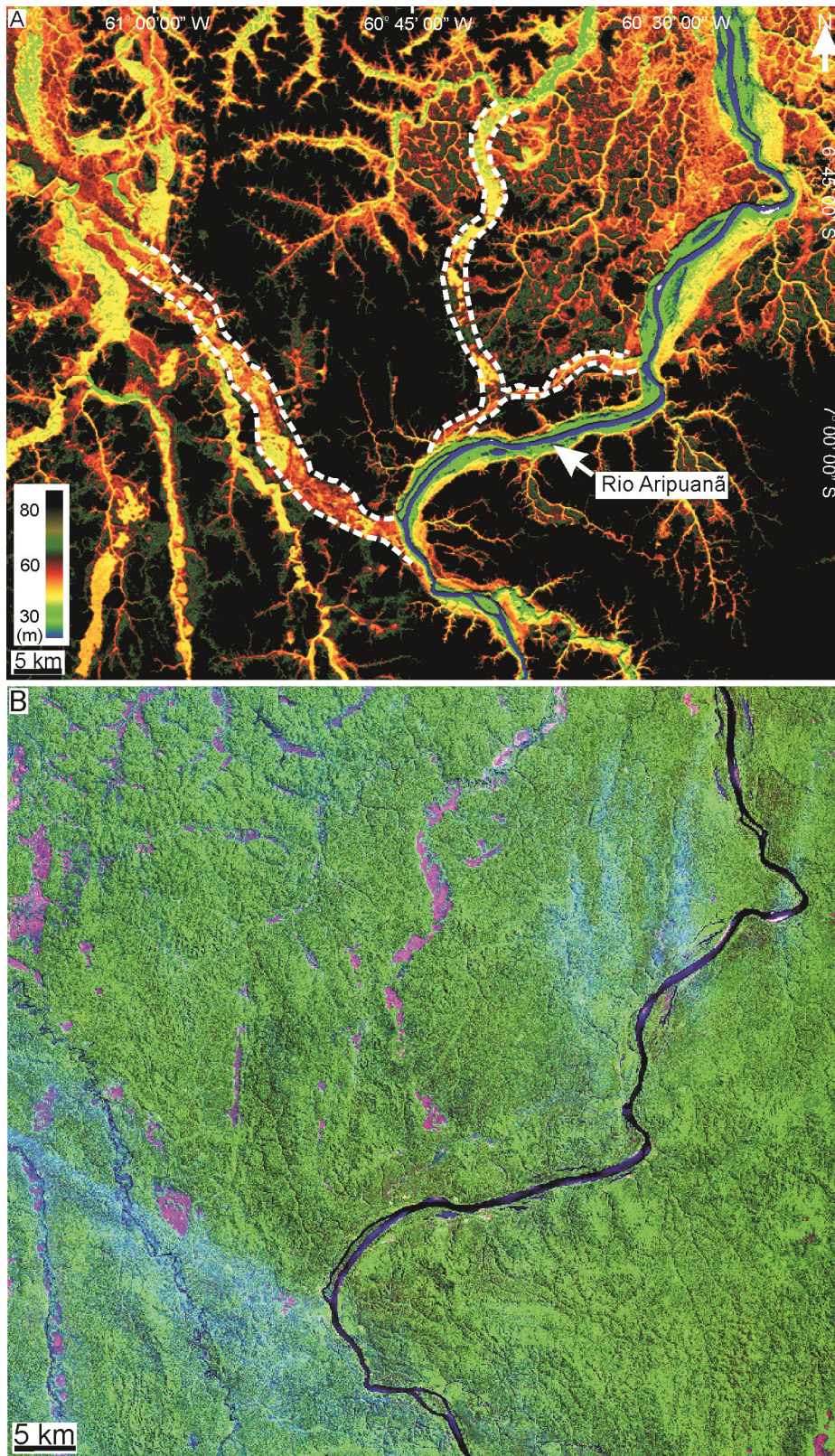


Figura 6.15 -Paleocanais presentes a noroeste do rio Aripuanã, vistos em MDE (A) e em imagem Landsat Geocover (RGB742) (B). Notar que essas feições são mais facilmente observadas no MDE (linhas tracejadas em A=paleocanais; magenta em B=paleocanais com cobertura de vegetação aberta; verde em B=floresta).

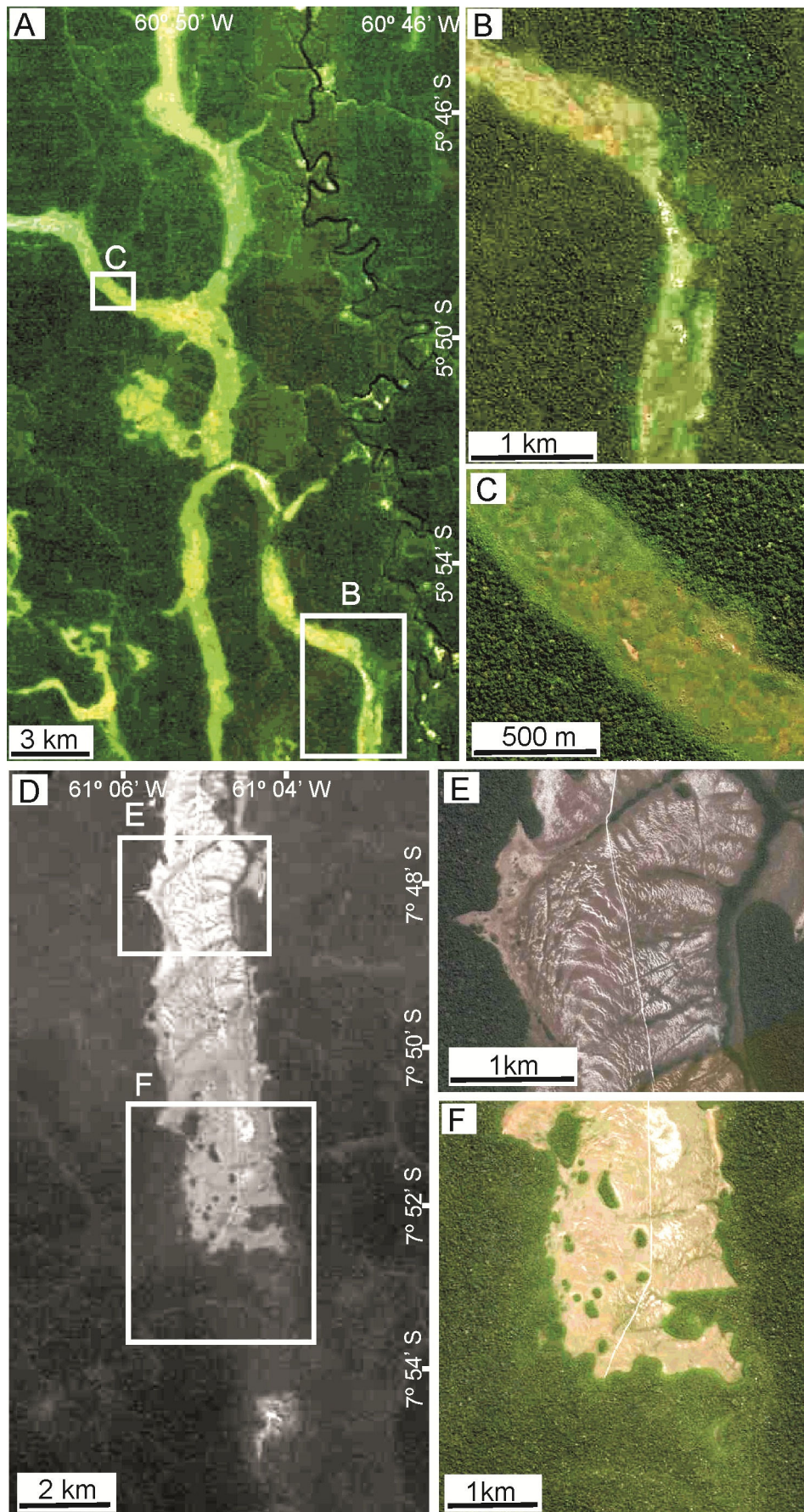


Figura 6.16 -Imagens de alta resolução *QuickBird (Image- 2007 Digital Globe)*, ilustrando detalhes de paleocanais do interflúvio Marmelos-Aripuanã, e

sua relação com a vegetação. Características dos paleocanais da área de estudo. A-C) Vista geral (A) e detalhes (B,C) de paleocanais salientados por vegetação aberta do tipo savana, e solo exposto (verde claro e verde amarelado), em contato brusco com floresta densa do entorno (verde escuro). D-F) Vista geral (D) e detalhes (E e F) de paleocanal contendo dunas de areia (tons claros) em contato abrupto com floresta densa (tons escuros em D e E e verde em F). Notar em D e F avanço de floresta em direção ao paleocanal, o que o confunde com as áreas do entorno em imagens ópticas.

Perfis topográficos oriundos do MDE (Figura 6.17A-I) atestam que as paleoformas do interflúvio Marmelos-Aripuanã apresentam valores altimétricos menores que das áreas adjacentes, com diferenças de até 30 m, considerando-se o efeito dossel (Figura 6.17E-G). Histogramas de frequência das altitudes salientam a diferença altimétrica entre as áreas internas e externas das paleoformas em análise, que varia de valores médios de 70 para 85 m para suas áreas internas e externas, respectivamente (Figura 6.17H-I).

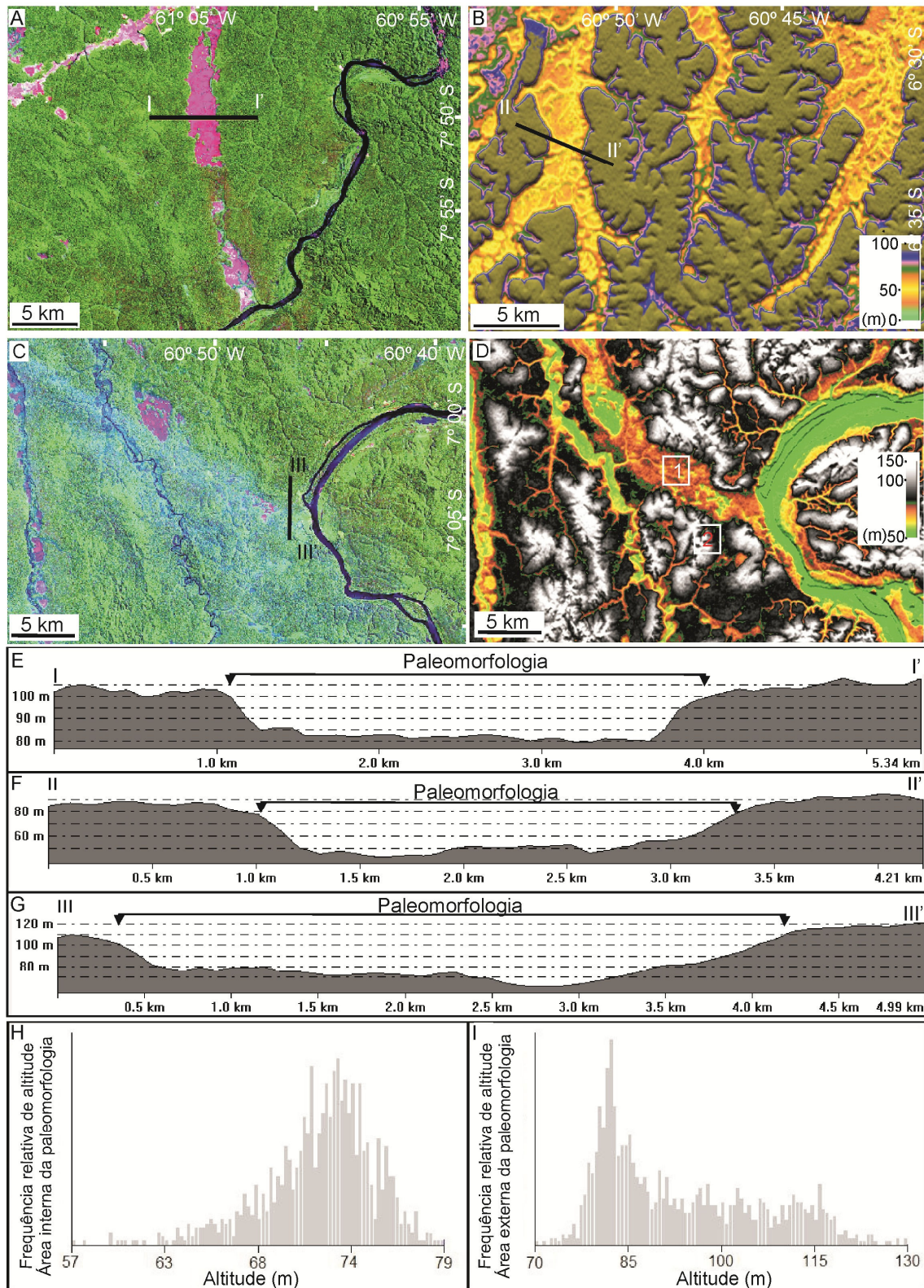


Figura 6.17 -Caracterização altitudinal das paleogeofomas presentes no interflúvio Marmelos-Aripuanã. A-C) Vista geral das paleogeofomas com localização do perfis topográficos i-i'(B), ii-ii'(C) e iii-iii'(D) e das amostras (1 e 2) utilizadas para elaboração dos histogramas das figuras H e I (A e C=imagens Geocover RGB742 e B e C=MDE). E-G) Perfis topográficos ao longo dos transectos i-i'(E), iii'(F) e iii-iii'(G). H-I) Histogramas de frequência relativa de altitudes elaborados com amostras

coletadas na área interna (H) e externa (I) da paleogeformas, correspondentes aos pontos 1 e 2 da figura D, respectivamente.

6.2.2.3 Bacia do rio Canumã

Esta área é predominantemente alagável e coberta por floresta densa, o que dificultou a observação de paleogeformas por meio das imagens Landsat. Entretanto, as imagens do JERS e o MDE foram complementares e possibilitaram delinear várias paleogeformas mascaradas sob a densa cobertura florestal (Figura 6.18).

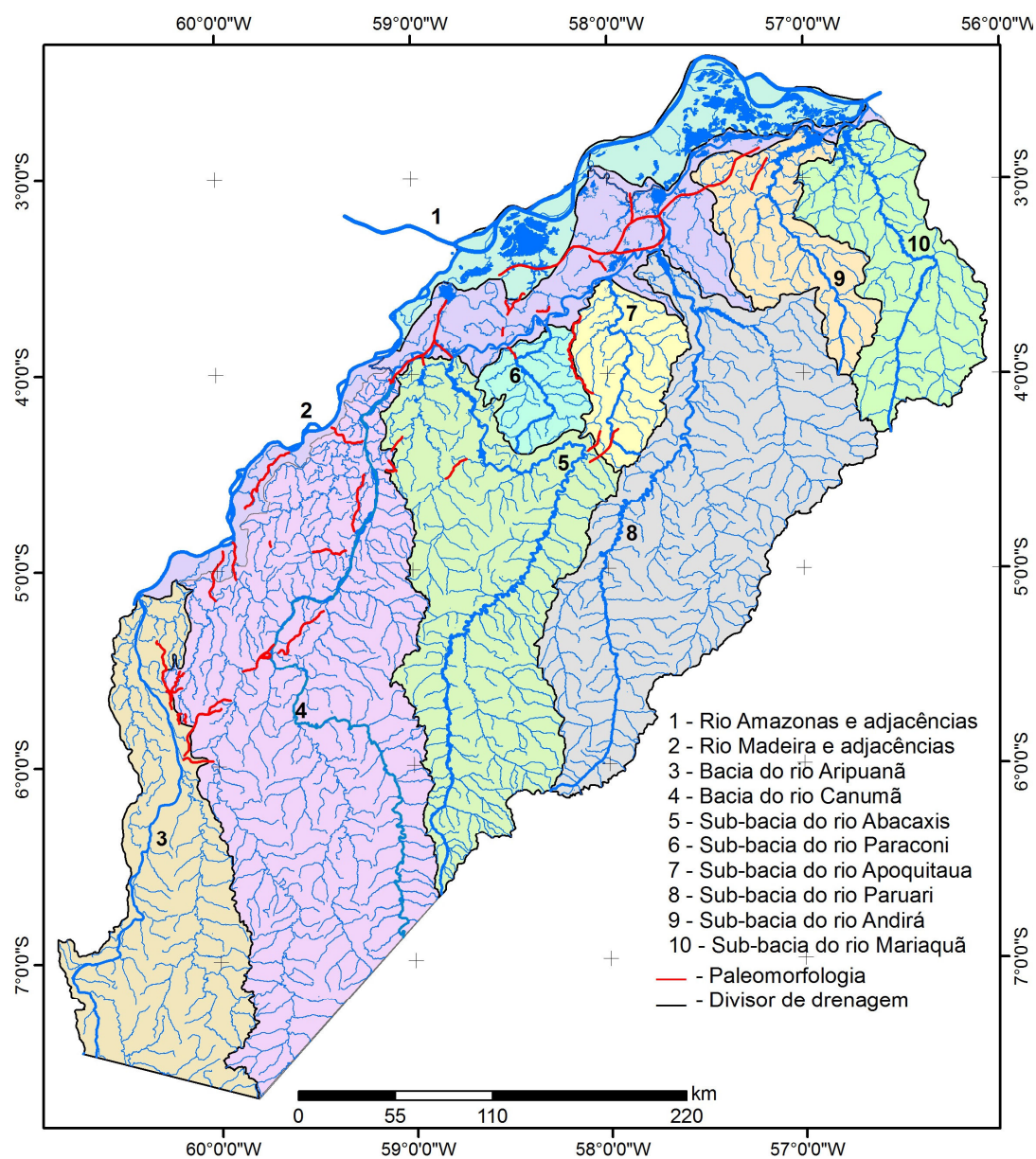


Figura 6.18 - Paleogeformas na região de confluência entre os rios Madeira e Amazonas, dominada pela bacia de drenagem constituída pelo rio Canumã e seus afluentes.

Nessa área, ocorre uma série de paleoformas alongadas, sinuosas a meandranças, que estão sistematicamente conectadas a cursos de rios atuais (Figura 6.19A-B). A paleoforma que merece maior destaque refere-se a um amplo cinturão orientado na direção NE-SW, que segue aproximadamente paralelo ao curso local do rio Amazonas, sendo interceptado, em sua porção central, pela planície aluvial do rio Amazonas. A área apresenta cobertura florestal densa em meio a diversos corpos d'água. A paleoforma possui largura máxima de 18 km, e extensão de 230 km, sendo caracterizada por morfologia predominantemente meandrante (Figura 6.19A-B). A partir do ajuste do histograma da imagem JERS do período de cheia foi possível identificar esta paleoforma em grande parte de sua extensão. No MDE também fica evidente a presença da expressiva paleoforma (Figura 6.19B). É notável que várias rias atuais de direção NW-SE ou NE-SW estão concentradas nas proximidades dessa feição, muitas sendo interceptadas por ela (Figura 6.19A-B).

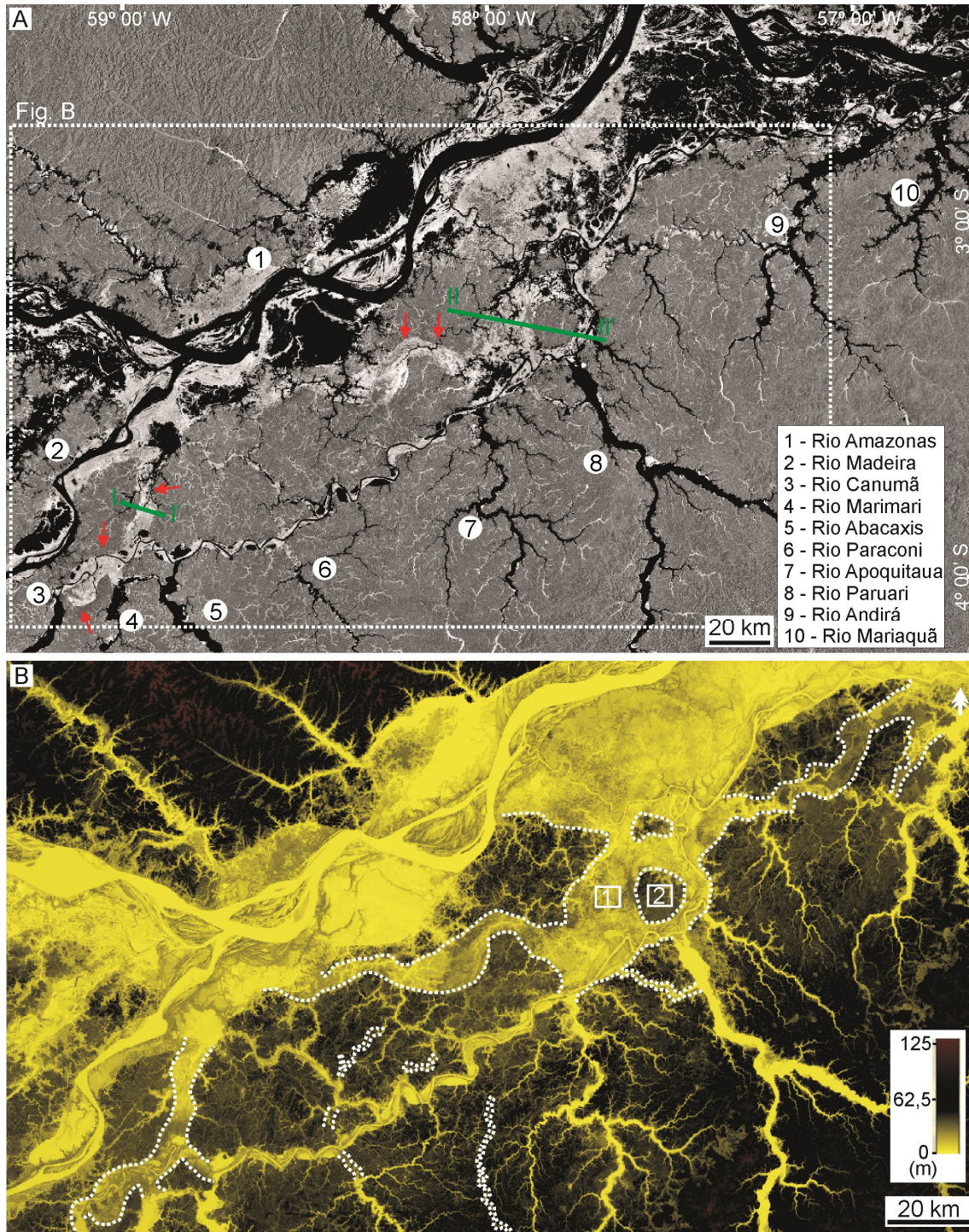


Figura 6.19 - A) Configuração geral do rio Canumã e de seus tributários próximo da confluência entre os rios Madeira a Amazonas e vista geral da paleogeografia (setas vermelhas) em imagem JERS e das inúmeras rias atuais (3 a 5, e 7 a 9) por ela interceptadas. (Quadro interno localiza a figura B; I-I e II-II'' correspondem aos transectos topográficos ilustrados na figura 6.21C-D. B) Detalhe da paleogeografia (linhas tracejadas) no MDE. Notar que na porção nordeste da figura, a paleogeografia é observada apenas no MDE. 1 e 2 localizam posição das amostras coletadas para elaboração dos histogramas de frequência relativa de altitude apresentados nas figuras 6.21F-G.

A sul da feição principal destacada anteriormente, a bacia do rio Canumã apresenta inúmeras paleoformas de dimensões menores, que foram detectadas somente em dados do MDE, já que estão predominantemente cobertas por floresta densa. Essas feições, que são alongadas e suavemente sinuosas, medem, em média, de 1 a 2 km de largura e prolongam-se, em geral, nas direções N-S e NE-SW, por até 40 km de extensão. A principal característica dessas estruturas é a sua conexão com os rios atuais. Como exemplos, destacam-se várias feições similares entre o rio Acari e os rios Madeira (Figura 6.20A), Aripuanã e Canumã (Figura 6.20B).

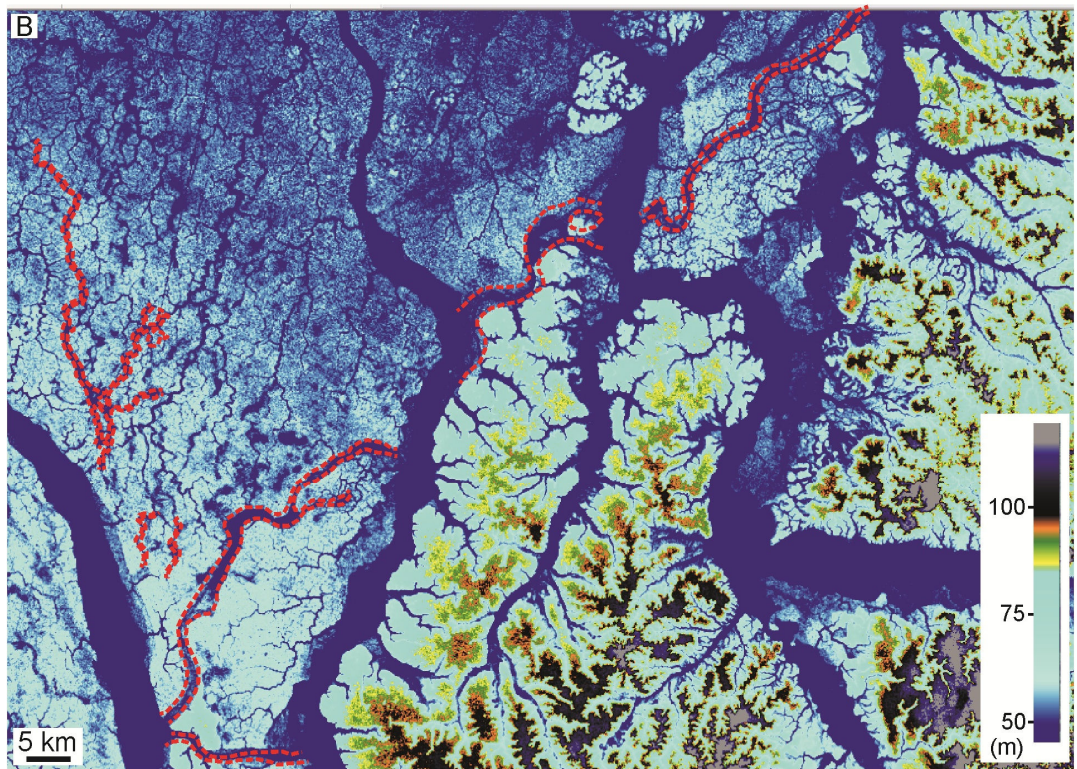
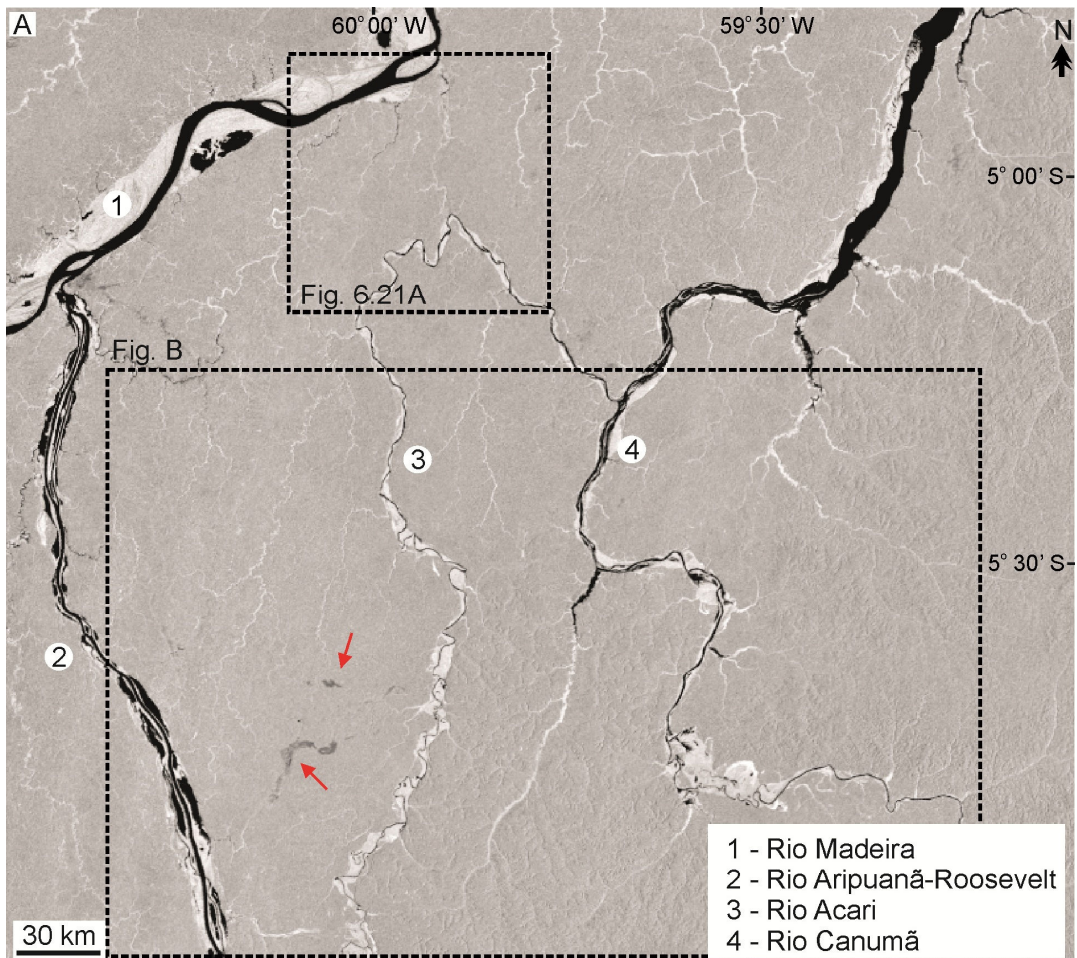


Figura 6.20 - Vista geral (A) e detalhe (B) de compartimento do rio Canumã em imagem JERS e no MDE, respectivamente, ilustrando paleogeformas (setas em A e linhas tracejadas em B).

Perfis topográficos e histogramas de frequência de altitudes provenientes do MDE registraram valores menores para as áreas internas às paleoformas descritas do que as áreas do entorno, com gradientes variando, em geral, entre 7 a 30 m (Figura 6.21F-H).

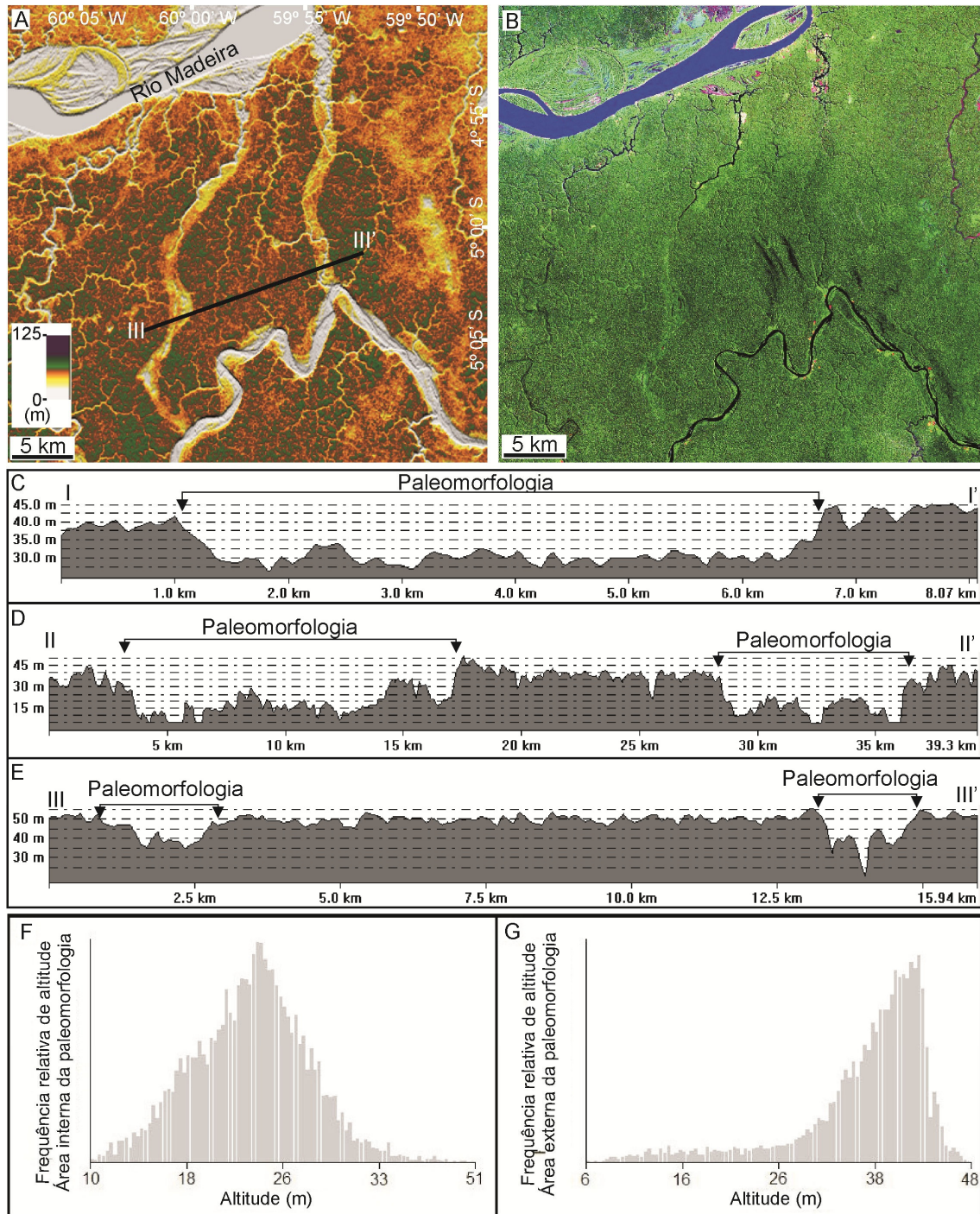


Figura 6.21 -Caracterização altitudinal das paleoformas presentes na bacia do rio Canumã. A e B) Vista geral das paleoformas de uma mesma porção de MDE e Landsat Geocover (RGB742) respectivamente, com localização do perfil topográfico III-III'(E). Perfis topográficos I-I' (C) e II-II' (D)

localizam-se na figura 6.20A. F-G) Histogramas de frequência relativa de altitudes elaborados com amostras coletadas na área interna (F) e externa (G) da paleoforma, correspondentes aos pontos 1 e 2 da figura 6.20B.

6.3 Caracterização da rede de drenagem

Adicionalmente à caracterização das paleoformas fluviais, a análise da rede de drenagem atual pode fornecer informações importantes para entender a evolução da paisagem, principalmente no tocante a possíveis fatores que teriam influenciado sua dinâmica ao longo do final do Quaternário. Neste capítulo, descrevem-se as drenagens atuais associadas às áreas de ocorrência de paleocanais, ressaltando as principais características consideradas úteis no alcance deste objetivo. A fim de facilitar esta descrição, os sistemas de drenagem foram organizados em dois conjuntos principais (Figura 6.22): 1) drenagem da margem esquerda do rio Madeira e, 2) drenagem da margem direita do rio Madeira. Os sistemas de drenagem da margem direita do rio Madeira consistem em três subconjuntos: a) rios Jiparaná-Marmelos; b) rios Manicoré-Aripuanã; e c) rio Canumã. Além destes, descreve-se, no final deste item, a drenagem ao longo da calha do rio Madeira, ressaltando principalmente feições anômalas associadas.

A densidade de drenagem na área de estudo é, em geral, moderada (Figura 7.23), aumentando significativamente em sua extremidade leste e na porção centro-leste do conjunto de drenagem da margem esquerda do rio Madeira. Entretanto, os maiores valores de densidade concentram-se no sul dos subconjuntos Manicoré-Aripuanã e Canumã. Valores de densidade baixa ocorrem nas áreas imediatamente adjacentes aos rios Madeira e Amazonas. Na sequência, as principais propriedades dos sistemas de drenagem da área de estudo são apresentadas no âmbito dos dois conjuntos citados.

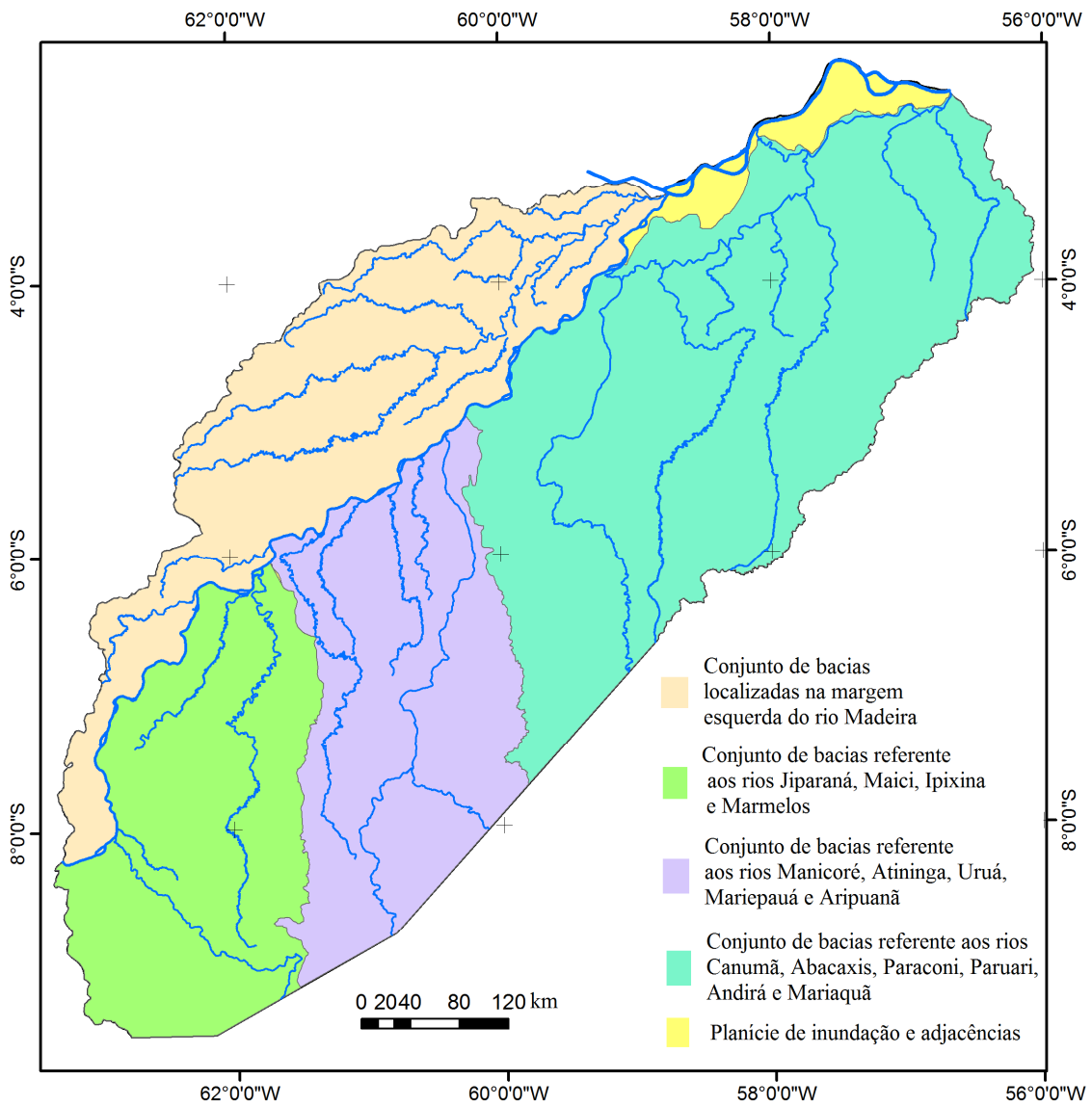


Figura 6.22 - Compartimentação das bacias hidrográficas da área de estudo.

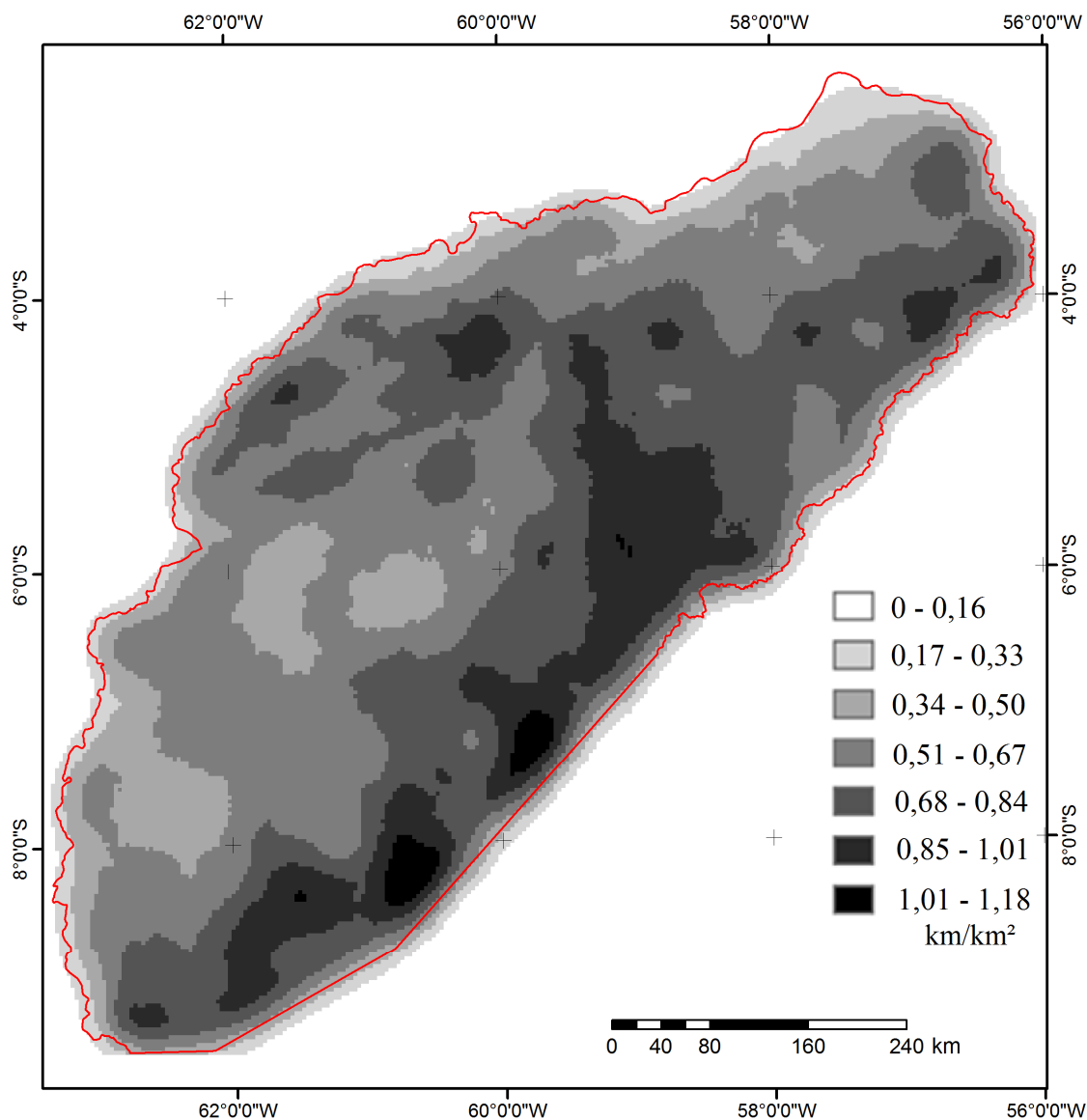


Figura 6.23 - Distribuição da densidade de drenagem na área de estudo.

6.3.1 Conjunto de drenagem da margem esquerda do rio Madeira.

A rede de drenagem localizada na margem esquerda do rio Madeira é dominada pelo rio Igapó-Açú e seus tributários, i.e., rios Tupanã, Autaz-Mirim, Matupiri, Castanho, Juma, Acará, Preto do Pantaleão, Mutuca (Figura 6.24), que perfazem uma área de aproximadamente 47 000 km². Duas outras pequenas bacias ocorrem no extremo sudoeste deste conjunto, sendo representadas pelos rios Acará e Capanã, com áreas aproximadas de 3183 km² e 2613 km², respectivamente. Além destas bacias, vários pequenos rios de pequena extensão e, em geral, sem tributários, drenam diretamente o rio Madeira ao longo de toda sua extensão. De modo geral, esses rios drenam a margem esquerda do rio Madeira de oeste/sudoeste para leste/nordeste.

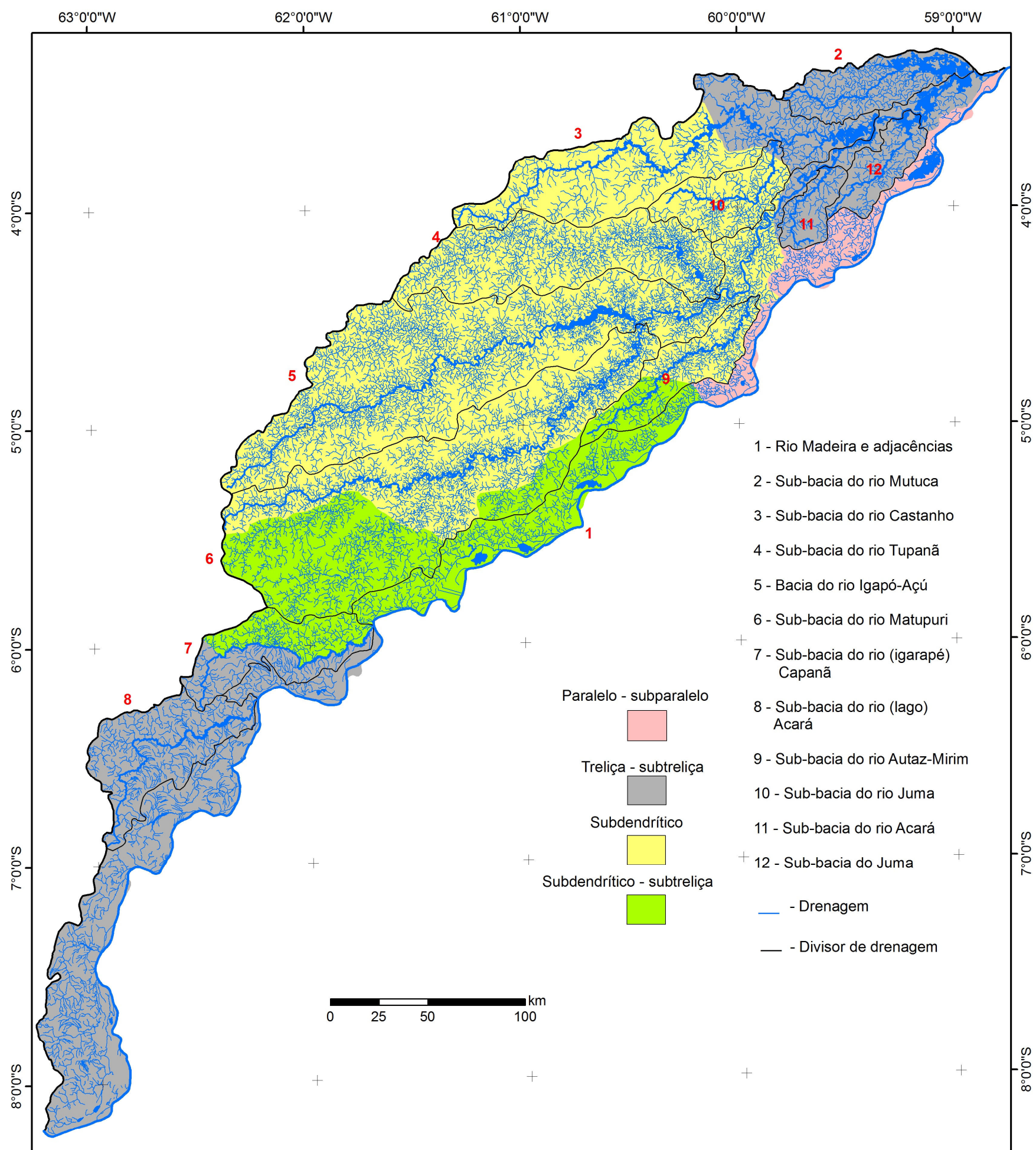


Figura 6.24 - Conjunto de drenagem localizado na margem esquerda do rio Madeira e indicações dos padrões dominantes

A maior parte da bacia do rio Igapó-Açú desenvolve-se sobre litologias referentes à Formação Içá, com pequena área sobre depósitos aluvionares recentes do rio Madeira, a leste, e do rio Amazonas, a norte. No extremo sul dessa área de estudo, as bacias dos rios Acará e Capanã ocorrem predominantemente sobre depósitos pleistoceno-holocenos (consultar geologia na Figura 4.5).

No conjunto de bacias localizados na margem esquerda do rio Madeira, o padrão de drenagem dominante é o subdendrítico (50,3%), que ocorre na parte central dessa área, drenada por afluentes da porção montante do rio Igapó-Açú, bem como de seus três tributários principais, ou seja, dos rios Castanho e Tupanã e do rio Matupiri, em suas margens esquerda e direita, respectivamente. É interessante observar que, apesar do padrão subdendrítico dominante, esta área mostra contrastes de densidade, sendo mais alta no entorno do rio principal, e relativamente mais baixa em suas áreas a norte e sul, particularmente na área de influência do rio Castanho. Adicionalmente ao padrão subdendrítico, destaca-se o padrão treliça a subtreliça (28,8%) no extremo nordeste, correspondente ao baixo curso do rio Igapó-Açú e de alguns de seus tributários, e no extremo sudoeste, sob domínio do rio Acará e margem direita do rio Capanã. Destaca-se, ainda, a abundância de padrão treliça recurvada na bacia do rio Acará. A área que se estende da margem esquerda do rio Igapó-Açú até grande parte da margem direita, à montante do rio Matupiri apresenta, também, padrão subdendrítico a subtreliça (17,1%). Por fim, padrão paralelo/sub-paralelo (3,8%) ocorre localmente, principalmente ao longo de uma faixa estreita, mas alongada, próxima ao rio Madeira.

O índice geral de assimetria da maior bacia de drenagem da margem esquerda do rio Madeira, representada pelo rio Igapó-Açú, é de $Af=50$, indicando bacia aproximadamente simétrica. Entretanto, é interessante mencionar que à jusante da confluência com o rio Matupiri, essa bacia torna-se assimétrica, o que é evidenciado por tributários que drenam uma área pelo menos $2/3$ maior na margem esquerda do que a área drenada por seus tributários da margem direita. Individualmente, os três principais tributários do rio principal mostram-se moderadamente assimétricos, com valores de AF variando de $Af=68$, $Af=60$ a $Af=65$ nos rios Matupiri, Tupanã e Castanho, respectivamente. Em todas estas bacias, as áreas das margens direitas são relativamente maiores do que de suas margens opostas. Por outro lado, a bacia do rio Mutuca, localizada a norte, é simétrica, com $Af=49$, enquanto as bacias dos rios Acará e Capanã,

no extremo sudoeste dessa área, são ligeiramente a moderadamente assimétricas, com valores de $Af=41$ e $Af=39$, respectivamente.

Anomalias de drenagem são comuns em todas as bacias da margem esquerda do rio Madeira, sendo observadas tanto nos canais principais, como em seus afluentes. Dentre a principal anomalia, destacam-se alargamentos abruptos de canais (Figura 6.25A). Estes podem estar associados a mudanças de curso dos rios, formando junções ortogonais e alternâncias entre canais retilíneos com meandros apertados. Exemplos destas anomalias de drenagem ocorrem à montante da confluência entre os rios Igapó-Açú e Tupanã, em ambos os rios, e ao longo do rio Castanho. No trecho do rio Igapó-Açú, esta anomalia se estende por cerca de 300 km, onde o rio se alarga rapidamente, atingindo larguras de até 4,3 km (Figura 6.25B). É interessante notar que o canal alargado mostra várias mudanças ortogonais de cursos, que resultam em segmentos de direções nordeste/sudoeste e noroeste/sudeste. Na parte onde este rio se estreita, verificam-se várias alternâncias entre segmentos retilíneos e meandros apertados. Ao aproximar-se do rio Madeira, esse rio sofre forte inflexão ortogonal de nordeste para noroeste, desviando-se de seu canal estreito e de vale anormalmente largo relativamente a seu curso (Figura 6.25C). A norte do rio Igapó-Açú, os rios Tupanã e Castanho apresentam uma sucessão de alargamentos e estreitamentos rápidos alternadamente (Figura 6.25A e D). Estes se alojam em segmentos ortogonais desses rios, cuja disposição é quase paralela aos segmentos ortogonais do rio Igapó-Açú. No caso do rio Castanho, ressalta-se que os segmentos ortogonais alargados limitam, em alguns trechos, a planície de inundação do rio Amazonas, como observado em perfil topográfico (Figura 6.25E). Além disto, próximo à confluência com este rio, o rio Castanho, apesar de estreito, mostra vales anômalos com larguras > 8 km.

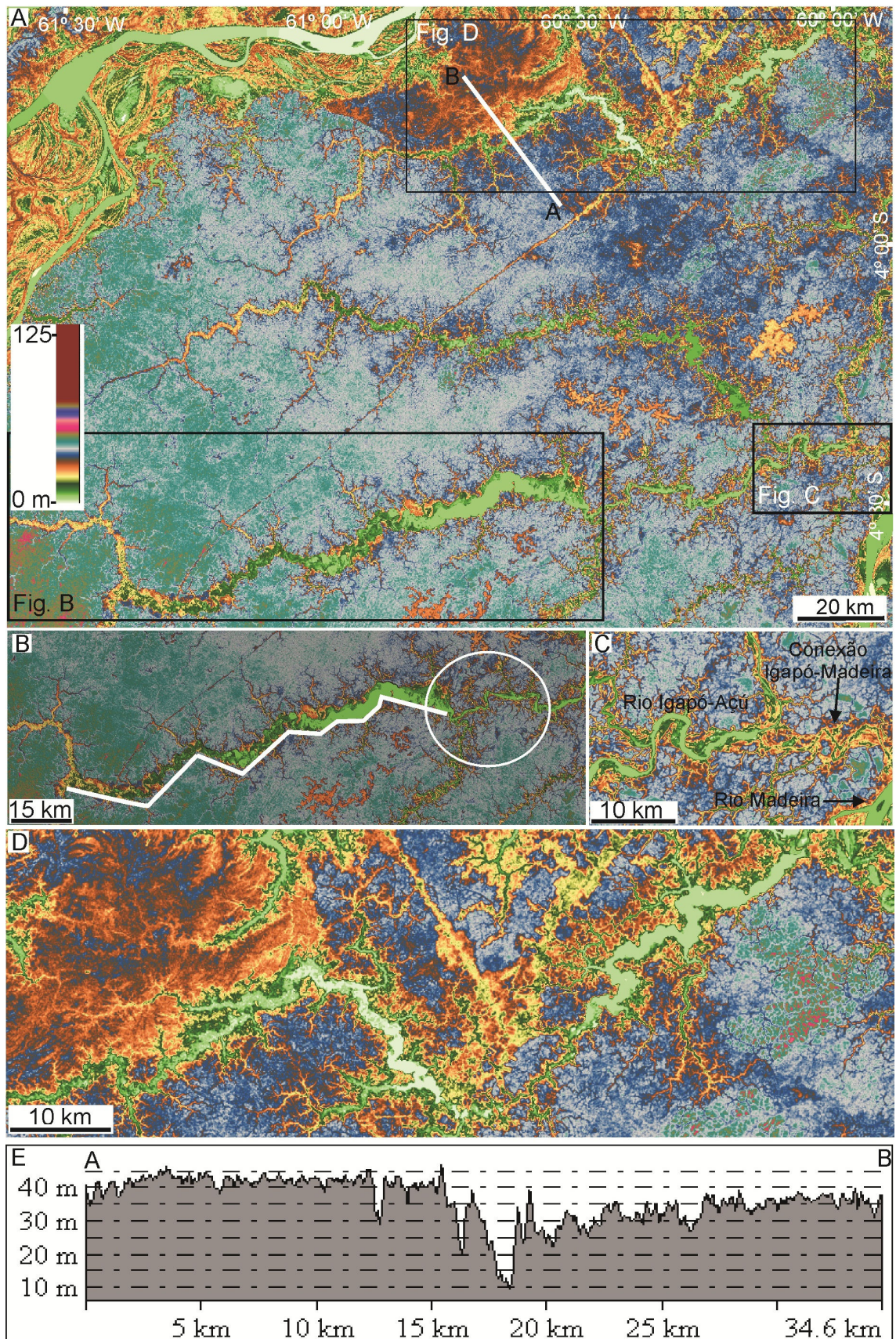


Figura 6.25- Anomalias de drenagem presentes no conjunto de drenagem da margem esquerda do rio Madeira. A) Vista geral da área, com localização das figuras B a E. B) Detalhe em trecho do rio Igapó-Açu, onde ocorrem

alargamentos súbitos, acompanhados por mudanças ortogonais de seu curso. Observe, a leste, que a área de maior alargamento deste rio passa rapidamente para canal estreito (círculo). C) Detalhe do rio Igapó-Açú, à jusante do ponto ilustrado na figura B, mostrando que seu canal, mais estreito neste local, apresenta vários meandros apertados e alternados com segmentos retilíneos. Ao se aproximar do rio Madeira, este rio sofre forte inflexão ortogonal de nordeste para noroeste, desviando-se de seu curso principal. D) Detalhe de trecho onde o rio Castanho mostra fortes inflexões perfeitamente ortogonais, justamente onde ele se limita com a planície de inundação do rio Amazonas. Notar, ainda, que estas inflexões estão acompanhadas de alargamentos localizados e abruptos do canal. E) Perfil topográfico ilustrando forte gradiente altitudinal na área onde o rio Castanho limita a planície de inundação do rio Amazonas (Figuras A-D=MDE).

Além dessas anomalias, verifica-se nos rios Acará e Capanã forte alargamento de seus cursos, pouco antes de atingir o rio Madeira, com o qual se conectam através de furos estreitos. Em seus altos cursos, estes rios sofrem forte curvamento, desviando-se para sul (Figura 6.26). Adicionalmente, os rios Igapó-Açú e Matupuri desenvolvem amplos cotovelos, que se abrem para sudeste em seus altos cursos, o que é também refletido no rio Madeira (Figura 6.27).

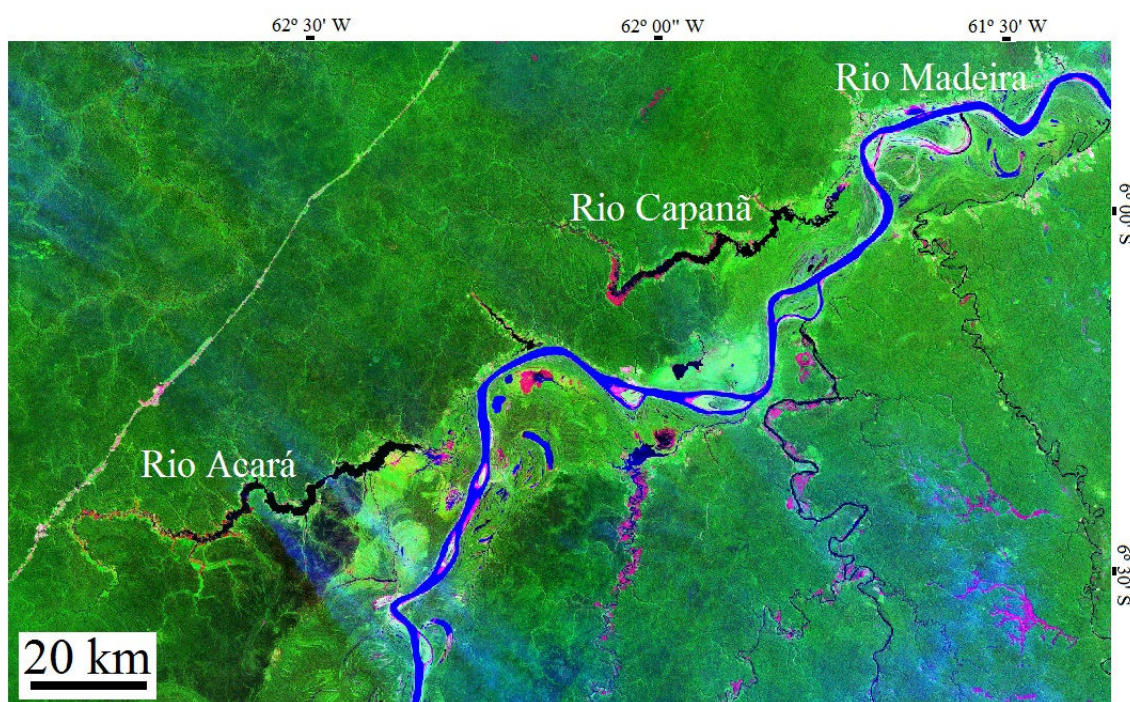


Figura 6.26 - Configuração dos rios Acará e Capanã próximo às suas confluências com o rio Madeira, onde os canais formam lagos amplos (rias), que se conectam ao rio Madeira por furos estreitos. Notar as orientações coincidentes entre estes rios com trechos retilíneos do rio Madeira (Landsat GeoCover – RGB - 742)

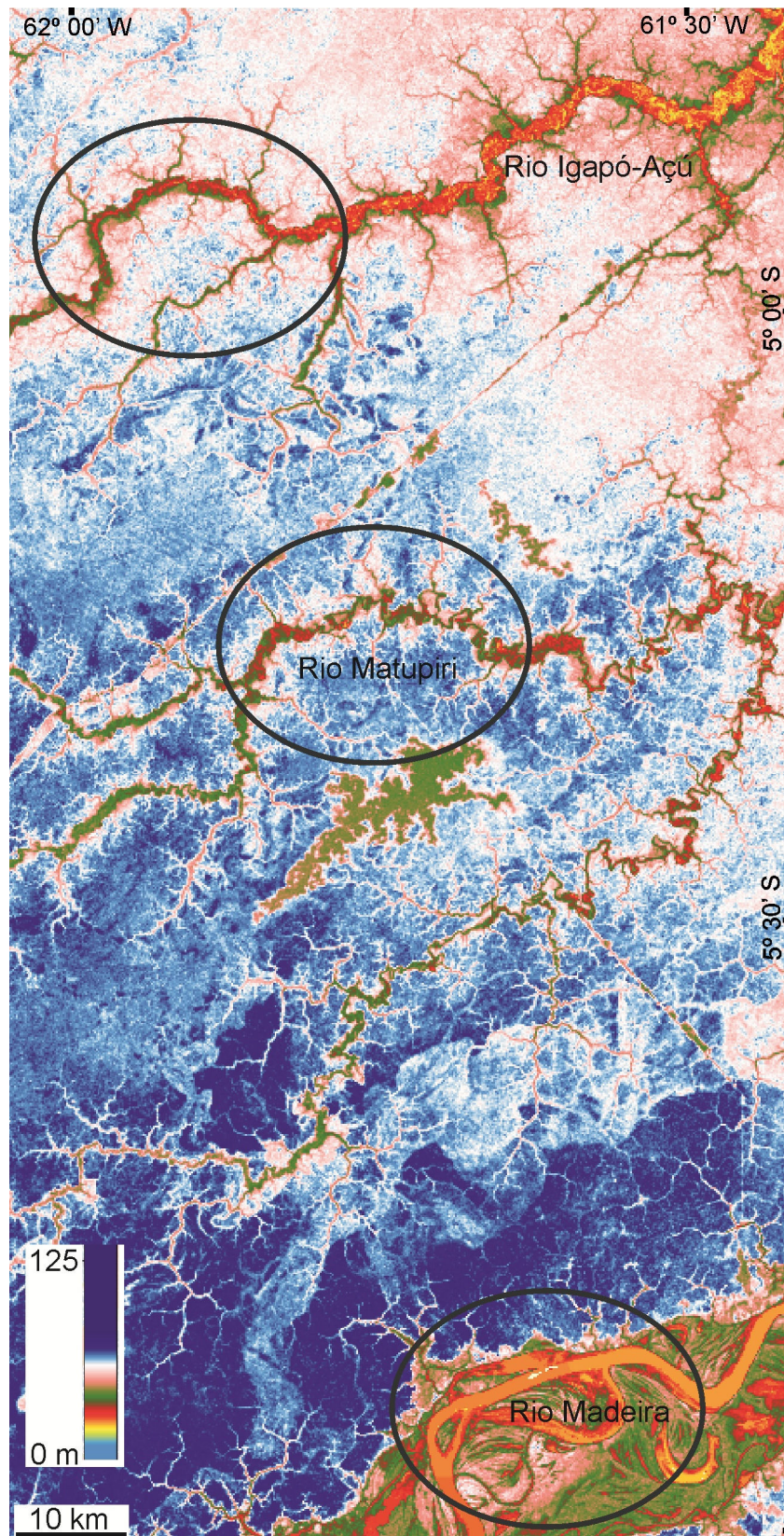


Figura 6.27 -MDE com vista geral dos sistemas de drenagem na margem esquerda do rio Madeira, onde os rios Igapó-Açú, Matupiri e Madeira apresentam trechos recurvados, formando feição aproximadamente retangular com abertura para sudeste (círculos), que formam alinhamento de direção NW-SE.

6.3.2 Conjunto de drenagem da margem direita do rio Madeira

Os rios principais que drenam a margem direita do rio Madeira fluem predominantemente no sentido geral de sul para norte, o que contrasta fortemente com o sentido de drenagem leste/nordeste dos rios principais descritos na margem esquerda daquele rio. Mais raramente, ocorrem rios orientados de sudeste para noroeste ou de sudoeste para nordeste.

6.3.2.1 Rios Jiparaná-Marmelos

Esta área tem, como principais rios, o baixo Jiparaná, Marmelos, Ipixuna e Igarapé-Maici (Figura 6.28). Os rios Jiparaná e Igarapé-Maici drenam para noroeste, enquanto que os demais têm direcionamento geral de sul para norte. A bacia do baixo rio Jiparaná, localizada a sul, ocupa uma área de aproximadamente 18 800 km² e apresenta o rio principal orientado para noroeste. A bacia do rio Marmelos é a mais extensa, ocorrendo em toda a porção central e norte deste setor, onde perfaz área de 27 517 km². As bacias dos rios Ipixuna e Igarapé-Maici concentram-se a oeste, onde se estendem por áreas aproximadas de 4 261 e 1080 km², respectivamente. Além dessas drenagens, como verificado no conjunto de bacias da margem esquerda do rio Madeira, aqui também ocorre uma série de canais curtos, hierarquicamente simples, que drenam diretamente para o rio Madeira ao longo de grande parte de sua extensão.

Geologicamente, o sistema de drenagem dos rios Jiparaná-Marmelos ocorre sobre terrenos representativos, em sua maior parte (i.e., centro-norte), da Formação Içá, similarmente ao sistema anteriormente descrito (consultar geologia na Figura 4.5). Porém, as porções sul e sudoeste desta bacia desenvolvem-se sobre rochas do embasamento cristalino, representado pelo Escudo do Brasil Central, e sobre coberturas sedimentares indiferenciadas, respectivamente. Uma pequena faixa alongada na direção norte-sul de depósitos pleistoceno-holocenos e aluviões recentes também ocorre, principalmente na porção oeste deste sistema.

Neste conjunto de bacias, os três padrões de drenagem predominantes são subdendrítico (27,2%), subdendrítico/treliça (25%) e treliça/subtreliça (27,2%). Drenagem subdendrítica ocorre principalmente ao longo de uma extensa faixa alongada no

extremo leste e sudoeste da área, além de ocorrer, também, em uma pequena área concentrada a sudoeste. Padrão subdendrítico/subtreliça ocupa uma ampla faixa central, enquanto que drenagem treliça/subtreliça é restrita ao extremo norte, compreendendo toda a bacia do rio Ipixuna e o baixo rio Marmelos. Além desses padrões dominantes, o extremo sul dessa área concentra padrão dendrítico (13,8%). Para norte, ocorrem pequenos núcleos adjacentes de drenagem subparalela (4,6%), concentrados principalmente na margem esquerda do rio Jiparaná. Similarmente ao observado no conjunto anteriormente descrito, neste caso também se verifica extensa faixa alongada de drenagem subparalela/paralela e, localmente, treliçada (2,2%), em contato direto com o rio Madeira, desde o norte até as proximidades com a desembocadura do rio Igarapé-Maici.

A maior bacia desse conjunto de drenagem, a do rio Marmelos, apresenta leve assimetria, indicada por $Af= 46$. Entretanto, considerando-se apenas sua porção central, esta bacia é assimétrica, sendo caracterizada por área de drenagem muito maior em sua margem esquerda (onde se concentram drenagens subdendrítica/subtreliça), do que em sua margem direita (com padrão subdendrítico). Além dos contrastes de padrões comparando-se esta porção mediana assimétrica da bacia, ressalta-se que sua margem esquerda, que concentra drenagem subdendrítica/subtreliça, coincide com a maior concentração de drenagem com densidade baixa de todo este conjunto de drenagem. Similarmente ao rio Marmelos, o rio Ipixuna também tem bacia ligeiramente assimétrica, representada por $Af= 54$, porém com área drenada maior em sua margem direita. O grau de assimetria aumenta para moderado na bacia do rio Igarapé-Maici ($Af= 61$), e para forte na bacia do baixo rio Jiparaná ($Af= 15$), este caracterizado por margem esquerda com área de drenagem muito superior à margem direita.

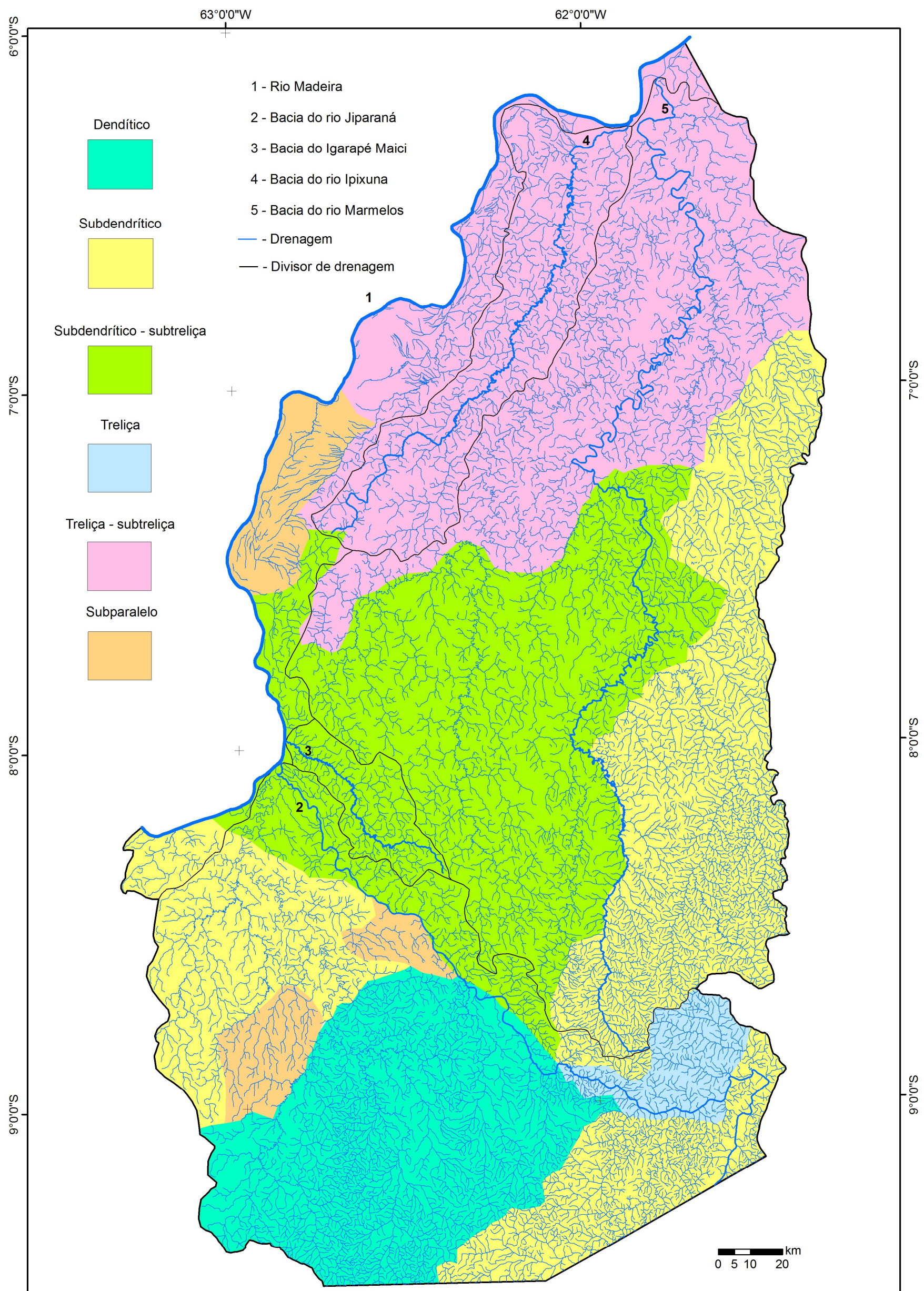


Figura 6.28 - Conjunto de drenagem entre as bacias dos rios Jiparaná e Marmelos com indicação de seus padrões dominantes

Anomalias de drenagem (i.e., meandramento localizado e comprimido, inflexões anômalas, segmentos retilíneos) são comuns na bacia dos rios Jiparaná-Marmelos. Forte anomalia de drenagem ocorre na parte central desse sistema, sendo representada por inflexões abruptas e aproximadamente ortogonais dos rios. Por exemplo, o rio Marmelos tem longos trechos de direção NW/SE, porém ele muda para NE/SW e, novamente, para NW-SE, ao longo de seu curso (Figura 6.29A). É interessante observar que nos trechos NW/SE, este rio é levemente sinuoso a retilíneo, com meandros localizados, porém se torna fortemente meandrante no trecho de direção NE/SW. Algumas dessas inflexões do rio Marmelos tem correspondência com inflexões dos rios Maici, Ipixuna e Madeira, que formam, juntamente com drenagens menores, alinhamento NW-SE (setas na figura 6.29A). Adicionalmente, os rios Marmelos, Maici e Ipixuna apresentam meandros anômalos alinhados também nessa direção (círculos na figura 6.29A). Forte inflexão ortogonal de NW para NE ocorre, ainda, nas proximidades dos rios Ipixuna e Marmelos com o rio Madeira, anomalia que está ainda associada à formação de lagos no ponto de inflexão (Figura 6.29B). O rio Jiparaná também apresenta forte anomalia de seu curso principal. Isto é ilustrado pela presença de fortes meandros comprimidos e isolados entre trechos retilíneos a suavemente ondulados (Figura 6.29C). Em particular, em seu extremo sudeste, este rio muda abruptamente seu curso do sentido geral NNE para NW, formando meandro comprimido, também com inflexões ortogonais (ver figura 6.11D).

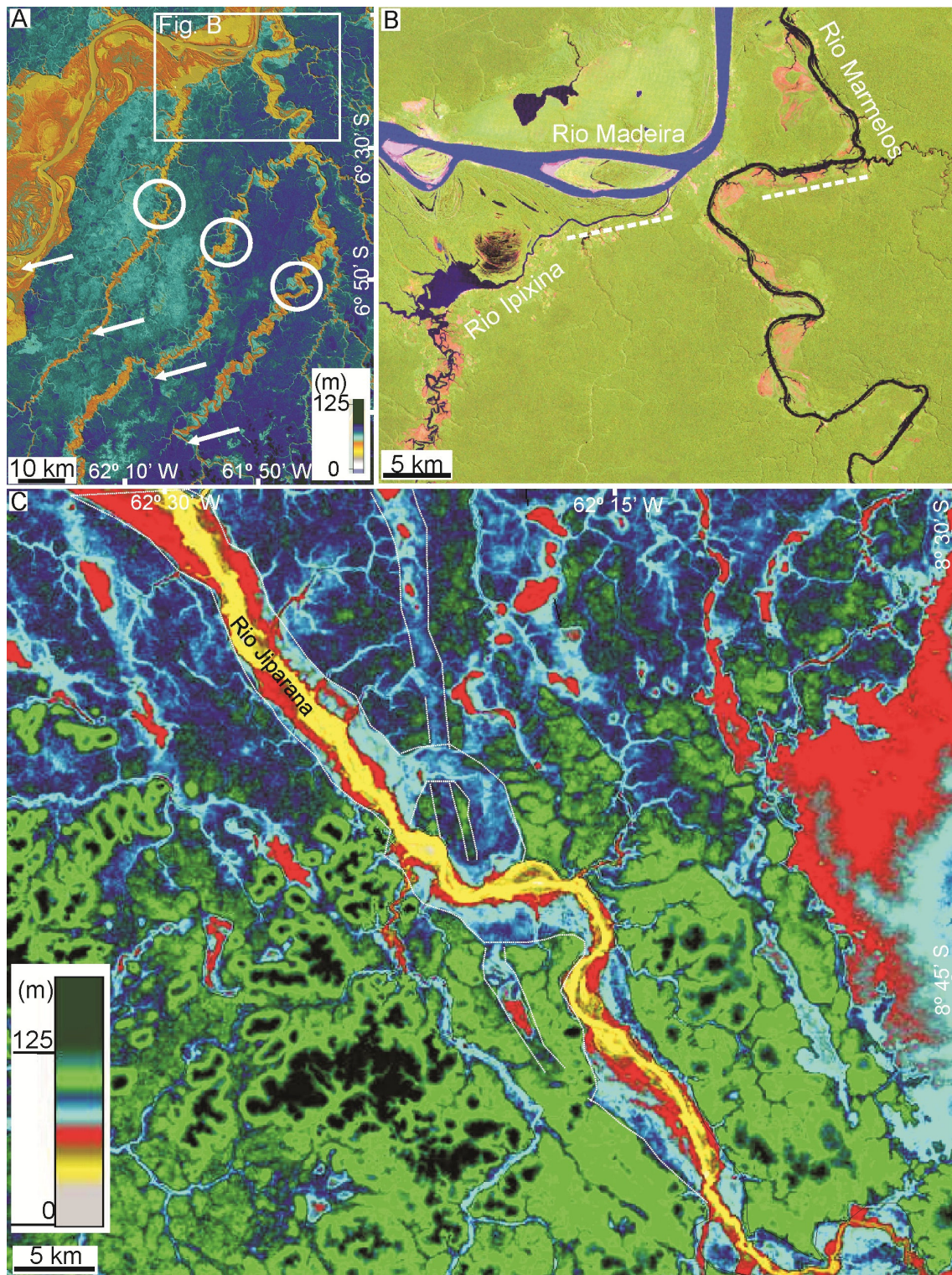


Figura 6.29 -Anomalias de drenagem no conjunto de drenagem dos rios Jiparaná-Marmelos. A) Vista geral em MDE, ilustrando desvios ortogonais em trechos dos rios Madeira, Marmelos, Maici e Ipixuna (setas). Notar, também, meandros localizados com aberturas para noroeste nos três últimos rios (círculos), sendo que ambos definem alinhamentos paralelos de direção NW-SE. B) Imagem Landsat *GeoCover* (RGB - 742), com detalhe da porção nordeste da figura anterior, ilustrando desvios abruptos e ortogonais em trechos retilíneos dos rio Marmelos. A linha tracejada

mostra continuidade de lineamentos retilíneos dos rios Ipixina e Marmelos. C) MDE com meandros comprimidos e isolados entre trechos retilíneos a suavemente ondulados do rio Jiparaná (setas).

6.3.2.2 Rios Manicoré e Aripuanã

O segundo conjunto de drenagem da margem direita do rio Amazonas é formado pelas bacias dos rios Aripuanã, Manicoré, Atininga, Uruá e Mariepauá (Figura 6.30). Os rios principais dessas bacias fluem, em geral, de sul para norte. A bacia do rio Aripuanã é a mais extensa de todas, ocupando grande parte da porção oriental desse conjunto de bacias, onde perfaz uma área de cerca de 33 093 km². A segunda maior bacia é a do rio Manicoré, que ocupa um cinturão alongado e orientado na direção norte sul de aproximadamente 11 275 km² no extremo ocidental da área. As demais bacias se desenvolvem a partir da porção central deste setor para norte, posicionando-se entre os baixos cursos dos rios Manicoré e Aripuanã, onde apresentam áreas de 2 690, 8 651, e 2288 km², respectivamente.

A cobertura geológica da área de influência dos rios Manicoré e Aripuanã consiste, principalmente, em rochas do embasamento cristalino e em depósitos sedimentares plio-pleistocenos da Formação Içá (consultar geologia na Figura 4.5). As áreas de ocorrência do embasamento cristalino são as que concentram os valores de densidade de drenagem mais elevados de toda a área de estudo, uma característica que contrasta com os valores progressivamente menores para norte. Neste conjunto de bacias, os padrões de drenagem possuem baixa variabilidade, com predomínio de drenagem subtreliça (51,6%) e subtreliça/subdendrítica (26,1%) e, em menor proporção, subdendrítica (21%). O padrão subtreliça prevalece nesse setor, restringindo-se, para sul, a uma estreita faixa central, que coincide com a área de ocorrência principal da Formação Içá. Este padrão prossegue para sul em duas faixas nas margens dos rios Aripuanã, Manicoré e Roosevelt. Drenagem subtreliça/subdendrítica domina na porção centro leste deste conjunto de bacias, concentrando-se particularmente na margem direita do rio Aripuanã, onde também prevalecem rochas do embasamento. Adicionalmente, este padrão ocorre em três outras pequenas áreas no extremo sudoeste, também sobre rochas cristalinas. Já o padrão subdentrítico está restrito a vários setores isolados, na porção mediana do rio Manicoré, bem como a sul deste, além de formar três concentrações isoladas a sul, na margem direita do rio Aripuanã.

Com relação aos índices de assimetria, os valores indicam bacias simétricas a aproximadamente simétricas para o caso dos rios Marie Pauá ($Af= 50$), Aripuanã ($Af= 51$) e Manicoré ($Af= 58$). Nota-se que, apesar da indicação de bacia simétrica no caso do rio Aripuanã, este índice geral não reflete bem a natureza desta bacia, que mostra variações de assimetria ao longo de toda a sua extensão dentro da área de estudo. Então, enquanto sistemas tributários são desenvolvidos de forma uniforme em ambas as margens deste rio em sua porção sudeste, em sua porção central verifica-se estreitamento abrupto da área de drenagem de sua margem esquerda, que chega a cerca de 8 vezes inferior à área correspondente em sua margem direita. É interessante observar, ainda, que, para norte, esta assimetria continua, embora de forma menos pronunciada, e havendo inversão do tamanho das áreas em suas margens, ou seja, a área de drenagem menor passa a ocorrer em sua margem direita. Situação similar ocorre no rio Manicoré, que, apesar de apresentar Af indicativo de bacia somente ligeiramente assimétrica, também se caracteriza por variações de assimetria ao longo de sua extensão. Assim, enquanto sua porção norte mostra área de drenagem da margem esquerda aproximadamente duas vezes maior que a área correspondente na margem oposta, esta situação é invertida na parte mediana para montante, quando a área da margem direita deste rio chega a ser até 4,5 vezes maior que a área correspondente em sua margem esquerda. Valores de Af indicativos de bacias moderadamente a fortemente assimétricas foram obtidos nas bacias dos rios Atininga ($Af=32$) e Uruá ($Af=26$). Essas bacias seguem padrão das demais bacias na porção norte da área, cujas margens esquerdas são sempre maiores do que as margens direitas. Para o caso particular do rio Uruá, destaca-se que seu índice Af anormalmente menor deve-se ao fato de sua margem esquerda possuir área até 8 vezes maior que em sua margem direita.

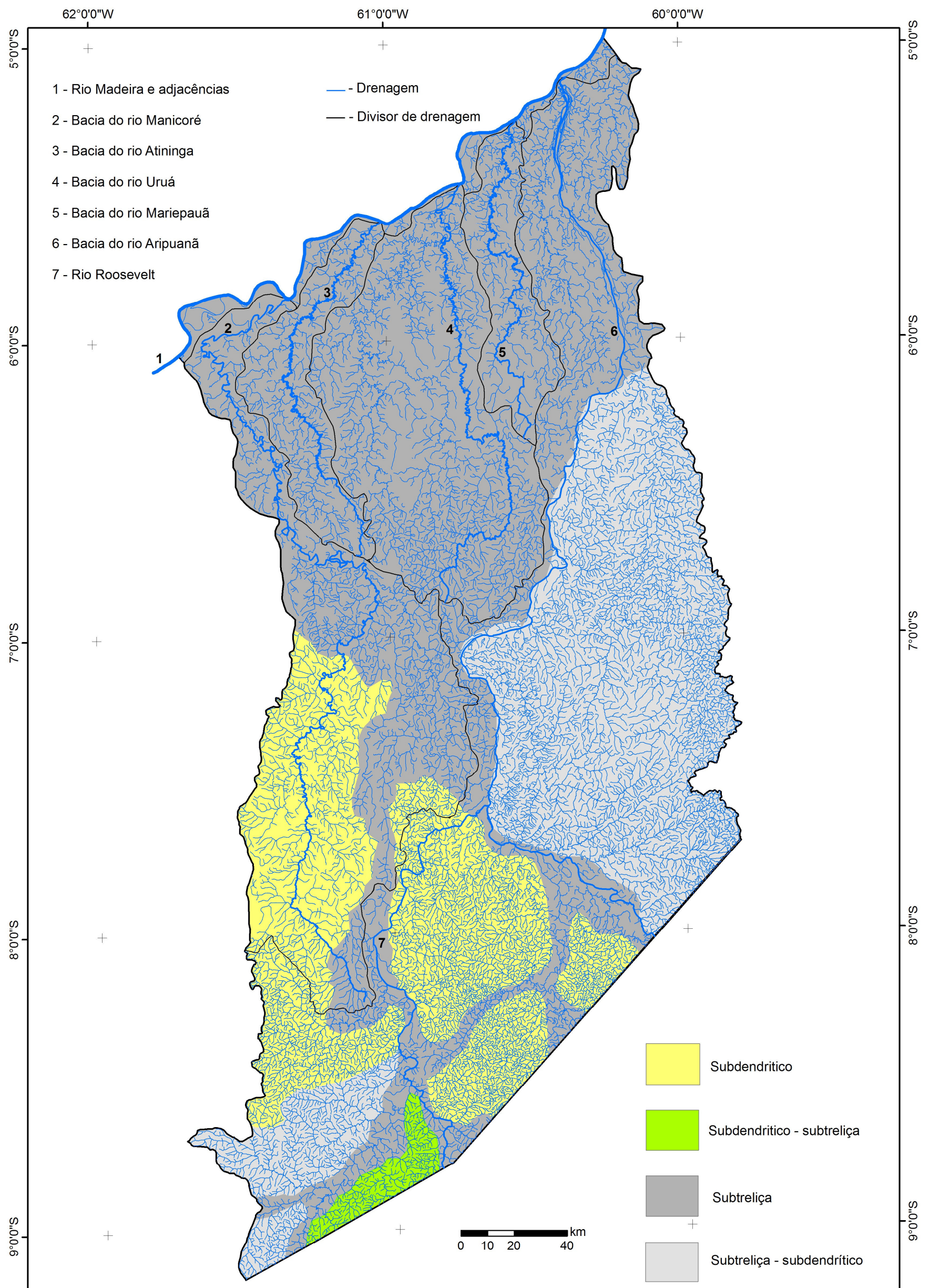


Figura 6.30 - Conjunto de drenagem entre as bacias dos rios Manicoré e Aripuanã com indicação de seus padrões dominantes

Anomalias de drenagem são abundantes na bacia dos rios Manicoré-Aripuanã, sendo as principais representadas por inflexões abruptas de cursos sob forma de junções ortogonais e meandros isolados comprimidos. Como exemplo, o rio Aripuanã mostra meandros isolados, sendo o mais expressivo ilustrado em seu médio curso, onde o rio muda abruptamente seu fluxo de norte para nordeste, por meio de amplo meandro (Figura 6.31A). É interessante observar que, neste local, um de seus afluentes principais da margem direita, o rio Jatuarana, projeta-se para nordeste em perfeita continuidade com o baixo curso do rio Manicoré, do qual se separa por um segmento de paleocanal de aproximadamente 70 km de extensão (Figura 6.31A). Adicionalmente, observa-se que o próprio curso do rio Manicoré, que é fortemente meandrante, encaixa-se em paleovale cuja dimensão não é condizente com seu curso atual (Figura 6.31B; ver também figura 6.5), o que também se configura em anomalia de drenagem. Cita-se, ainda, fortes inflexões em ângulo reto no alto rio Curuá, configurando retângulo aberto para oeste (Figura 6.31C).

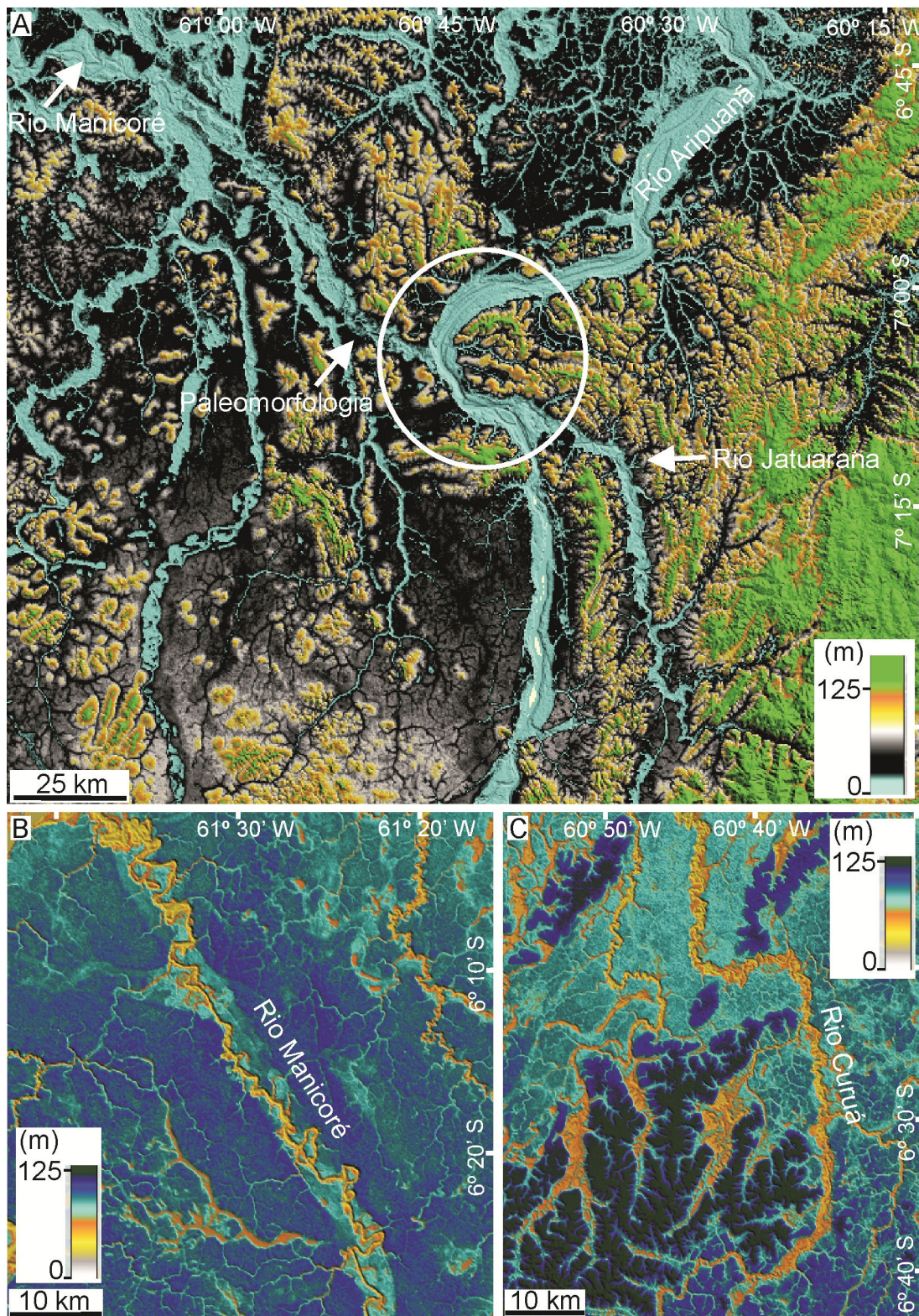


Figura 6.31 - Anomalias de drenagem nos rios Manicoré-Aripuanã observadas em MDE. A) Meandro anômalo no rio Aripuanã, exatamente onde ocorre continuidade entre uma paleogeografia e o atual rio Jatuarana. B) Encaixe

do rio Manicoré em vale de dimensão desproporcional ao seu curso atual.
C) Inflexões abruptas no trecho do rio Curuá, que resulta em feição em retângulo aberto para oeste.

6.3.2.3 Rio Canumã

O último conjunto de bacias de drenagem que ocupa a margem direita do rio Madeira é composto pelo rio Canumã, também denominado de rio Sucunduri e seus respectivos tributários, que incluem os rios: Abacaxis, Paraconi, Apoquitauá, Paruari, Andirá e Mariaquã (Figura 6.32). O rio principal possui diferentes orientações ao longo de seu curso, de modo geral de sul para norte e sudoeste para nordeste, sendo que neste último trecho, capta todos os tributários citados acima. Os demais tributários também possuem orientação similar ao rio Canumã, embora ocorram variações de sudeste para noroeste, como verificado nos rios Abacaxis, Paraconi e parte do rio Andirá. A bacia do rio Canumã ocupa uma área aproximada de 120 932 km², e seus dois tributários principais, exemplificados pelos rios Abacaxis e Maués-Açí, apresentam respectivamente 22 078 e 26 320 km².

A bacia do rio Canumã ocorre sobre litologia correspondente, principalmente, à Formação Alter do Chão (consultar geologia na Figura 4.5). Os altos cursos dos rios Canumã, Abacaxis e Paraconi desenvolvem-se sobre rochas do embasamento cristalino. Cobertura sedimentar referente à Formação Içá é observada em pequenas áreas localizadas em setores específicos no médio curso do rio Canumã e, também, próximo da desembocadura do rio Abacaxis. Depósitos aluviais são observados no baixo curso do rio Canumã, principalmente em sua margem esquerda, em área próxima ao rio Amazonas.

O padrão de drenagem predominante na bacia do rio Canumã é o subdendrítico a subtreliça, que ocupa área aproximada de 77,9%. Os demais padrões dividem-se em dendrítico (8,5%), sub dendrítico (8,6%) e treliça a subtreliça (5%). O padrão dendrítico ocorre em dois setores distintos, um localizado na porção leste da área, ocupando parte da média bacia dos rios Andirá e Mariaquã, e outro localizado na média bacia do rio

Abacaxis. Nesses dois setores, a cobertura geológica é representada pela Formação Alter do Chão. O padrão subdendrítico ocorre apenas em um setor localizado a oeste, onde predomina a Formação Içá. O padrão treliça a subtreliça ocupa o setor nordeste da área, dominada pela Formação Alter do Chão e por depósitos aluviais recentes. O restante da área de estudo possui padrão subdendrítico a subtreliça. Nestes locais, registra-se a Formação Alter do Chão, além de rochas do embasamento cristalino e depósitos sedimentares da Formação Içá.

O fator de assimetria da bacia do rio Canumã é $Af= 71$, o que indica alta assimetria de drenagem. Tal fato se deve pela distribuição irregular de seus tributários ao longo de suas margens, sendo a margem esquerda praticamente desprovida de tributários, dada à proximidade com o rio Amazonas; demais tributários do rio Canumã ocorrem em sua margem direita. Os tributários com maior índice de assimetria são representados pelos rios Paruari e Andirá, com os respectivos valores de $Af= 75$ e $Af= 35$. As demais bacias apresentam índices $Af= 48$ (rio Abacaxis), $Af= 54$ (rio Paraconi), $Af= 54$ (rio Apoquitauá) e $Af= 53$ (rio Mariaquã), indicando bacias aproximadamente simétricas. A maior assimetria do rio Paruari deve-se à menor dimensão dos afluentes em sua margem esquerda, em detrimento dos extensos tributários localizados em sua margem direita. Já o rio Andirá é assimétrico por possuir afluentes de menor dimensão em sua margem direita. O rio Abacaxis, embora com índice geral sugestivo de bacia aproximadamente simétrica, caracteriza-se, em seu baixo curso, quase por total ausência de tributários em sua margem direita. O mesmo ocorre na sua alta bacia, porém, neste caso, a ausência de tributários localiza-se em sua margem esquerda.

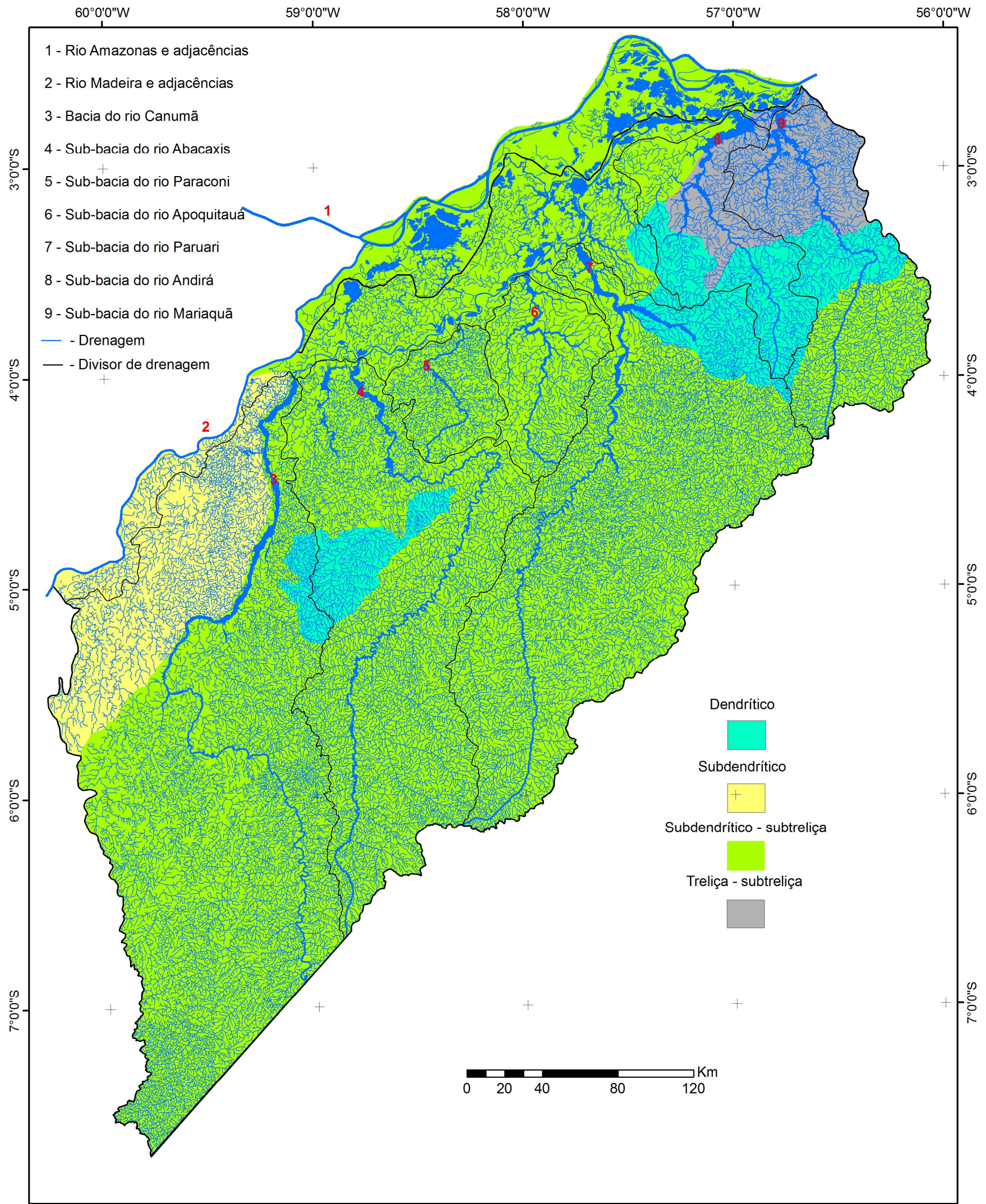


Figura 6.32 - Conjunto de drenagem da bacia do rio Canumã e próximo da confluência entre os rios Madeira e Amazonas

Anomalias de drenagem são comuns na bacia do rio Canumã, sendo exemplificados, principalmente, por morfologias como alargamentos anômalos em seu vale, retinidade, meandros comprimidos e curvas e inflexões anômalas dos canais (Figura 6.33A-D). Detacam-se anomalias de drenagem nos rios Paraconi e Marimari, além de seus tributários, representadas por mudanças ortogonais de cursos, que se associam a trechos com alargamentos exagerados dos canais (Figuras 6.33A-B). Em seu médio curso, o rio Abacaxis, em geral suavemente sinuoso e com trechos retilíneos, torna-se fortemente meandrante. Neste trecho, que se estende por mais de 40 km de extensão, ocorrem inúmeros meandros abandonados na planície de inundação (Figura 6.33C). Em áreas onde os canais se abrem em lagos amplos, nota-se que suas margens são marcadas por trechos retilíneos e ortogonais escalonados (Figura 6.33D).

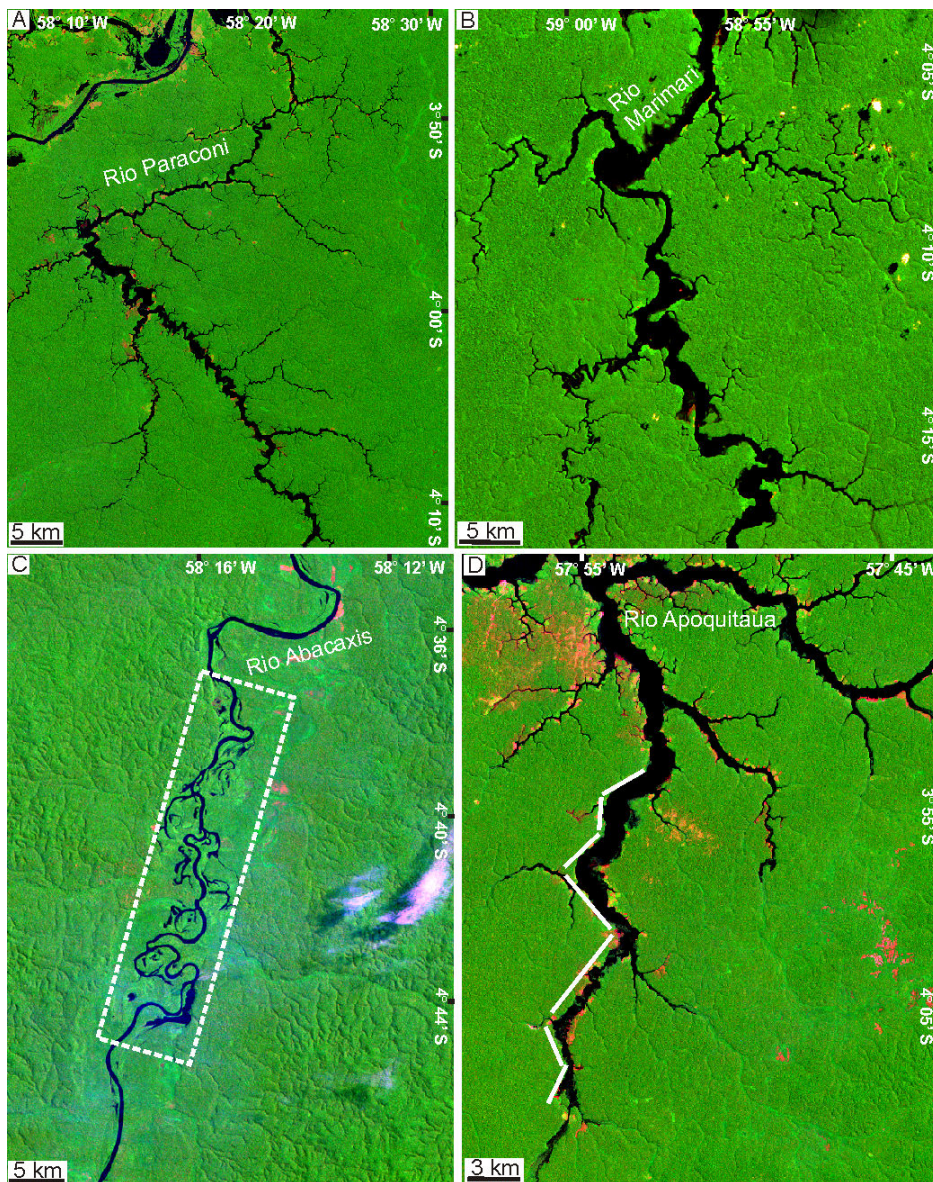


Figura 6.33 - Anomalias de drenagem associadas com a bacia de drenagem do rio Canumã. A,B) A) Mudanças ortogonais de curso associadas a áreas de alargamentos bruscos de canais dos rios Paraconi (A) e Marimari (B). C) Mudança abrupta na morfologia fluvial do rio Abacaxis, de suavemente sinuosa a retilínea para fortemente meandrante. D) Inflexões abruptas do rio Apoquitaú (Landsat GeoCover - RGB 742).

Regionalmente, a principal anomalia de drenagem da bacia do rio Canumã é registrada pela abundância de rias na margem direita do rio principal, representadas por alargamentos abruptos de tributários (Figura 6.34A). Além dos tributários, este rio também muda de fortemente alargado a estreito, justamente onde ocorre inflexão brusca de seu fluxo de norte para nordeste (Figura 6.34A). Deste local, o rio prossegue sob

forma de canal sinuoso, que se liga com o rio Madeira a oeste (Figura 6.34B). Tem-se, assim, uma série de rias paralelas a quase paralelas, cujas desembocaduras finalizam no rio Canumã, de forma a configurar um alinhamento de direção NE-SW.

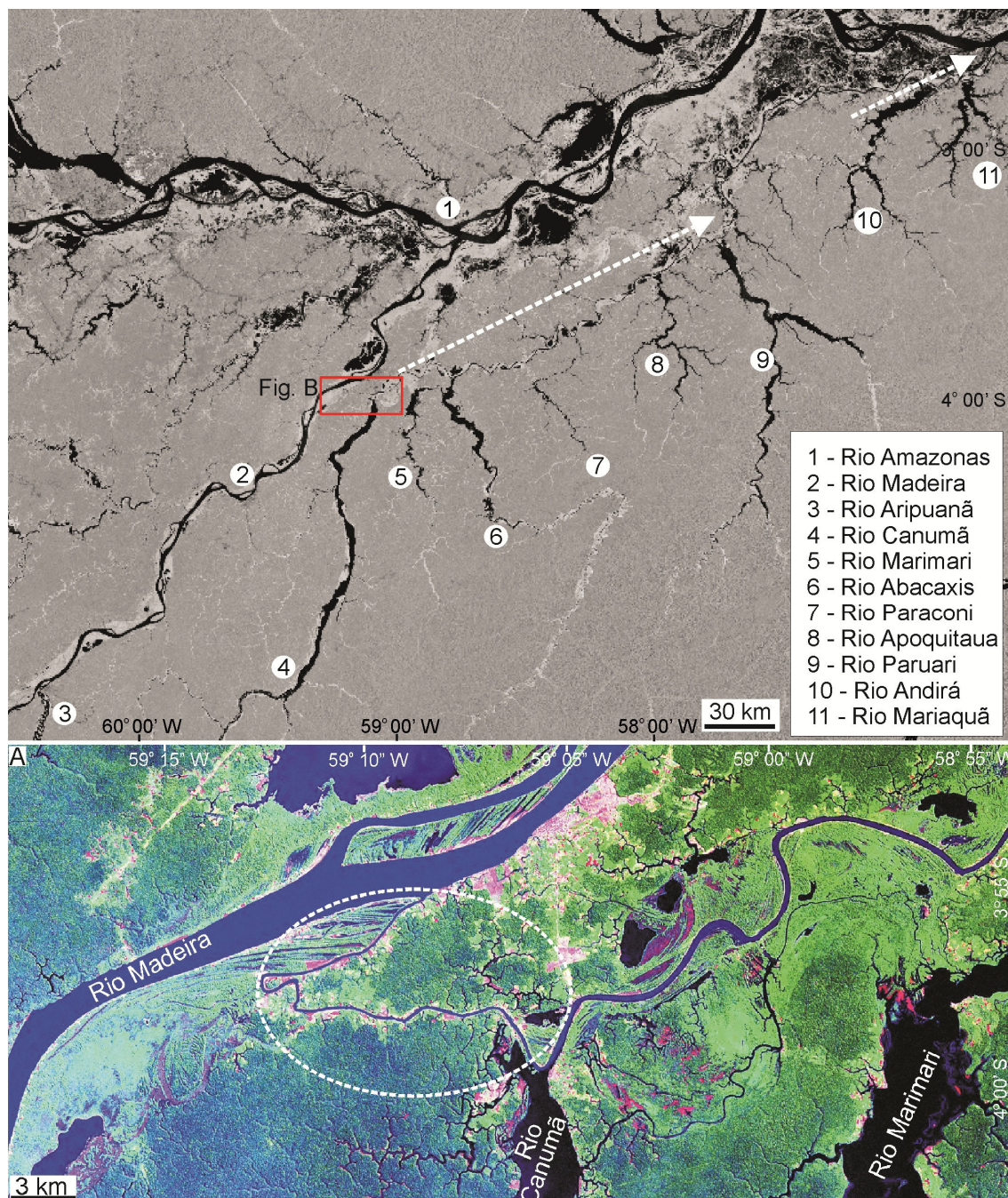


Figura 6.34 - Anomalias de drenagem na bacia do rio Canumã. A) Abundância de rias paralelas a sub-paralelas resultantes do bloqueio de tributários em sua margem direita, resultante da mudança de curso de norte para nordeste

(setas tracejadas indicam lineamento resultante do alinhamento da desembocadura das rias com o rio Canumã em seu trecho desviado para nordeste) (Imagem JERS). B) Detalhe de A, ilustrando canal que conecta o rio Canumã ao rio Madeira (TM - RGB 742).

6.4 Calha do rio Madeira

O canal do rio Madeira, bem como sua planície de inundação (Figura 6.35), orientados na direção principal NE-SW na área de estudo, apresentam fortes anomalias de drenagem. Ao longo de seu curso, o rio Madeira possui inúmeros trechos retilíneos, que localmente mudam para levemente sinuosos e, meandrante. Nos locais de morfologia meandrante, são abundantes lagos formados por meandros abandonados na planície de inundação adjacente (i.e., *oxbow lakes*). Estas feições estão presentes, principalmente, próximo a Porto Velho, onde a planície aluvial deste rio é larga, podendo alcançar 15 km de largura. A partir da cidade de Borba (AM), a planície de inundação torna-se praticamente inexistente, e o rio Madeira flui encaixado entre depósitos sedimentares adjacentes.

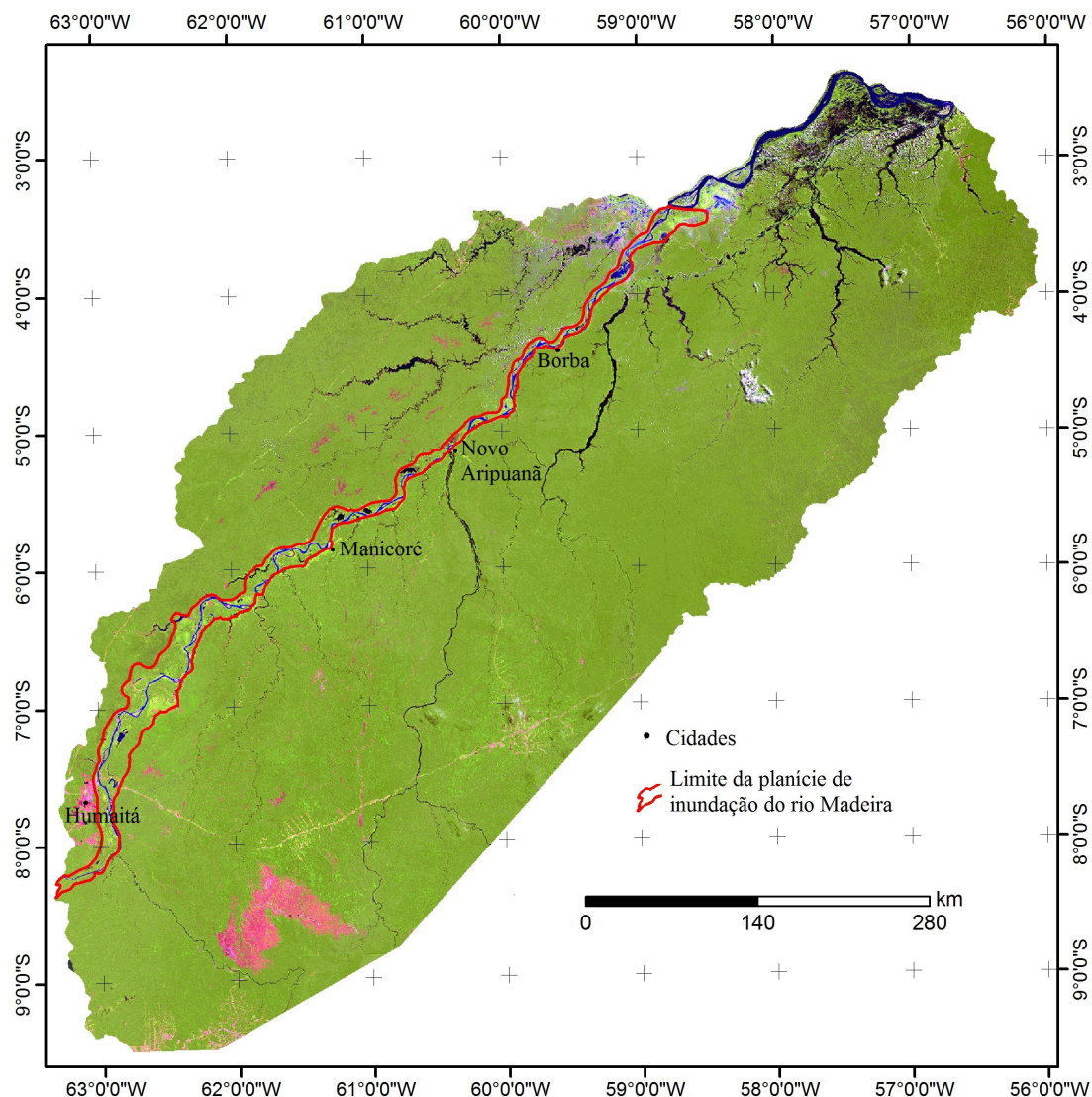


Figura 6.35 - Canal do rio Madeira e limite de sua planície de inundação no contexto da área de estudo

Os segmentos retilíneos do rio Madeira podem alcançar até 35 km de extensão (Figura 6.36A-D). Nas adjacências de alguns dos segmentos retilíneos, ocorrem meandros abandonados ou lineamentos que registram a migração de canais (Figura 6.36C-D). Em alguns casos, revelam processos relacionados a avulsão (Figura 6.36C). Próximo de Humaitá, o rio Madeira também apresenta trechos retilíneos, mas nota-se, em sua planície aluvial e terraços adjacentes, vestígios da migração do rio Madeira, como espiras de meandro e até meandros abandonados. Nas demais áreas, adjacentes aos trechos retilíneos, observa-se apenas estrias, indicando migração do canal.

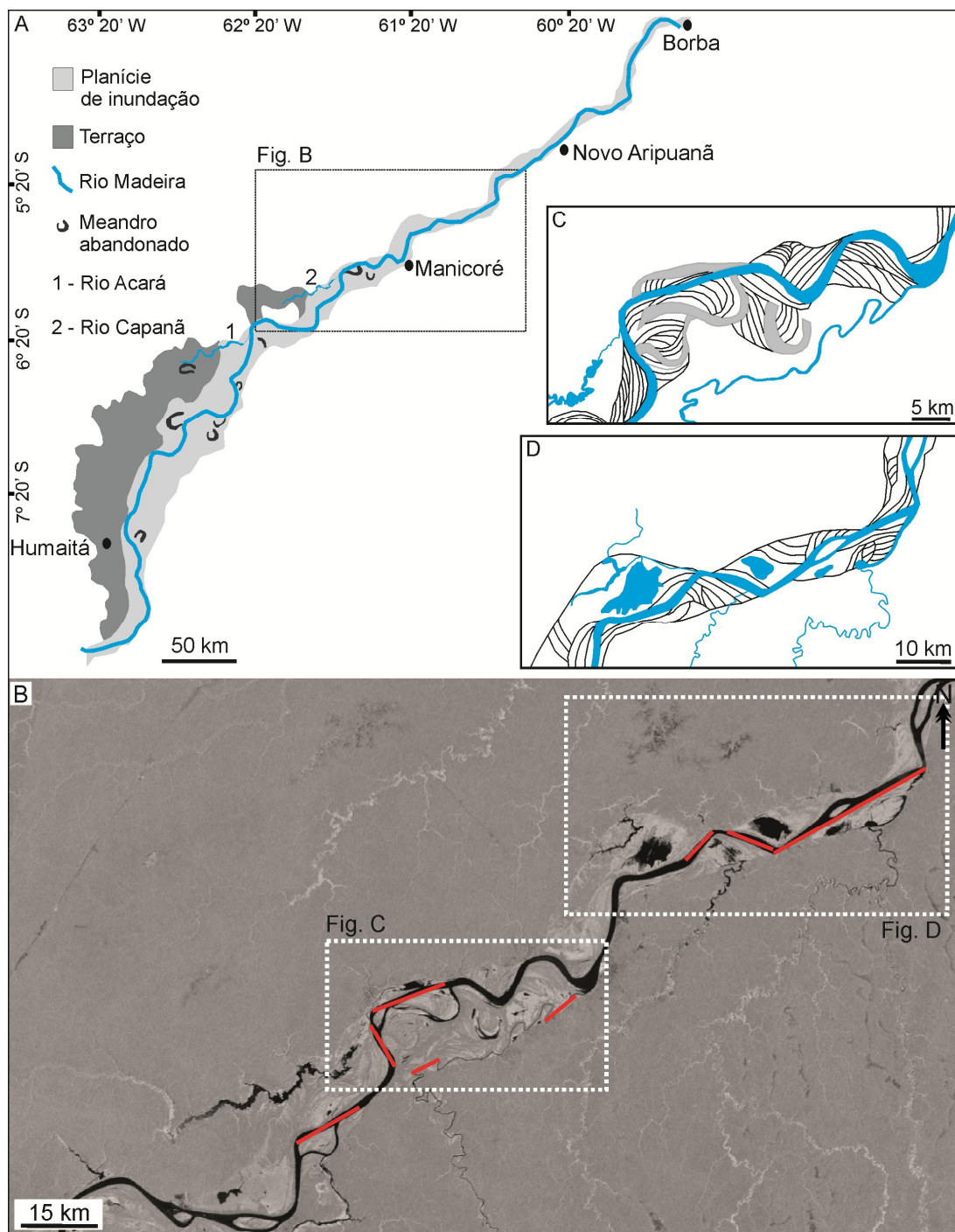


Figura 6.36 - Características do rio Madeira, terraço e planície de inundação no trecho entre Humaitá e Borba (AM). Presença de segmentos retilíneos que alcançam até 35 km de extensão (A-D) e meandros abandonados localizados nas áreas de terraço e planície de inundação (A-C). Estrias e meandros abandonados na planície de inundação do rio Madeira, que evidenciam sua migração (C-D).

A análise temporal de imagens MSS e TM evidenciou que alguns dos trechos retilíneos observados no rio Madeira tem formação recente, sendo decorrentes de avulsão por *neck cutoff*. Isto é ilustrado em trecho de aproximadamente 20 km de extensão deste rio localizado à jusante do lado Capanã, cuja avulsão pode ser reconstituída comparando-se imagens datadas de 1973 a 2009 (Figura 6.37A-F). O processo de avulsão finalizou-se na década de 1980 (Figura 6.37B-C) e, atualmente, o meandro abandonado está sendo mascarado pelo crescimento de vegetação. Esses meandros e estrias abandonados na paisagem revelam mudança de padrão de canal predominantemente meandrante para retilíneo em vários setores do rio Madeira.

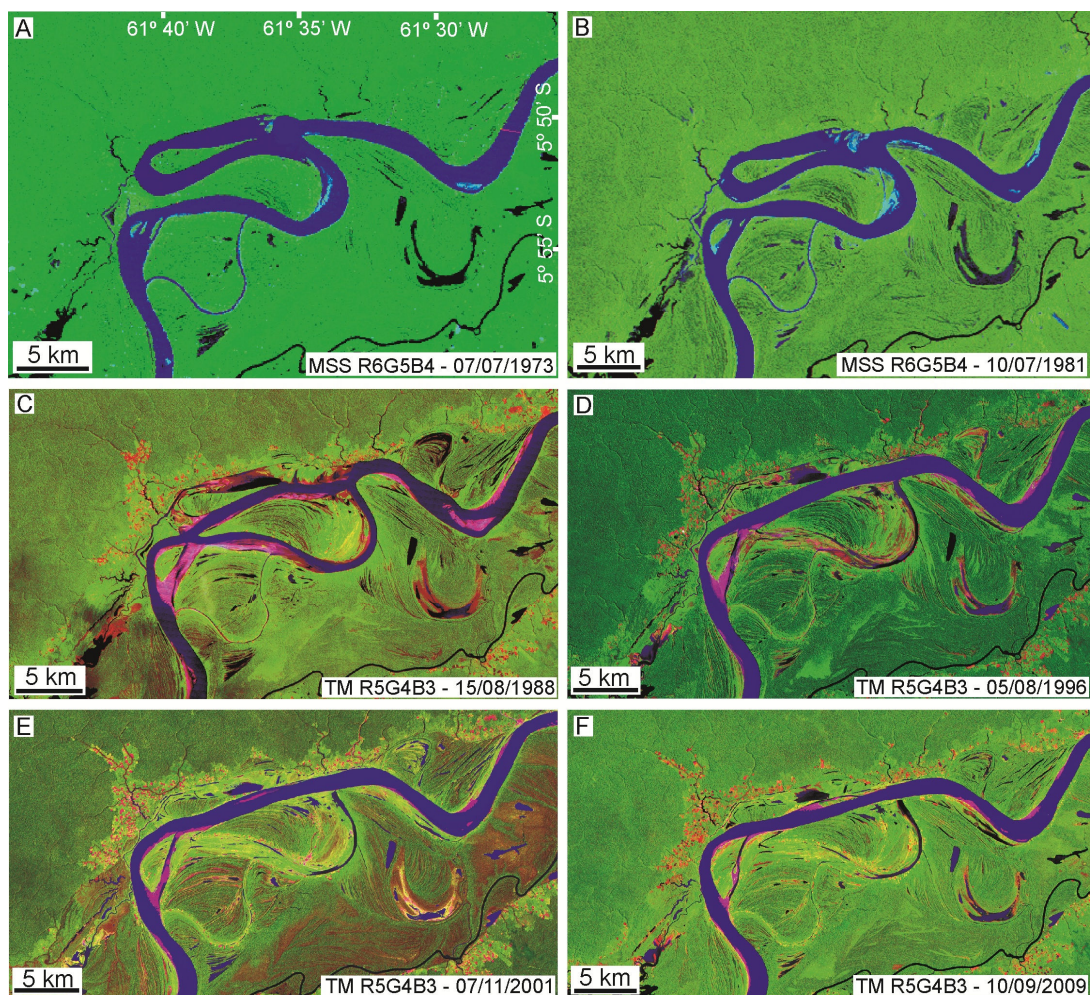


Figura 6.37 - A-F) Processo de avulsão em segmento do rio Madeira ocorrido na década de 1980.

6.5 Lineamentos Morfoestruturais

A frequência de lineamentos morfoestruturais, obtidos com base na rede de drenagem em escala 1:100 000 e, quando necessário, retificados com demais dados de SR (i.e., imagens de satélite e MDE), tem distribuição não uniforme na área de estudo (Figura 6.38). Sua maior concentração ocorre na porção leste da área de estudo, correspondendo aos setores que possuem cobertura geológica mais antiga, ou seja, no embasamento cristalino. A densidade de lineamentos nesta área variou de 0,28 a 0,34 km/km². Na porção oeste, registrou-se a menor densidade de lineamentos (0,07 a 0,13 km/km², sendo que a cobertura geológica da área é representada predominantemente pela Formação Içá e depósitos aluvionares fluviais. Na porção central, onde predomina as formações Içá e Alter do Chão, a densidade variou entre 0,14 e 0,27 km/km², (Figura 6.38).

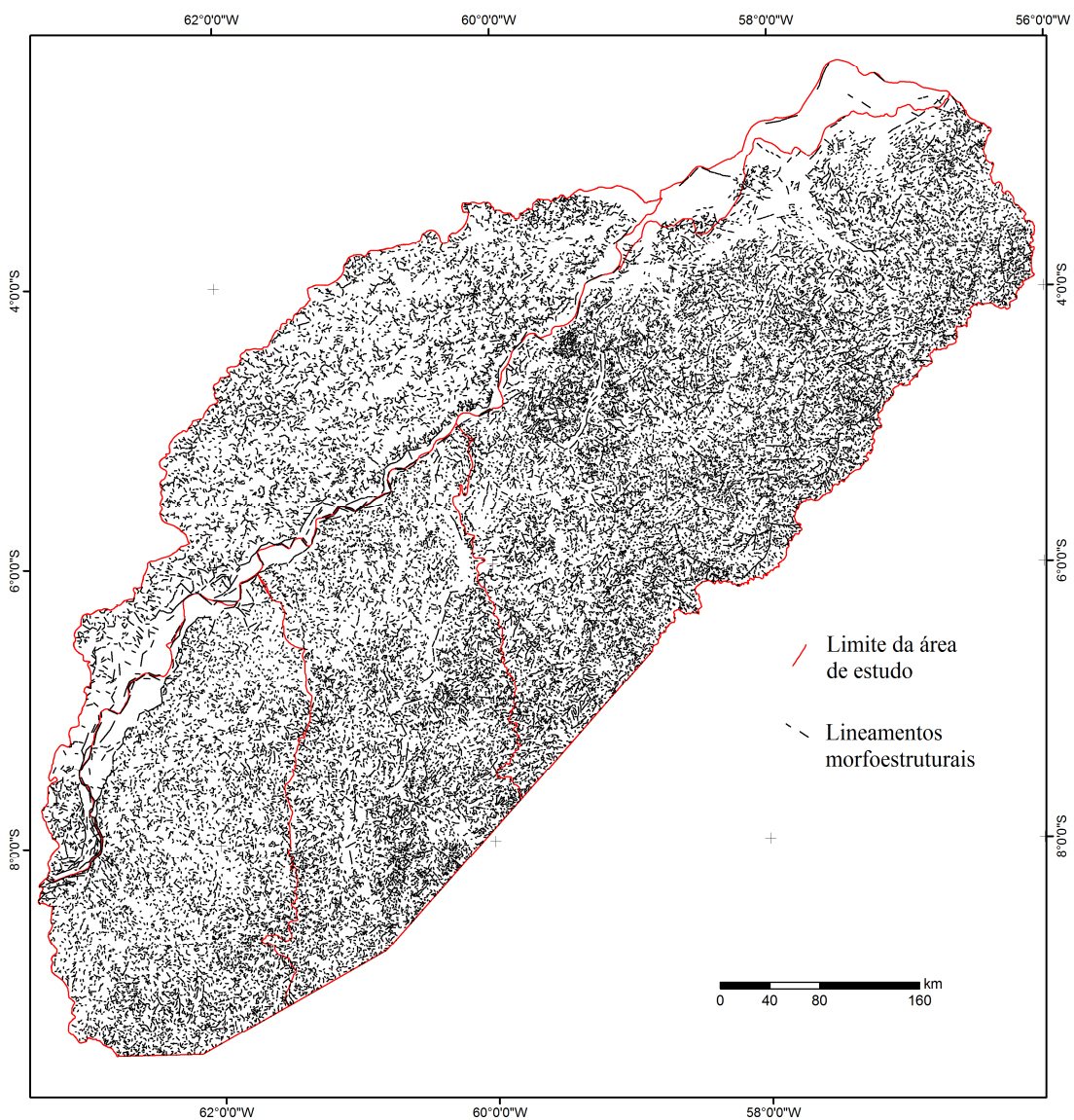


Figura 6.38 - Lineamentos morfoestruturais da área de estudo extraídos a partir da rede de drenagem.

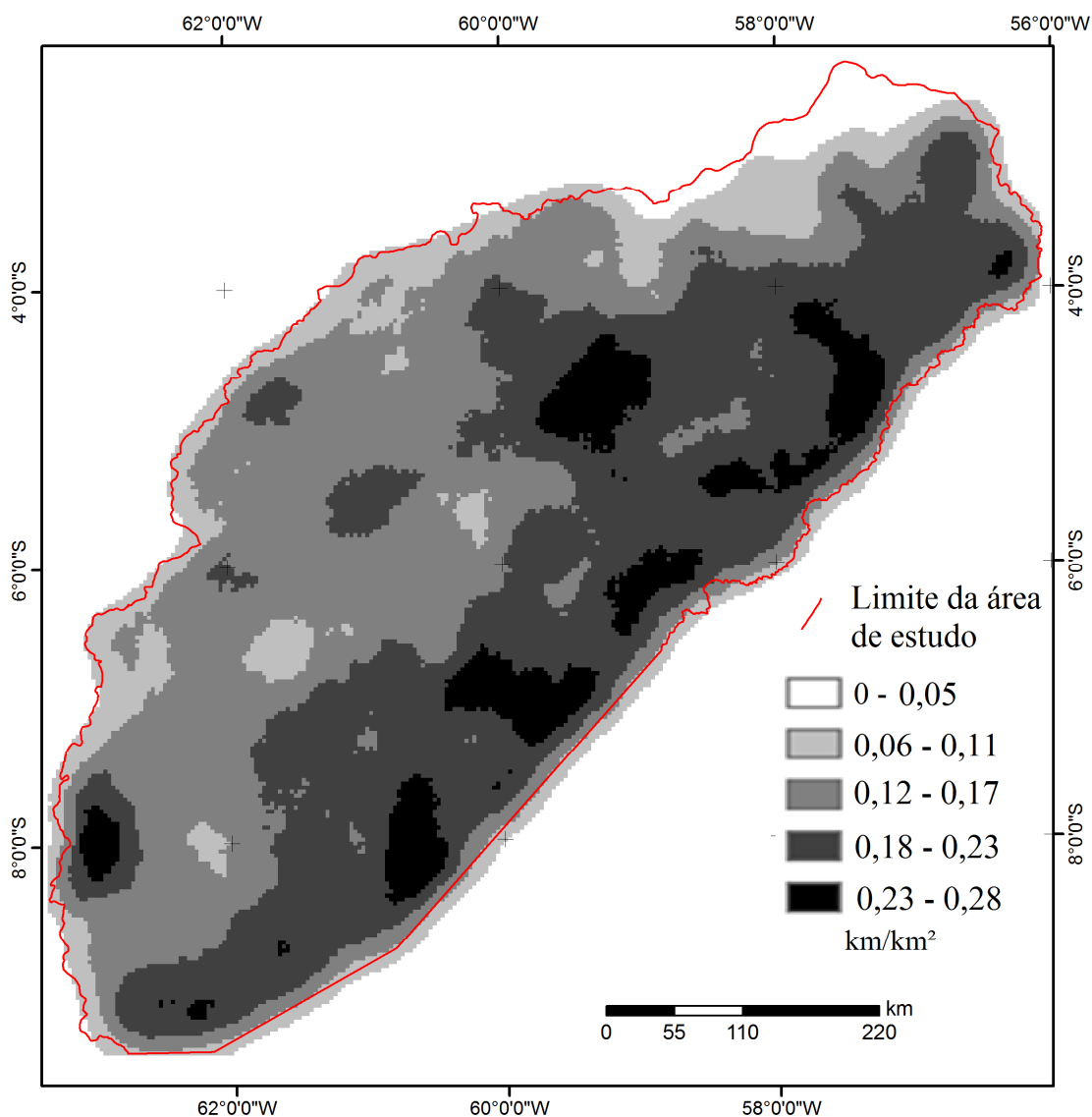


Figura 6.39 - Densidade de lineamentos da área de estudo

O direcionamento dos lineamentos morfoestruturais observados nos diagramas em roseta revelam comportamento similar entre essas feições ao longo da área de estudo, independentemente do tipo de cobertura geológica (área de embasamento cristalino, área de cobertura sedimentar cretácea e área de cobertura sedimentar cenozóica). Observa-se que, mesmo segmentando a área de acordo com o tipo geologia, os lineamentos de direção E-W são os mais comuns, denotado tanto pela frequência, quanto pelo comprimento absoluto (Figura 6.40). O direcionamento NE-SW e NW-SE tem representatividade secundária, também tanto em frequência, quanto em comprimento absoluto. Especificamente, nas áreas de embasamento, a direção E-W é a

dominante, sendo seguida pelos lineamentos N-S e, secundariamente SW-NE e SE-NW. Nas áreas de cobertura geológica referente à Formação Alter do Chão, nota-se domínio de lineamentos E-W. O segundo direcionamento mais expressivo é o de direção SW-NE que, em comprimento absoluto, foi equiparável aos E-W. Direcionamentos secundários incluem SE-NW e N-S. Nas áreas de cobertura sedimentar cenozóica, novamente predominam lineamentos E-W, seguidos de SW-NE, e, em menor proporção, SE-NW e N-S. Considerando-se a área como um todo, dominam lineamentos E-W, ocorrendo secundariamente em igual proporção, lineamentos SW-NE, N-S e SE-NW.

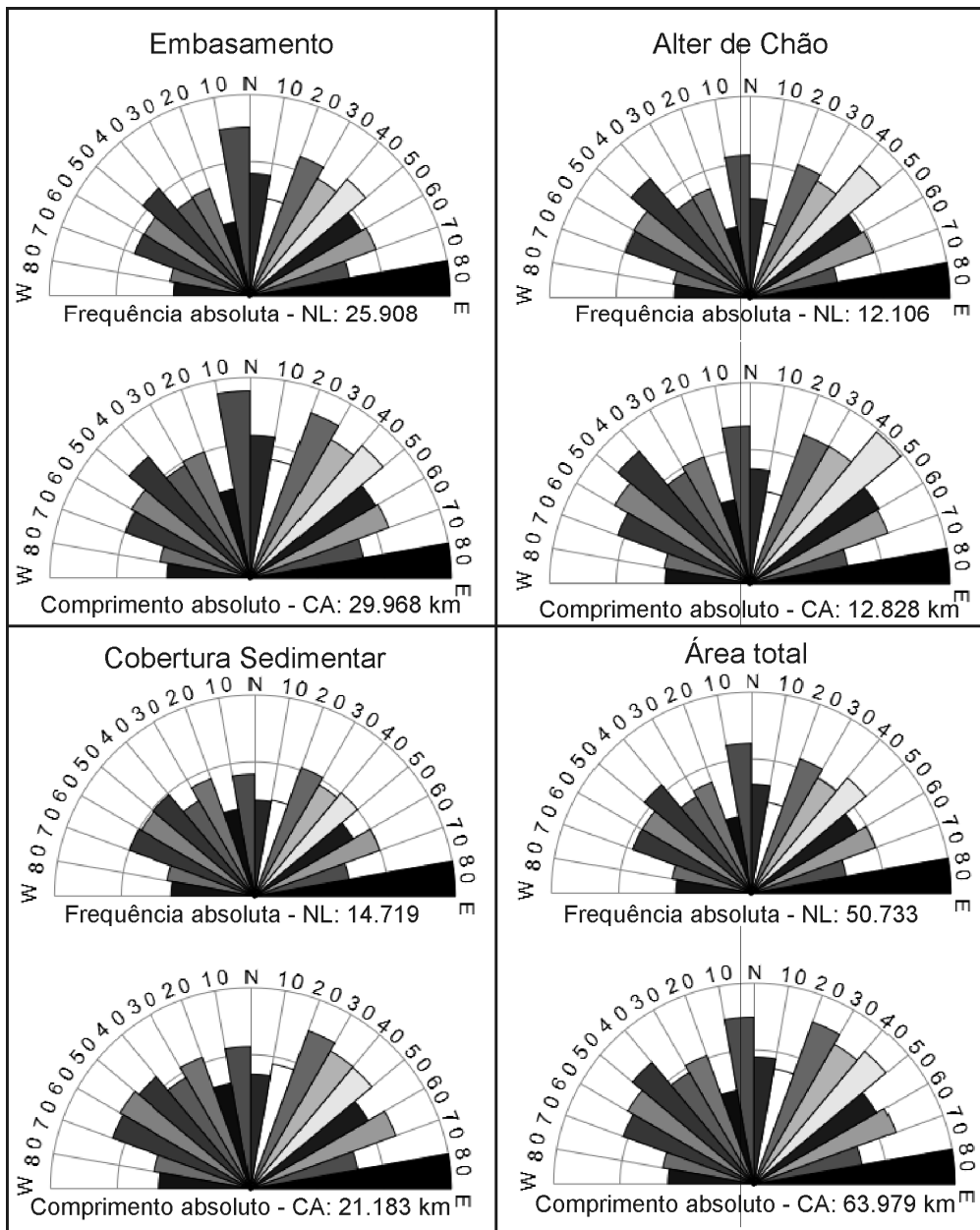


Figura 6.40 - Diagramas em roseta com os direcionamentos dos lineamentos extraídos a partir da rede de drenagem em escala 1:100.000

7 DISCUSSÃO

Este capítulo contém discussões sobre os seguintes temas, em ordem de apresentação: i) considerações sobre a capacidade de identificação das paleoformas fluviais pelos produtos de SR utilizados neste estudo; ii) interpretação e modelo de evolução das paleoformas; e iii) descrição de fatores possíveis que teriam promovido o abandono de inúmeras paleoformas fluviais nas margens do rio Madeira.

7.1 Avaliação do potencial dos produtos de SR em estudos de paleoformas fluviais

A utilização de diferentes produtos e técnicas de SR foi fundamental para a identificação e caracterização de paleoformas fluviais na área de estudo, tendo, também, contribuído para completar a análise de bacias de drenagem. O procedimento de classificação das imagens Landsat visando a identificação de paleoformas foi eficiente para evidenciar apenas os segmentos cujas superfícies são constituídas por solo exposto e/ou vegetação aberta do tipo gramínea e arbustiva. Entretanto, no caso de paleoformas cujas superfícies são encobertas por floresta, erros de classificação foram comuns. Tal fato se deve ao comportamento espectral da vegetação florestal sobre as paleoformas, que é semelhante ao da vegetação densa de suas adjacências.

O ajuste de histograma das imagens JERS-1 do período da cheia revelou a presença da expressiva paleomorfologia presente na bacia do rio Canumã. Mesmo em área com cobertura vegetal predominantemente densa e com inúmeros corpos d'água decorrente da planície de inundação do rio Amazonas, a paleomorfologia ficou evidente. A identificação dessa paleoforma que se encontrava parcialmente inundada pode estar relacionada ao restrospalhamento *double bounce* promovido pela interação entre a radiação eletromagnética, a água e a estrutura da floresta. Essa é uma das propriedades comuns do radar, o que auxilia na detecção de corpos d'água e de áreas alagáveis. A aplicação deste produto na Amazônia tem auxiliado na identificação de áreas alagáveis com acuracidade de até 95% (p.e., HESS et al., 2003). Adicionalmente, esta

característica também proporcionou melhor visualização de corpos d'água atuais que, devido ao retroespalhamento especular, aparecem como corpos escuros nas imagens, favorecendo sua melhor caracterização, como por exemplo no caso das rias da bacia do rio Canumã.

Contudo, para outros setores da área de estudo, as imagens JERS-1 não tiveram resultados positivos, tanto as imagens do período da cheia, como de vazante. Nessas áreas as imagens JERS possuíam aparência predominantemente homogênea devido a presença contínua da cobertura vegetal. Mesmo que as paleoformas tenham sido identificadas no MDE devido à estrutura do dossel vegetal, verificou-se que, nas imagens JERS-1, esta interação não foi suficiente para realçar as paleoformas. Em contrapartida, as paleoformas com presença de solo exposto e vegetação rasteira se destacavam na imagem, semelhante as imagens do Landsat. No caso da imagem SAR, isto é decorrente do retroespalhamento próximo do especular, o que caracterizava as paleomorfologias como segmentos de cor escura na imagem JERS-1.

Trabalhos prévios desenvolvidos em áreas florestais da Amazônia já haviam relatado o insucesso e restrições de sensores ópticos e radar na identificação de paleocanais encobertos por floresta densa (ALMEIDA FILHO, MIRANDA, 2007; MANTELLI, 2008; ROSSETTI, 2010). Esses estudos demonstraram, porém, o sucesso no emprego de MDE-SRTM, não só para revelar paleoformas cujas superfícies são constituídas por solo exposto ou vegetação rasteira/arbustiva, mas também as encobertas por floresta densa. Diferente do dado óptico, em que o sensor capta a interação entre a energia eletromagnética e as propriedades físico-químicas dos alvos, ou das imagens radar que captam as interações físicas (geometria e forma) e elétricas (influenciada pela umidade) (HENDERSON; LEWIS, 1998), os dados obtidos por radar interferométrico do MDE-SRTM registram variações altitudinais. Valores altitudinais neste tipo de produto refletem a interação da morfologia do terreno com a vegetação. O comprimento de onda utilizado durante a aquisição dos dados de MDE-SRTM favorece este tipo de aquisição, já que a banda C não consegue penetrar completamente a vegetação captando, assim, a interação entre a radiação eletromagnética (REM) e o dossel florestal, como constatado

em vários trabalhos (BOURGINE; BAGHDADI, 2005; HOFTON et al., 2006; WEYDAHL et al., 2007).

Embora a presente pesquisa não tenha incluído investigação de campo, levantamento topográfico realizado por Bertani (2011) enfocando paleogeformas similares às registradas na área de estudo revelou que as paleogeformas apresentam altitude superior em relação as áreas adjacentes. Gradientes altitudinais em geral, de até 8 m, foram suficientes para garantir a sensibilidade dessas feições no MDE. Esta mesma tendência topográfica caracteriza paleogeformas em outras regiões amazônicas, sendo relacionada a diferenças altitudinais devido a barras internas aos canais e diques marginais, provavelmente associadas a diferenças de compactação decorrente de contrastes litológicos entre depósitos de canal e de planícies de inundação durante o soterramento (MANTELLI et al., 2009; PORSANI, 1981). É interessante notar, ainda, que o levantamento topográfico de Bertani (2011) mostrou que áreas deprimidas no MDE e denotadas pelos perfis topográficos das paleogeformas encobertas por vegetação aberta, revelaram comportamento oposto no campo, ou seja, correspondem a terrenos ligeiramente mais elevados que seus entornos, dominados por vegetação florestal. Dada a similaridade daqueles paleocanais com os da área de estudo, especulase que suas altitudes ligeiramente inferiores relativamente às áreas adjacentes registradas no MDE podem representar, na verdade, terrenos de topografia positiva. O fato de, em vários casos, os paleocanais atuarem como divisores da drenagem atual, como descrito no capítulo 6, é consistente com esta interpretação.

Assim, a partir da análise do MDE, foi possível identificar inúmeras paleogeformas, mesmo se presentes sob densa cobertura florestal. A potencialidade do MDE em revelar essas feições pretéritas foi fundamental no seu mapeamento e, conseqüentemente, sua análise mais detalhada do que a realizada em trabalhos prévios (p.e., LATRUBESSE, 2002; MAURO et al., 1978; WILKINSON et al., 2010).

Dada à ausência de informações de campo, a análise integrada das paleogeformas mapeadas com imagens de alta resolução provenientes do *Google Earth* (quando

presentes para a área do estudo) foi fundamental para a melhor caracterização das paleoformas, particularmente no que concerne aos tipos de cobertura vegetal associadas. A análise de imagens *QuickBird* foi importante para se constatar que alguns dos paleocanais são revestidos por campos de dunas eólicas. Esta observação tem implicações de interesse paleogeográfico. Isto porque campos de dunas em áreas amazônicas tem sido utilizados para sustentar hipótese de ocorrência de condições áridas durante períodos glaciais pleistocênicos (CARNEIRO et al., 2002; TATUMI et al., 2002). A constatação de que dunas eólicas estão confinadas às áreas de paleocanais só foi possível com o uso de imagens de alta resolução. Então, a análise destes produtos permite sugerir que a origem dessas feições está, mais provavelmente, associada à dinâmica de preenchimento e abandono de canais, não tendo necessariamente implicações paleoclimáticas (ver também discussões adicionais no item 7.3 e 7.4). Após abandono, depósitos arenosos internos aos canais sofreram retrabalhamento eólico, gerando dunas em suas superfícies.

7.2 Interpretação e modelo de evolução das paleoformas

A distribuição espacial e a forma dos segmentos de paleoformas identificados na área de estudo permitem relacionamento direto com sistemas de drenagens pretéritas que ficaram preservadas na paisagem atual sob forma de paleocanais. A identificação de paleocanais na área de estudo não é novidade. Trabalhos prévios de Mauro et al. (1978) e Latrubesse (2002) já haviam fornecido descrições sobre essas feições. Adicionalmente, paleocanais foram também documentados em outras áreas marginais ao rio Madeira em seu alto curso (SOUZA FILHO et al., 1999). Apesar dessas contribuições, a inclusão da análise de dados do MDE no estudo de paleoformas na área de estudo é inédita. Além disso, a análise desses dados revelou paleoformas ainda não documentadas, como por exemplo, a extensa paleoforma de aproximadamente 200 km de extensão localizada na margem esquerda do rio Madeira. Neste contexto, este produto se mostrou o mais eficiente na detecção de paleocanais na área de estudo, particularmente nas áreas florestais. Sua inclusão neste estudo possibilitou obter informações adicionais que contribuem sobremaneira à reconstituição

paleoambiental quaternária na área de estudo, permitindo inferências sobre sua variação espacial e temporal. Esses aspectos são discutidos a seguir por área de ocorrência dos paleocanais, seguindo a ordem de descrição apresentada no capítulo 6, ou seja, margem esquerda do rio Madeira e os três setores da margem direita desse rio.

7.2.1 Paleocanais da margem esquerda do rio Madeira

Os paleocanais localizados na margem esquerda do rio Madeira, ao contrário daqueles que ocorrem nas bacias Jiparaná/Marmelos e Manicoré/Aripunã, foram identificados somente com base no MDE. O paleocanal principal detectado nessa área está em conexão física com o rio Madeira em ambas extremidades (conforme figura 6.4A). Esta característica, aliada à morfologia similar, permite interpretar este paleocanal como o registro de antiga posição ocupada pelo rio Madeira. A presença deste segmento sugere que o rio Madeira foi deslocado de sua posição inicial, similarmente ao que foi registrado no rio Negro, próximo de sua confluência com o rio Solimões (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007). Este deslocamento fez com que um segmento de aproximadamente 200 km do rio Madeira fosse abandonado em um terraço fluvial mais elevado, localizado aproximadamente 20 km a oeste de seu curso atual (Figura 7.1A-C).

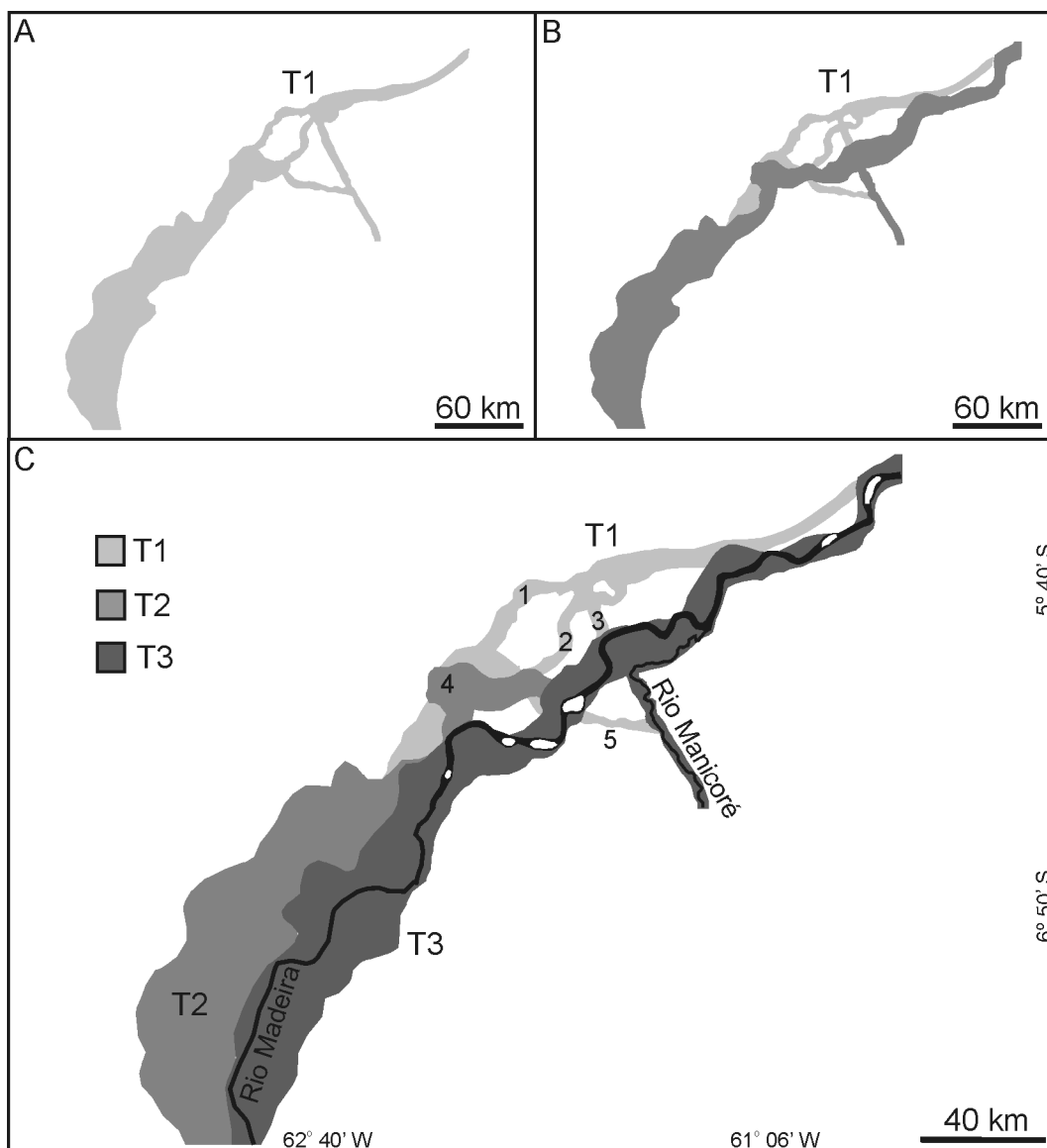


Figura 7.1 - Modelo evolutivo com a reconstituição do processo de abandono do paleocanal na margem esquerda do rio Madeira ao longo do tempo (tempo aumenta de T1 para T3). 1, 2, 3, 4 e 5 referem-se aos segmentos de paleocanais, também observados na figura 6.4.

A antiga configuração do rio Madeira apresentava dois segmentos (1 e 2) localizados a oeste da planície atual (comparar figuras 6.4 e 7.1). Estes dois canais tinham, como tributário, o antigo curso do rio Manicoré (segmento 5), o qual apresentava, então, curso orientado para WNW. Este antigo curso do rio Manicoré foi posteriormente abandonado e seu novo curso desviado para NW, ou seja, para sua configuração atual. Entretanto, a área de confluência deste rio com o rio Madeira, como sugerido pela presença de

segmento de paleocanal em continuidade com aquele rio que se estende até o paleocanal principal (i.e., segmento 3), sugere que o rio Manicoré desembocava próximo da antiga confluência dos segmentos 1 e 2. À jusante deste local, estes três segmentos (1, 2 e 3) convergiam para um único canal. Estes canais foram abandonados assim que o rio Madeira se deslocou para leste, o que parece ter ocorrido pelo menos por um estágio intermediário, registrado pelo segmento 4. Com o tempo, este segmento foi, também, abandonado, quando o rio Madeira passou a correr inteiramente em seu curso atual.

7.2.2 Paleocanais da margem direita do rio Madeira

Como descrito anteriormente, os paleocanais da margem direita do rio Madeira concentram-se em três áreas: i) entre as bacias dos rios Jiparaná e Marmelos, ii) entre as bacias dos rios Manicoré e Aripuanã e, iii) na bacia do rio Canumã. A análise das duas primeiras áreas em produtos de SR sugere que os paleocanais não registram drenagens contemporâneas no tempo, mas retratam diferentes estágios evolutivos de poucos canais. Tal fato é sugerido principalmente pela intrincada paleodrenagem, constituída por paleocanais sobrepostos (Figuras 7.2 e 7.3), o que sugere sua não coexistência no tempo. O mais provável é que essas feições registrem canais únicos que ocuparam diferentes posições no tempo.

A análise espacial dos paleocanais entre as bacias dos rios Jiparaná e Marmelos indica um ponto de origem comum no rio Jiparaná, de onde eles se irradiam espalhando-se para noroeste, até o rio Madeira. A distribuição radial induz à interpretação preliminar de que estes paleocanais representam antigo sistema de drenagem distributário desenvolvido no baixo curso do rio Jiparaná, como havia sido interpretado por Latrubesse (2002). Entretanto, a análise detalhada do MDE não parece registrar uma miríade de canais lateralmente coexistentes, os quais poderiam exemplificar um sistema de drenagem distributário. Os paleocanais parecem registrar a migração do rio Jiparaná, o qual teria ocupado diferentes posições ao longo de sua evolução. Progressivamente, à medida que o canal era abandonado, houve sua sobreposição progressiva pelo canal ativo, o que resultou em vários paleocanais sobrepostos que convergem para um local

em comum no curso atual do rio Jiparaná. Este rio tinha curso orientado preferencialmente para norte, com confluência localizada a aproximadamente 60 km a leste de sua posição atual. A migração gradual do canal até sua posição noroeste atual ocorreu por eventos de abandono sucessivos, que ficaram registrados na paisagem por vários paleocanais distribuídos em forma radial, que se assemelha a sistema distributário (Figura 7.2). O fato do ponto de irradiação dos paleocanais do rio Jiparaná ocorrer justamente na passagem entre terrenos geologicamente e topograficamente distintos sugere que o processo de migração teve, muito provavelmente, causa tectônica, o que será melhor discutido em item subsequente.

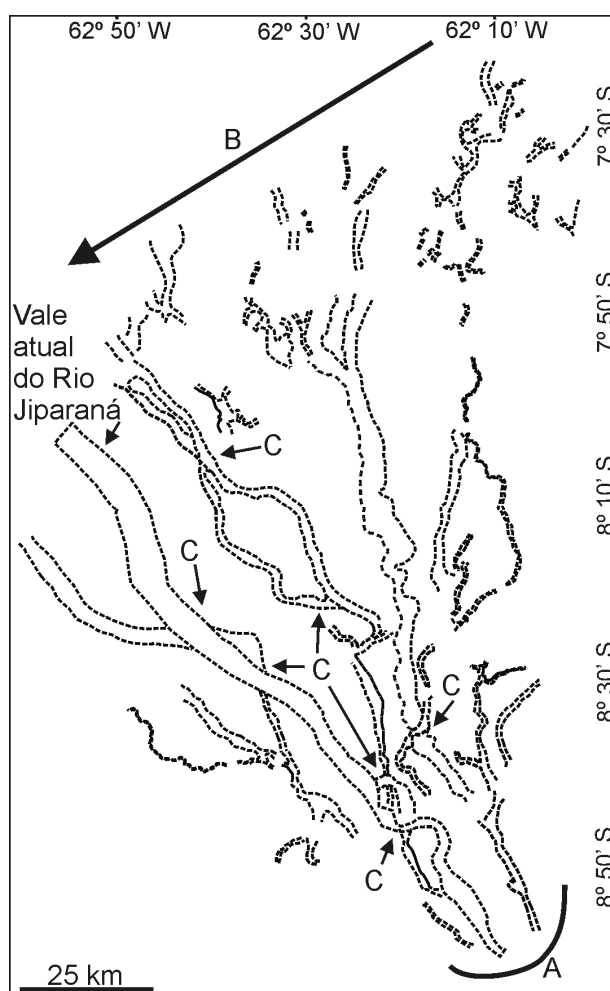


Figura 7.2 - Paleocanais adjacentes ao rio Jiparaná. 'A' refere-se ao ponto comum a partir de onde irradiam os paleocanais. 'B' refere-se à direção de migração do rio Jiparaná, até ele ocupar sua posição atual. 'C' refere-se a pontos de sobreposição de paleocanais.

Os paleocanais localizados no interflúvio Manicoré-Aripuanã, e também em parte da bacia do rio Marmelos, foram delimitados a partir de dados de SR óptico e complementados com o MDE nas áreas com cobertura vegetal. A reconstrução da rede de paleocanais presentes nessa área sugere a existência de dois sistemas de tributários principais orientados para N/NW e relacionados a antigos cursos dos rios Roosevelt e Aripuanã (Figura 7.3A-D). A convergência desses paleocanais na parte central da área de estudo permite inferir que estes se tratam de tributários que fluíam para um canal único que desaguava no rio Madeira. Anteriormente fluindo para a direção noroeste, o antigo curso do rio Aripuanã alterou drasticamente seu curso para nordeste até ocupar sua posição atual. À medida que o rio tinha seu curso alterado, o rio Roosevelt teve parte de seu trecho capturado de norte para a atual direção nordeste, estabelecendo uma nova área de confluência com o rio Aripuanã (Figura 7.3C). Este processo resultou no abandono de dois longos segmentos de canal localizados a oeste do rio Roosevelt (Figura 7.3C). A atual configuração dos rios Roosevelt e Aripunã (Figura 7.3D) também indica os dois pontos de ruptura que levaram ao abandono da drenagem, conforme descrito no Capítulo 6 (figuras 6.13 e 6.14C). Adicionalmente, a parte central da área de estudo tornou-se a cabeceira de vários sistemas de drenagem orientados para noroeste (Figura 7.3D). Parte dessas bacias foi ou está em processo de abandono, particularmente em suas montantes. É possível que as diversas redes de drenagem com padrão dendrítico no limite entre a área sedimentar e a área do embasamento foram abandonadas nesse período. Sua interrupção brusca formando alinhamento NE-SW (Fig. 7.3C-D) denota que este abandono teve provavelmente causa tectônica (ver discussões complementares em capítulo subsequente).

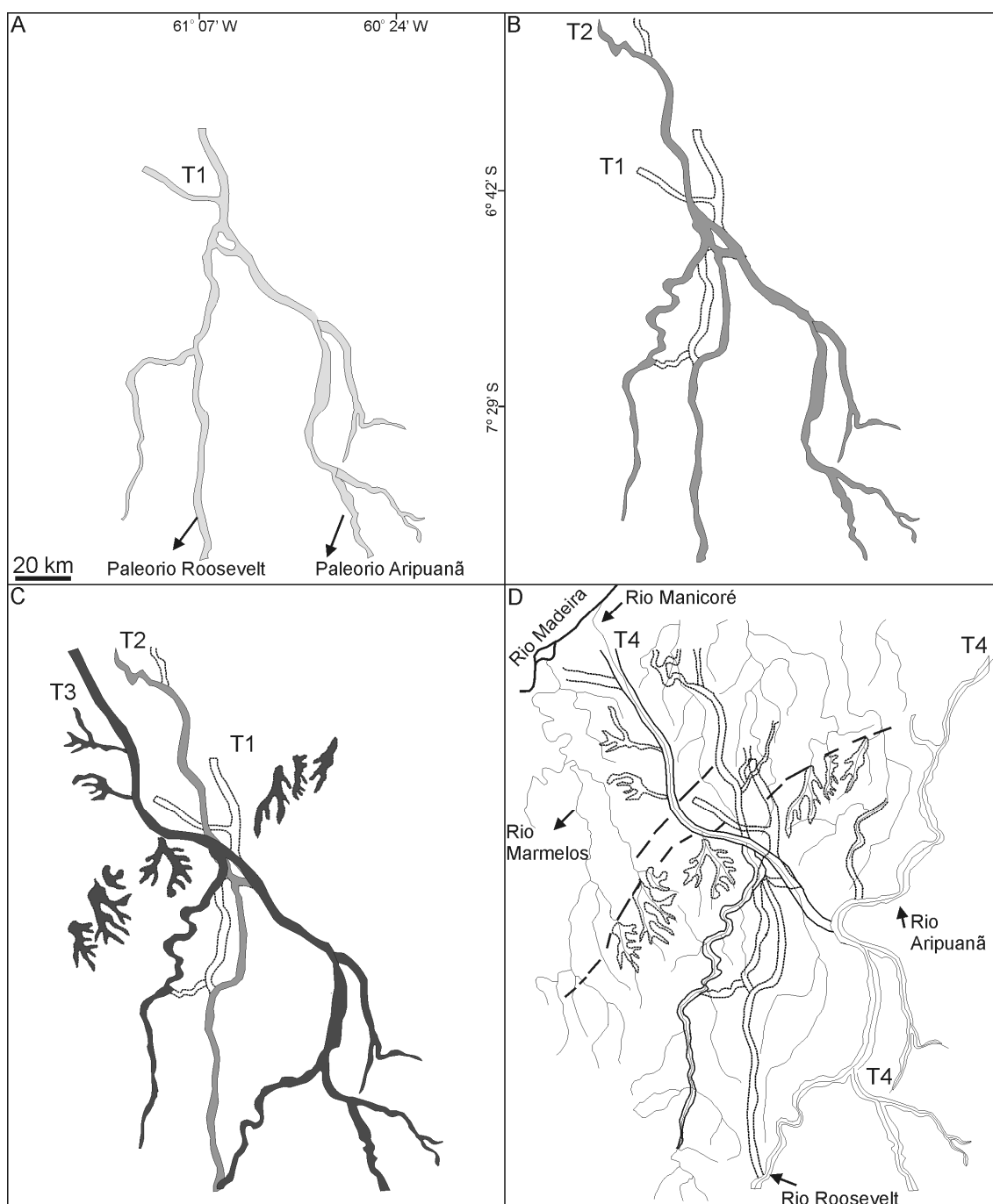


Figura 7.3 - A-D) Modelo de evolução de paleocanais dos rios Roosevelt e Aripuanã ao longo do tempo (tempo aumenta de T1 a T4) até sua configuração atual T4 (ver descrição no texto).

Por fim, os paleocanais detectados, principalmente por meio do MDE, na bacia do rio Canumã, sugerem que o baixo curso desse rio apresentava um expressivo canal de drenagem que fluía para norte, com forte inflexão para nordeste, em direção ao rio

Amazonas (Figura 8.4). Este paleocanal está ligeiramente deslocado para noroeste em relação ao canal atual deste rio, que é de largura menor, e possui, como tributários, os rios Abacaxis, Marimari, Abacaxis, Paraconi, Apoquiataua, Paruari, Andirá e Mariaquã. Dada a distribuição espacial e o relacionamento entre os canais atuais com os paleocanais, sugere-se que, no passado, este expressivo paleocanal também possuía como tributários os canais supracitados. A mudança de curso e dimensão do rio Canumã pode ter produzido inúmeras rias em seus tributários da margem direita. Ademais, vários outros paleocanais de menor expressão presentes na área também registram mudança do curso de vários tributários do rio Canumã.

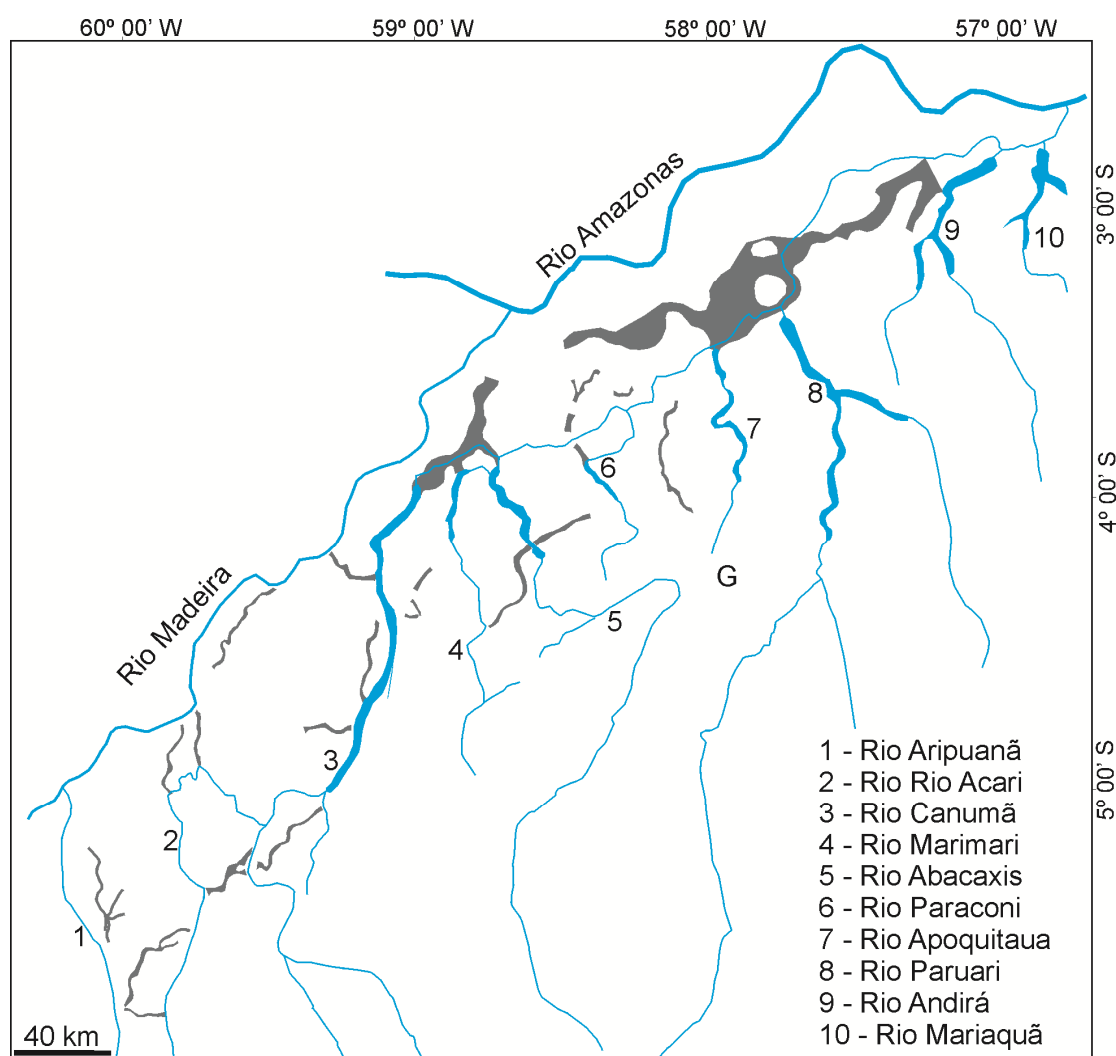


Figura 7.4 - Configuração dos paleocanais (segmentos em cor cinza) do baixo rio Madeira em relação as principais drenagens atuais (linhas azuis). A interpretação da distribuição dos principais paleocanais sugere que havia

um canal que ligava o rio Aripuanã (1) ao rio Canumã (3). Atualmente este paleocanal é cortado pelo rio Acari (2) que, por sua vez, desembocava diretamente no rio Madeira, pelo menos em dois momentos. O rio Canumã (3) também possuía conexão com o rio Madeira. A presença dos paleocanais no rio Paraconi (6) sugere que o rio confluía com a antiga posição do rio Canumã, o qual é denotado pelos dois mais expressivos paleocanais no centro norte da figura.

7.3 O modelo de megaleque distributário

Os novos dados apresentados neste trabalho concernentes ao registro de paleocanais localizados entre os interflúvios Jiparaná-Marmelos e Manicoré-Aripuanã incitam à reflexão sobre sua atribuição a sistemas de megaleques, como sugerido em publicações prévias (LATRUBESSE, 2002; WILKINSON et al., 2010). Megaleque ou leques fluviais são comumente definidos como sistemas deposicionais de grandes dimensões, i.e., 10^3 - 10^5 km² (DeCELLES; CAVAZZA, 1999) que ocorrem em áreas caracterizadas por topografia baixa, i.e., 0,1° a 0,01° (BRIDGE; KARSSENBERG, 2005; FRIEND, 1994; GOHAIN; PARKASH, 1990; SINHA; LEIER et al., 2005), e geralmente de clima semi-árido (GIBLING, 2006). Este tipo de sistema deposicional forma-se por transporte de grande volume de sedimentos por um canal principal, cujo fluxo se bifurca à jusante em múltiplos canais distributários (FRIEND, 1978; KELLY; OLSEN, 1993; NICHOLS; FISHER, 2007). Os canais, que podem ser meandranes ou entrelaçados, terminam em depósito em leque quando do desconfinamento do fluxo, que impõe morfologia triangular para todo o sistema deposicional. A geometria triangular resultante de deposição sedimentar em padrão distributário tem sido apontada como um dos principais elementos no reconhecimento de megaleques (p.e., CHAKRABORTY et al., 2010; GUMBRICHT et al., 2005).

O arranjo espacial do complexo de paleocanais na área de estudo define depósitos com geometria aproximadamente triangular, mais evidente nas adjacências do rio Jiparaná (Figuras 6.10, 6.11 e 7.2). Entretanto, não há evidências concretas de que os paleocanais retratem um antigo sistema de drenagem de padrão distributário. Como demonstrado nessa discussão, os paleocanais de ambas as áreas são mais consistentes com a

disponibilidade de poucos canais que teriam seus cursos deslocados temporalmente, do que a coexistência de canais em sistemas distributários. Muitos dos paleocanais que poderiam ser atribuídos a distributários são aqui interpretados como registros de canais, cujas posições mudaram ao longo do tempo, não podendo ser distinguidos de tributários fluviais. Além disto, em áreas onde há registro claro de separação de fluxos em canais laterais contemporâneos, como ocorre no interflúvio dos rios Marmelos-Aripuanã (centro da Figura 7.3A-C), os paleocanais sugerem convergência (e não bifurcação) de fluxo à jusante, como seria esperado em sistemas distributários. O arranjo radial da paleodrenagem e a forma triangular ou em cone associada aos depósitos estudados parecem ser mais consistentes com deslocamentos sucessivos através do tempo de poucos tributários do rio Madeira em sua margem direita.

Se a hipótese de megaleque for aplicada à área de estudo, então o modelo conceitual de sistema distributário fluvial, comumente adotado a partir da proposição inicial de Friend (1978), torna-se incoerente. Portanto, os paleocanais presentes na área de estudo conduzem a uma reflexão sobre o uso do termo megaleque como representante de sistema deposicional do tipo distributário. Por definição, sistema deposicional corresponde a uma unidade geomorfológica cujo registro sedimentar dá-se por um conjunto de associações de fácies sedimentares geneticamente relacionadas, que refletem subambientes lateralmente coexistentes. O estudo de ambientes deposicionais no registro geológico é, portanto, essencialmente o reconhecimento de subunidades geomórficas onde os sedimentos foram depositados (REINECK; SINGH, 1986). No caso particular da área de estudo, não há evidência de que a forma em leque sugerida na paisagem atual tenha correspondência com uma unidade geomórfica, nem que esta tenha sido originada por processos físicos distintos dos comumente relacionados a sistemas tributários fluviais. A interpretação para a área de estudo é a de que os canais não faziam parte de sistemas distributários. A hipótese é a de que poucos canais tributários foram se deslocando no tempo ao longo de uma área plana. O resultado foi o desenvolvimento de sucessões sedimentares fluviais distintas lateralmente, mas que se tornaram sobrepostas temporalmente no registro sedimentar de forma a produzir morfologia triangular no plano de observação, embora nunca tenha se constituído em

uma unidade geomórfica de natureza triangular, como conceitualmente adotado por muitos autores em definições de megaleques (DeCELLES; CAVAZZA, 1999; GOHAIN; PARKASH, 1990; NICHOLS; FISHER, 2007; NORTH; WARWICK, 2007).

A interpretação realizada para o complexo sistema de paleocanais do rio Madeira no interflúvio Marmelos-Aripuanã concorda com observações do rio Kosi. Este rio, atualmente do tipo fluvial anastomosado (SLINGERLAND; SMITH, 2004), se constitui em um dos megaleques mais estudados até o momento, tendo sido construído por inúmeras avulsões no tempo, à medida que o canal principal se deslocou na direção oeste (BRIDGE, 2003; CHAKRABORTY et al., 2010; GOHAIN, PARKASH, 1990; MOOKERJEA, 1961; SINGH; SINGH, 1971; SINHA, 2009). Outros padrões de megaleques distributários tem sido re-interpretados como representativos de ambiente deposicional caracterizado por múltiplas avulsões de canais tributários, e não por bifurcações de canais lateralmente coexistentes, de forma a gerar drenagem distributária (e.g., BERNAL et al., 2010; NORTH; WARWICK, 2007).

Essa discussão não se trata apenas de uma questão semântica, sendo relevante para o reconhecimento de megaleques no registro geológico. Se o termo megaleque é aplicável no caso do rio Kosi, e também dos paleocanais da área de estudo, então este tipo de sistema deposicional deveria ser desvinculado de drenagem distributária, como originalmente definido por Friend (1978) e, subsequentemente, adotado na literatura por vários autores (p.e., NICHOLS; FISHER, 2007). Adicionalmente, a própria definição de sistema deposicional como representativo de unidade geomórfica formada por um conjunto de subambientes lateralmente coexistentes, deveria ser modificada. Isto porque a geometria em leque não teria correspondência direta com um ambiente específico na paisagem, resultante do desenvolvimento de drenagem distributária e, possivelmente, do desconfinamento do fluxo nas porções distais dos distributários, como proposto no modelo conceitual. Os depósitos desses megaleques não distributários seriam comparáveis a depósitos formados em sistemas fluviais tributários.

Para o caso das áreas de estudo, relembra-se que, além da ausência de evidência de fluxo distributário, o MDE revelou gradiente topográfico com mergulho geral dos depósitos para nordeste na área do rio Aripuanã, e terreno quase horizontal para a maior parte da área do rio Jiparaná. Estas características não estão em conformidade com sucessões sedimentares de morfologia convexa típica de megaleques, como atestado em muitos dos megaleques mais conhecidos na literatura, como no caso do Kosi (CHAKRABORTY, et al., 2010), do Okavango (GUMBRICHT et al., 2001), do Pastaza (BERNAL et al., 2010) e do Taquari (ASSINE, 2005). Uma possibilidade é a de que a morfologia em leque foi obliterada na paisagem após o abandono do sistema deposicional. Entretanto, a hipótese de que estes depósitos fluviais nunca tenham apresentado morfologia convexa, apesar de sua forma aproximadamente triangular (pelo menos no caso da área do Jiparaná) em vista plana, não deve ser totalmente descartada. O fato é que os depósitos dessas áreas na margem do rio Madeira mostram características morfológicas distintas de sistemas de megaleques quaternários que vem sendo recentemente descritos no norte da Amazônia, como no caso do megaleque do Viruá e do Demini (CREMON; ROSSETI, 2011; ZANI et al., 2011). Nesses casos, além de padrão distributário típico e da forma triangular dos depósitos bem melhor definida, gradientes topográficos sugeridos pelo MDE são compatíveis com geometria geral convexa.

7.4 Processo e causa do abandono de canais na área de estudo

Independentemente do sistema deposicional que melhor se aplique aos depósitos estudados na margem do rio Madeira, pode-se discutir possíveis processos e fatores que levaram ao abandono frequente de canais nessa área. A interpretação mais provável é que os paleocanais reflitam dois processos distintos: avulsões sucessivas no tempo e captura de drenagem. Avulsão consiste no abandono parcial ou total do curso principal do rio (SLINGERLAND; SMITH, 2004). Este processo pode ser motivado por rápida aluviação do canal devido à alta carga sedimentar ou agradação na planície de inundação (SLINGERLAND; SMITH, 2004), além de mudanças na descarga de fluxo, no gradiente do canal e na área da bacia de drenagem. Avulsões podem ser ativadas por

fatores intrínsecos ao ambiente deposicional, embora sejam frequentes também como reflexo de variações climáticas e, em especial, de fatores tectônicos (p.e., ASSINE, 2005; GUMBRICHT et al., 2001; HORTON; DeCELLES, 2001; JONES; SCHUM, 1999; LEIER, et al., 2005; NICHOLS; FISHER, 2007; SCHUMM et al., 1996; 2000; TÖRNQVIST, 1994; WEISSMANN et al., 2005; WILLIS, 1993). Por sua vez, a captura de drenagem ocorre comumente quando dois canais próximos possuem taxa de erosão remontante diferenciada, e o canal com maior erosão captura a descarga do canal adjacente (BISHOP, 1995; CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIU, 1998; SUMMERFIELD, 1991). A distinção na taxa de erosão estão associados ao aumento do gradiente de um canal, devido a processos tectônicos ou também pela erosão em rochas de diferente resistência. Feições típicas como cotovelos (ângulo reto que indica mudança na direção do canal) e vales secos ou abandonados que refletem o canal abandonado são frequentemente observados em áreas que sofreram captura de drenagem.

Variações climáticas tem sido sugeridas para a Amazônia durante o final do Quaternário (ABSY et al., 1991; BEHLING et al., 1999; CROFT, 2001; RANCY, 2000; ROSSETTI et al., 2004; SIFEDDINE et al., 2001; WEBB; RANCY, 1996). Estudos prévios sugeriram que a configuração moderna da drenagem amazônica tem herança relacionada a mudanças hidrológicas decorrentes de flutuações climáticas pretéritas (MERTES; DUNNE, 2007). De acordo com estes autores, mudanças progressivas de clima árido durante o Último Máximo Glacial para clima úmido após o Holoceno Médio, impactaram significativamente o sistema de drenagem, afetando principalmente sua carga sedimentar e descarga fluvial, o que poderia ter promovido avulsões. Portanto, existe a possibilidade das avulsões que resultaram nos paleocanais da área de estudo terem sido decorrentes de modificações no sistema fluvial devidas a variações climáticas. Por relacionar os paleocanais do rio Madeira com sistema de megaleque, LATRUBESSE (2002) argumentou condições áridas durante o Último Máximo Glacial, o que condicionou a substituição da floresta densa por savana, propiciando, assim, condições favoráveis à avulsão. Contudo, megaleques não são exclusivos de climas áridos, sendo documentados também em áreas úmidas e sub-úmidas. Este é o caso do

megaleque do rio Taquari no Pantanal matogrossense, que ocorre em área tropical úmida devido a causa tectônica (ASSINE, 2005).

Bezerra (2003) destaca que a morfogênese de grande parte da bacia amazônica não deve ser associada somente ao fator climático, mas sim, à interação deste com movimentação tectônica recente. Um volume crescente de publicações tem sugerido que várias áreas da Amazônia brasileira foram afetadas por reativações tectônicas durante o final do Quaternário (ver item 4.2), que atuou como fator controlador no desenvolvimento dos sistemas de drenagem (BEMERGUY et al., 1995; COSTA et al., 1996a; SOUZA FILHO et al., 1999; STERNBERG, 1950). Mertes e Dunne (2007) também asseguram que dentre os fatores como variações climáticas, mudança no nível do mar e efeitos tectônicos, este último é o mais relevante na modelagem do rio Amazonas e seus principais afluentes. Tanto em escala genérica como de detalhe, a tectônica em conjunto com a estrutura da bacia foi o elemento dominante e ainda controla o transporte de sedimentos, o desenvolvimento do canal e da planície de inundação. Em áreas de baixa topografia e com gradiente de fluxo baixo, ligeira inclinação do terreno devido a efeito tectônico, mesmo que modesto, tem efeitos significativos na rede de drenagem (SUMMERFIELD, 1991). Conforme Mertes e Dunne (2007), deformações crustais e erosão de materiais resistentes podem perturbar significativamente os pequenos gradientes de rios de escala continental, alterando inclusive suas direções de fluxo, bem como a sinuosidade do canal, morfologia de canal, capacidade no transporte de sedimentos, taxa de migração dos canais e a construção das planícies de inundação.

A alta concentração de paleocanais quaternários na área de estudo, em terrenos rebaixados em contato brusco com terrenos de cotas mais elevadas e constituídos por rochas pré-cambrianas a cretáceas, sugere desenvolvimento em depressão formada por subsidência tectônica na margem direita do rio Madeira. A presença de lineamentos morfoestruturais de direção NE entre estes dois terrenos permite inferir que a área rebaixada com paleocanais foi submetida à subsidência por falha NE-SW. Tal fato é condizente com a interpretação de Pimienta (1958) e Saadi (1993), os quais sugerem subsidência tectônica recente na área correspondente ao interflúvio Purus-Tapajós.

Movimentações ao longo de falhas NE-SW na região do interflúvio Marmelos-Aripuanã pode ter levado ao represamento de canais, gerando a série de paleorrias alinhadas em terrenos topograficamente elevados. Inflexões ortogonais (de noroeste para nordeste) dos rios, exatamente no contato brusco entre os terrenos com topografia contrastantes, constituem importantes anomalias de drenagem compatível com subsidência tectônica. Adicionalmente, o gradiente topográfico registrado no MDE para o terreno rebaixado do interflúvio Manicoré-Aripuanã sugere mergulho regional para NE. Esta interpretação é consistente com o deslocamento, tanto do rio Aripuanã de norte-noroeste para a sua posição nordeste atual, (Figura 7.3D) como com o desenvolvimento progressivo de avulsões para nordeste. Ademais, a ampla inflexão do rio Aripuanã, semelhante a um meandro, constitui uma forte anomalia de drenagem que corrobora com controle tectônico no desenvolvimento dos paleocanais presentes (ver Figuras 6.13A e 6.14A).

Inflexão ortogonal abrupta de nordeste para noroeste do atual baixo curso do rio Jiparaná (ver figura 6.10D) constituiu outra importante anomalia sugestiva de influência tectônica na área de estudo. A presença de afluente do rio Roosevelt em paleovale ligado ao rio Jiparaná sugere que este rio fluia para nordeste antes de ser capturado para sua posição atual a nordeste (ver figura 6.13A e 6.14C). Esta captura do rio Roosevelt foi também sugerida por Mauro et al. (1978), o qual observou desnível de aproximadamente 5 m entre o paleocanal e o nível de água atual deste rio. Além disso, semelhante à área do interflúvio Marmelos-Aripuanã, o contato brusco entre terrenos com topografias abruptamente contrastantes separados por lineamentos NNE-SSW ou NW-SE, sustentam que os paleocanais do rio Jiparaná foram formados em área submetida à subsidência tectônica. Movimentações associadas a falhas NNE-SSW e NW-SE teriam sido responsáveis pelas sucessivas capturas do baixo curso do rio Jiparaná de nordeste para noroeste e, também, pelas inúmeras avulsões presentes em seu baixo curso. Estudo realizado próximo dos rios Negro e Solimões também indicaram antigo sistema de drenagem abandonado em decorrência de captura fluvial associado à neotectônica (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007).

A avulsão de um longo trecho do rio Madeira, que resultou no paleocanal de grande dimensão detectado em sua margem esquerda, também pode ser mais facilmente explicado por influência tectônica. Este paleocanal foi formado quando o rio Madeira se deslocou para sua posição atual em área de topografia inferior. Neste caso, o processo de avulsão pode ser classificado como de natureza local (SLINGERLAND; SMITH, 2004), já que o vale atual conecta-se, à jusante, com o paleocanal. Inúmeras feições relacionadas com o rio Madeira atual sugerem controle tectônico de seu curso. Isto é revelado pela marcante assimetria de sua bacia, caracterizada por ampla área com tributários extensos em sua margem direita, que contrasta com os tributários escassos e curtos de sua margem esquerda. Bacias de drenagem com tal anomalia são relacionadas a áreas com controle tectônico, evidenciando basculamento de blocos por processos tectônicos (p.e., ALLEN et al., 1984; COX, 1994; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; HARE; GARDNER, 1985; KELLER; PINTER, 1996; SALAMUNI et al., 2004; SCHUMM et al., 2000). Neste caso em particular, subsidência a noroeste é sugerida pela drenagem bem desenvolvida da margem direita do rio Madeira. Adicionalmente, as margens retilíneas do vale do rio Madeira na área de estudo e o fato de haver mudança abrupta de seu curso formando ângulos retos, são condizentes com controle tectônico. A presença de amplas curvas de meandro limitados por segmentos retilíneos alinhados na direção NE-SW, também denotam que o desenvolvimento do rio Madeira tem influência tectônica. Demais evidências de controle tectônico podem ser exemplificadas por: 1. presença de vários canais retilíneos adjacentes ao rio Madeira; 2) destacamento do rio Ipixuna em relação ao rio Acará devido à rápida inflexão na direção noroeste, fluindo para uma área de maior altitude; e 3) predominância de padrão de drenagem subdendrítico e com variações a paralelo. Feições similares tem sido relacionadas a anomalias de drenagem devido a causas tectônicas em outras áreas (p.e., DOORNKAMP, 1986; OUCHI, 1985; SUMMERFIELD, 1991).

Portanto, é possível propor que a mudança no curso do rio Madeira através do tempo teve como principal elemento desencadeador a tectônica. Segmentos de outros rios amazônicos, como o Solimões, Negro e o próprio Amazonas, já foram relatados como confinados a depressões estreitas relacionadas a *grabens* (BEMERGUY, 1997;

FRANZINELLI; IGREJA, 2002; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002; SILVA, 2005). Deslocamento do terreno por subsidência tectônica pode ter sido o principal fator responsável pelo deslocamento local de um extenso segmento do rio Madeira. Esta interpretação é compatível com informações geológicas prévias consideradas em outros setores desse rio (SOUZA FILHO et al., 1999). De acordo com estes autores, o alto rio Madeira registra reativação de falhas NE-SW ao longo de zonas transcorrentes relacionadas ao Megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara, que teria causado subsidência da margem direita do rio Madeira. Como consequência deste processo, houve avulsão local de seu curso em sua margem esquerda, onde a drenagem foi reorganizada, com encurtamento de tributários relativamente à sua margem direita (Figura 7.5). Drenagens da bacia do rio Igapó-Açú tornaram-se orientadas para nordeste. As demais bacias assimétricas da área de estudo também podem estar condicionadas a sistema de blocos basculados.

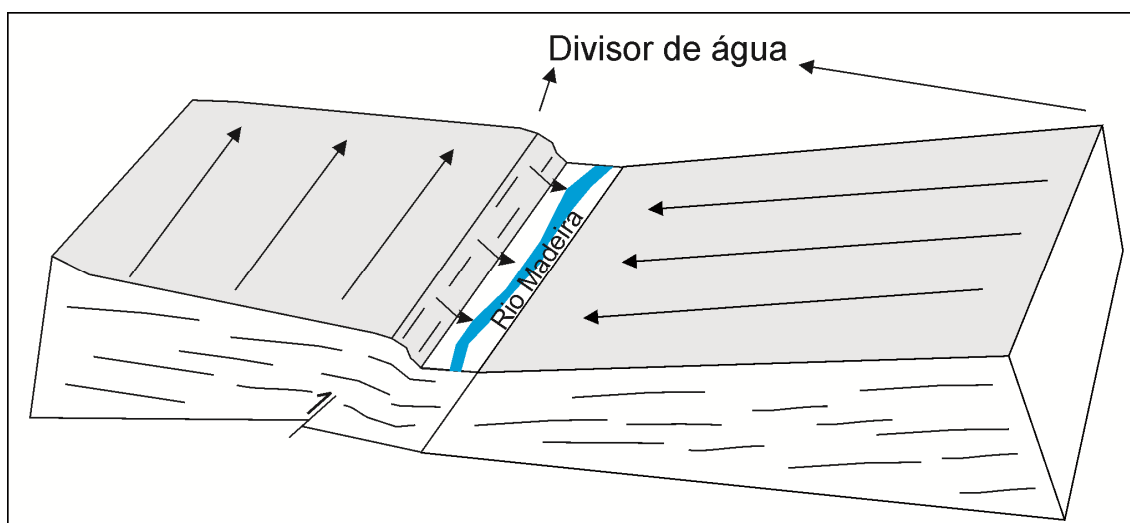


Figura 7.5 - Modelo esquemático representado a assimetria de drenagem de segmento do rio Madeira.

O basculamento de blocos decorrente de influência tectônica também pode explicar a presença não só do expressivo paleocanal localizado na bacia do rio Canumã, como também de inúmeras rias alinhadas, além de demais anomalias de drenagem associadas a esta bacia. De acordo com Costa et al. (1995), a reativação, neste local, do Lineamento Tupinambara (Figura 7.6), representado por falhas transcorrentes dextrais, gerou em

suas adjacências falhas normais e o desenvolvimento de bacia romboédrica ou *pull-apart* assimétrica. Com a subsidência de áreas adjacentes ao Lineamento Tupinambara em evento ocorrido possivelmente no Pleistoceno-Holoceno, houve o bloqueio da foz de alguns rios, onde se formaram rias (COSTA et al., 1995). Além disso, este lineamento promoveu o ajuste de drenagens, as quais possuem atualmente desembocaduras em lagos alinhados na direção SW-NE. Ou seja, com a reativação de falhas, os rios tiveram seu gradientes topográficos alterados, com conseqüente afogamento de suas desembocaduras. Aliado a isto, a sedimentação no canal principal intensificou o barramento dos tributários. Em determinados locais da área de estudo, o basculamento de blocos condicionou não só a formação de rias, como também o abandono de canais. No caso do rio Canumã, a reativação de estruturas relacionadas ao lineamento Tupinambara resultou no abandono de um amplo canal, que deslocou seu curso para sudeste e, nas proximidades da confluência com o rio Amazonas, para noroeste (Figura 7.6).

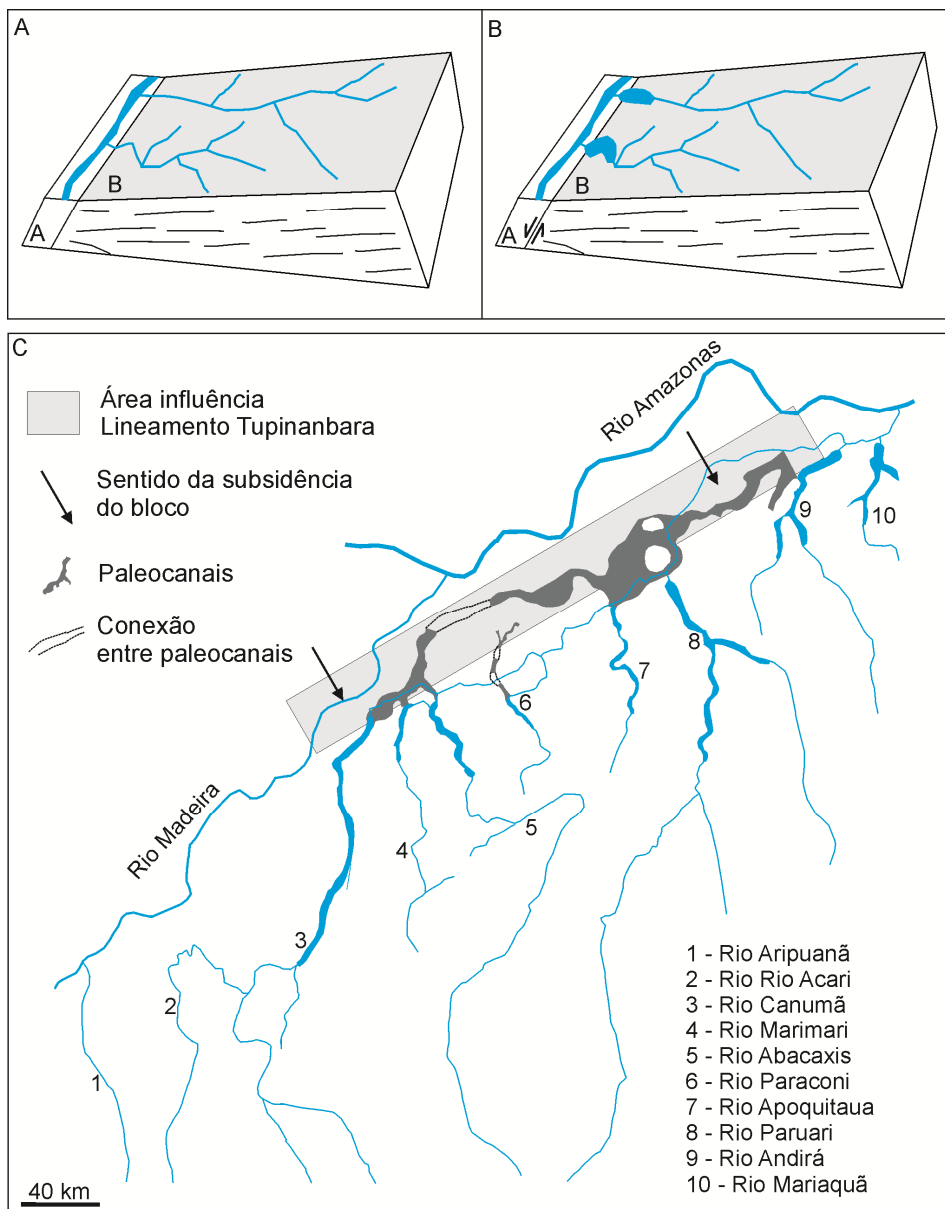


Figura 7.6 - Tributários próximo do baixo e médio cursos dos rios Madeira e Amazonas, respectivamente, que tiveram seus vales afogados. A reativação de falhas relacionadas ao Lineamento Tupinambara foi determinante no abandono da drenagem e formação de rias.

Rias se constituem em feições morfológicas comumente associadas a processos de subsidência ou soerguimentos (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; HOWARD, 1967). Esses lagos alinhados são comumente atribuídos a falhas transcorrentes (ALLEN et al., 1984; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991). Iriondo (1982) e Cunha (1991) também sugerem que à montante de altos estruturais ou em áreas de subsidência é

comum ocorrer abundância de lagos. No caso da área de estudo, a presença do Lineamento Tupinambara corrobora esta interpretação, embora estudos desenvolvidos por Sioli (1957) sugere que algumas rias amazônicas possuem origem ligada a variações do nível do mar. De outro lado, Tricart (1977) também propõe que a presença de algumas rias amazônicas está na verdade, relacionada à subsidência ao longo das falhas reativadas.

A configuração atual do rio Madeira (Figura 7.7) é compatível com o controle tectônico proposto neste documento. Isto é sugerido pela presença de rias, meandros abandonados, terraços de larguras variáveis e segmentos retilíneos, alguns com até 35 km de extensão. Além disto, influência tectônica é sugerida pela presença de demais morfologias, como os dois exemplos típicos de rias localizadas nas desembocaduras dos rios Acará e Capanã. Estas rias possuem a mesma orientação de segmentos retilíneos deste rio que, neste local, podem atingir até 20 km de extensão. Ademais, a ria do rio Capanã localiza-se exatamente no ponto de ruptura onde se encontra o paleocanal da margem esquerda do rio Madeira. Outro fator que chama atenção é que, embora o rio Madeira seja formado por segmentos predominantemente retilíneos a suavemente sinuosos, sua planície de inundação atual e terraços adjacentes contém vários meandros abandonados, o que atesta que este rio era predominantemente meandrante no passado. Juntamente com os outros elementos, esta mudança de morfologia em tempo recente sugere causa tectônica.

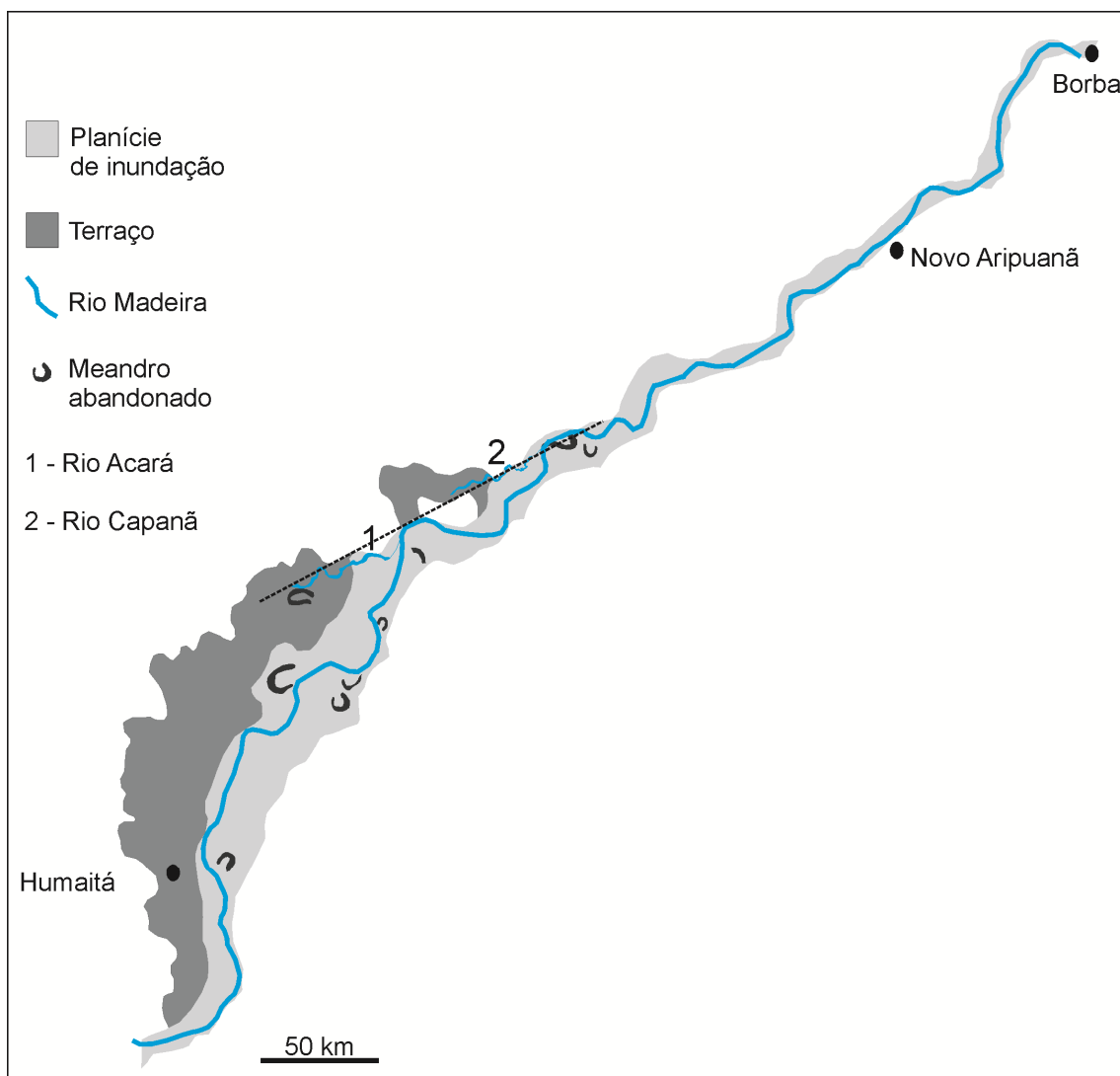


Figura 7.7 - Configuração atual do rio Madeira e de sua planície de inundação. Presença de segmentos retilíneos e meandros abandonados. A linha tracejada indica a orientação de rias dos rios Acará e Capanã, que podem ser projetadas em direção ao canal principal do rio Madeira.

O estabelecimento da cronologia dos eventos que afetaram a área de estudo depende da coleta de dados geológicos em campo, principalmente da datação dos depósitos sedimentares. Este tipo de estudo permanece por ser desenvolvido. Entretanto, estudos prévios tem mostrado que terraços Quaternários no sudoeste da Amazônia apresentam idades inferiores a 40.000 anos A.P. (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 1998; LATRUBESSE; KALICKI, 2002; ROSSETTI et al., 2005; VAN DER HAMMEM et al., 1992;). Estudos desenvolvidos em terraços próximos dos rios Negro e Solimões indicaram idades de aproximadamente 60 mil anos A.P. (SOARES, 2007). Para a área

de estudo, o único dado geocronológico obtido de sedimentos Quaternários revelou idade de 20.000 anos A.P. (LATRUBESSE, 2002). Isso sugere que o movimento tectônico responsável pelos processos de abandono de canais por avulsão e captura pode ter ocorrido, em grande parte, no Pleistoceno Tardio.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

1. O mapeamento detalhado de paleogeofomas fluviais preservadas nas margens do baixo rio Madeira só foi possível com a combinação de produtos de SR (i.e., MDE-SRTM, Landsat e JERS). De modo geral, a classificação de imagens Landsat teve sucesso somente na detecção de paleogeofomas cobertas por solo exposto e/ou vegetação aberta do tipo gramínea e arbustiva. Imagens JERS tiveram pouca contribuição adicional na identificação de paleogeofomas, embora este tipo de produto tenha sido o mais eficiente para ressaltar corpos d'água e áreas alagáveis, que auxiliaram na análise da drenagem atual e na identificação de paleogeofomas ainda parcialmente inundadas. O MDE-SRTM se revelou na melhor opção para a detecção de paleocanais na área de estudo, particularmente daquelas encobertas por floresta densa.
2. A análise de dados de SR revelou uma abundância de paleocanais na área de estudo, que foi relacionada, na margem esquerda do rio Madeira, a antigos cursos do rio principal, e em sua margem direita, a sistemas de tributários que ocuparam posições diversas ao longo de sua evolução. O deslocamento múltiplo de poucos tributários ao longo do tempo resultou em malhas complexas de paleocanais sobrepostos, que na paisagem atual podem ser confundidos com sistemas distributários. Portanto, contrariamente a interpretações prévias, os dados aqui gerados não foram suficientes para sustentar modelos do tipo megaleque, que foram previamente propostos como prevaletentes durante o Quaternário tardio na área de estudo.
3. A análise de paleocanais, integrada ao estudo detalhado das bacias de drenagem atuais, permitiu sugerir que a grande frequência de paleocanais na área de estudo deve-se a processos de avulsão e captura do próprio curso do rio Madeira, bem como de alguns dos afluentes principais em sua margem direita, decorrentes da reativação de estruturas tectônicas de origem. A comparação dos lineamentos morfoestruturais presentes em áreas de ocorrência de cobertura quaternária em áreas de embasamento sugere que o controle dos rios atuais deve-se à reativação principalmente de estruturas de direções E-W e NE-SWE.

4. A integração dos dados produzidos na área de estudo com informações geológicas desta e de outras áreas ao longo do rio Madeira, levou a relacionar o evento tectônico que produziu o deslocamento do canal principal do rio Madeira, bem como os paleocanais do rio Jiparaná e interflúvio Marmelos-Aripuanã, a subsidência decorrente de deformação ao longo do Megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara. Movimentações no Sistema Transcorrente Tupinambara podem ter produzido o abandono de um extenso paleocanal na Bacia do rio Canumã, bem como promovido a formação de rias alinhadas na direção principal NE-SW nas desembocaduras de todos os canais que fluem para este rio.
5. A história deposicional da área de estudo teve forte controle na distribuição florística, podendo explicar contrastes vegetacionais bruscos entre floresta densa e componentes herbáceos e arbustivos. Portanto, estudos visando a compreensão da distribuição de padrões florísticos atuais em áreas amazônicas podem ser beneficiar da integração com análises da reconstituição da história evolutiva dos sistemas deposicionais quaternários.
6. O mapeamento de paleocanais e os modelos de reconstituição do sistema fluvial do rio Madeira apresentados neste trabalho devem ser utilizados para o estabelecimento de estratégias de coleta de informação em campo que visem melhor entender a evolução dos sistemas de drenagem amazônicos. Considerando-se a grande extensão da área de estudo e a dificuldade de acesso, a base de dados aqui apresentada pode auxiliar na definição de pontos específicos de coleta de informações, otimizando os trabalhos de campo, tanto em termos de custos quanto em tempo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABSY, M. L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFFEDINE, A.; SILVA, M. F. F., SOUBIÈS, F.; SUGUIU, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernière années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Compte Rendus de l'Academie des Science**, v. 312, p. 673-678, 1991.
- ALLEN, C. R.; GILLESPIE, A. R.; YOLAN, H.; SIEH, K. E.; BUCHUN, Z.; CHENGNAN, Z. Red river and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates and seismic hazard. **Geological Society of American Bulletin**, v. 95, p. 686-700, 1984.
- 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, 1974. 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.
- ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, p. 357-371, 2005.
- ASSUMPÇÃO, M.; ORTEGA, R.; BERROCAL, J. O sismo de Codajás – AM, de 05.08.1983. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 2, p. 39-44, 1985.
- ASSUMPÇÃO, M.; SUÀREZ, G. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. **Geophysical Journal**, v. 92, p. 253-267, 1988.
- BARATA, C. F.; CAPUTO, M. V. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões: o "Estado da Arte". In: PDPETRO, 4., 2007, Campinas. **Anais...Campinas**, 2007. p. 1.1.0147-1 a 1.1.0147-10.
- BEHLING, H.; BERRIO, J. C.; HOOGHMSTRA, H. Late Quaternary pollen records from the middle Caquetá river basin in central Colombian Amazon. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 145, p. 193-213, 1999.
- BEMERGUY, R. L. **Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do rio Paracauari, Soure, Ilha do Marajó, Estado do Pará**. 1981. 95 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém:UFPA, 1981.

BEMERGUY R. L. **Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas**. 1997. 200 p. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 1997.

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, 1991a.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. Tectônica e paleogeografia da calha do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Anais...** Gramado, 1995. p. 419-420.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. ; BORGES, M. S. ; SOARES JUNIOR, A.V. Structural geomorphology of the Amazon Brazil. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 2002, v. 3, p. 247-257.

BERNAL, B.; CHRISTOPHOUL, F.; DARROZES, J.; SOULA, J. C.; BABY, P.; BURGOS, J. Late glacial and Holocene avulsions of the rio Pastaza megafan (Ecuador–Peru): frequency and controlling factors. **International Journal of Earth Sciences**, 2010.

BERROCAL, J.; ASSUMPCÃO, M. S.; ANTEZANA, R.; DIAS-NETO, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J. A. V. **Sismicidade do Brasil**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, 1984. 320 p.

BERTANI, T. C. **Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia Brasileira**. 2011. 104 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos:INPE, 2011.

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

BISHOP, P. Drainage reaarangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, p. 449-473, 1995.

BLUMBERG, D. G.; NETA, T.; MARGALIT, N.; LAZAR, M.; FREILIKHER, V. Mapping exposed and buried drainage systems using remote sensing in the Negev Desert, Israel. **Geomorphology**, v. 61, p. 239-250, 2004.

BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L.; HASUI, Y. Evolução neotectônica da região nordeste do estado do

Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995a, Gramado. **Anais...**Gramado, 1995a, p. 421-422.

BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; PARANHOS JUNIOR, C. A.; HASUI, Y. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Anais...**Gramado, 1995b, p. 423-424.

BOURGINE, B.; BAGHDADI, N. Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone. **Comptes Rendus Geoscience**, n. 337, p. 1225–1234, 2005.

BRAUM, E. H. G. Cone alluvial do Taquari, unidade geomorfológica marcante na planície quaternária do Patanal. **Revista Brasileira de Geografia**, ano 39, n. 4, p. 164-180, 1977.

BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record**. Oxford-UK: Blackwell Science, 2003. 491p.

BRIDGE, J. S.; KARSSENBERG, D. Simulation of flow and sedimentary processes, including channel bifurcation and avulsion on alluvial fans. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF FLUVIAL SEDIMENTOLOGY, 8., 2005, Delft. **Proceedings...**Tu Delft, 2005, 70p.

CAMPOS, J. N. P.; TEIXEIRA, L. B. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...**Belém: SBG, 1988, p. 2161-2172.

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

CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, T. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, p. 205-209, 2002.

CASTRO, J.C.; EIRAS, J.F.; CAPUTO, M.V. 1988. Paleozóico do rio Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...**Belém, SBG, 1988, p. 2267-2277

CHAKRABORTY, T.; KAR, R.; GHOSH, P.; BASU, S. Kosi megafan: historical record, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. **Quaternary International**, v. 227, p. 143-160, 2010.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313p.

- COELHO, F. J. F.; FERREIRA, H. C.; BARROS-SILVA, S.; RIBEIRO, A. G.; TEREZO, E. F. M. Vegetação. In: BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SA.21 Santarém. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 311-414, 1976.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. **Journal of South American Earth Science**, v. 14, p. 335-347, 2001.
- COSTA, J. B. S.; COSTA, J. A. V. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Anais...Belém**, 1996, p. 284-286.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. O Fanerozóico da Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. **Anais...Pirenópolis**, 1997, p. 42-44.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L. Arcabouço tectônico Mesozóico-Cenozóico da região da calha do rio Amazonas. **Geociências**, v. 14, p.77-103, 1995.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A.; COSTA JUNIOR, P. S. C. Arcabouço tectônico Mesozóico-Cenozóico da região da calha do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Anais...Belém**, 1994, p. 47-49.
- 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, 1996a.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; ROZAL, E. O.; ESPÍRITO SANTO, C. V. O quadro neotectônico do interflúvio Xingu-Araguaia, sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996b, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões...Belém**, 1996b, p. 294-296.
- COX, R. T. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, p. 571-581, 1994
- CREMON, É. H. ; ROSSETTI, D.D. Sensores remotos aplicados na caracterização morfológica de um megaleque no interflúvio dos rios Negro e Branco, norte da Amazônia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...São José dos Campos:INPE**, 2011, p. 3491-3498.

CROFT, D. A. Cenozoic environmental change in South America as indicated by mammalian body size distributions (cenograms). **Diversity and Distributions**, v. 7, p. 271–287, 2001.

CUNHA, F. M. B. Aspectos morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...Belém**, 1982, p. 75-83.

CUNHA, F. M. B. Controle tectônico-estrutural na hidrografia na região do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. **Anais...Belém**, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, p. 2267-2277.

CUNHA, F. M. B. Morfologia e neotectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...Belém**, SBG/NO, 1991, p. 193-210.

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

DABBAGH, A. E.; AL HINAI, K. G.; KHAN, M. A. Detection of sand-covered geologic features in the Arabian Peninsula using SIR-C/X-SAR data. **Remote Sensing of Environment**, v. 59, p. 375-382, 1997.

DeCELLES, P. G.; CAVAZZA, W. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. **Geological Society of American Bulletin**, v. 111, p. 1315–1334, 1999.

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

DOI, S.; GUIMARÃES, J. G.; SILLMAN, M. S.; BARROS-SILVA, S. Vegetação. In: BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SB.20 Purus. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 367-486, 1978.

DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 83-89, 1994a.

EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 17-45. 1994b.

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.

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.

FRIEND, P. F. Distinctive features of some ancient river systems. In: MIALL, A. D. (Ed.). **Fluvial sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 1978, p. 531-541.

GHONEIM, E.; EL-BAZ, F. The application of radar topographic data to mapping of a mega-paleodrainage in the Eastern Sahara. **Journal of Arid Environments**, v. 69, p. 658-675, 2007

GHONEIM, E.; ROBINSON, C.; EL-BAZ, F. Radar topography data reveal drainage relics in the eastern Sahara. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, p. 1759-1772, 2007.

GIBLING, M. R. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, p. 731-770, 2006

GOHAIN, K.; PARKASH, B. Morphology of the Kosi megagan. In: RACHOCKI, A. H.; CHURCH, M. (Ed.). **Alluvial fans**. London: Wiley, 1990, p. 151-178.

GUMBRICHT, T.; McCARTHY, T. S.; BAUER, P. The micro-topography of the wetlands of the Okavango Delta, Botswana. **Earth Surface Processes and Landforms**, v-30, 27-39, 2005.

GUMBRICHT, T.; McCARTHY, T. T.; MERRY, C. The topography of the Okavango Delta, Botswana, and its sedimentological and tectonic implications. **South African Journal of Geology**, v. 104, p. 243-264, 2001.

HARE, P. W.; GARDNER, T. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (Ed.). **Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium**. Boston: Allen & Unwin, 1985.

HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. **Manual of remote sensing: principles and applications of imaging radar**. 3 ed. USA: John Wiley & Sons, 1998. 896 p.

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

HOFTON, M.; DUBAYAH, R.; BLAIR, J. B.; RABINE, D. Validation of SRTM elevations over vegetated and non-vegetated terrain using medium footprint Lidar. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 72, p. 279–285, 2006.

HOLMES, A. **Principles of Physical Geology**. 2 ed. London: Thomas Nelson, 1965.

HOORN, C. Marine incursion and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynological study. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 105, p. 267-309, 1993.

HOORN, C. **Miocene Palynostratigraphy and Paleoenvironments of Northwestern Amazonia**. 1994. 156 p. Tese (Doutorado) – University of Amsterdam, Amsterdam, 1994.

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.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrographical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

HORTON, B. K.; DeCELLES, P. G. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. **Basin Research**, v. 13, p. 43-61, 2001.

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

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa de Vegetação do Brasil**. 3 ed. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão: IBGE (Diretoria de Geociências), 2004.

IGREJA, H.; CATIQUE, J. Análise neotectônica do lineamento de Itacoatiara centro-leste do estados do Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. **Anais...Pirenópolis**, 1997. p. 131-133.

IRIONDO, M. H. Geomorfologia da planície amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4., 1982, Rio de Janeiro. **Anais...Rio de Janeiro**, 1982. p. 323-348.

IRIONDO, M.; SUGUIU, K. Neotectonics of the Amazon plain. **INQUA Neotectonic Bulletin**, v. 4, p. 72-78, 1981.

JONES, L. S.; SCHUMM, S. A. Causes of avulsion: an overview. In: SMITH, N. D.; ROGERS, J. (Ed.). **Fluvial Sedimentology**. VI International Association of Sedimentologists Special Publication. 28, Oxford: Blackwell Science, 1999, p. 171-178.

KEHEW, A. E. **Geology for engineers and environmental scientists**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1995, 574 p.

KELLER, E.; PINTER, N. **Active tectonics: earth-quake, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.

KELLY, S. B.; OLSEN, H. Terminal fans: a review with reference to Devonian examples. **Sedimentary Geology**, n. 85, p. 339-374, 1993.

KNIGHTON, A. D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. New York: John Wiley & Sons, 1998. 383p.

KRONBERG, B.; BENCHIMOL, R.; BIRD, M. **Evidence for sw Amazonia Lake System drying up - 50000 yr B.P.** Publicação Especial, n. 2, PICG-218, UNESCO, Medelim: UNESCO, 1990. 11 p.

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

LANCASTER, N.; SCHABER, G. G.; TELLER, J. T. Orbital Radar studies of paleodrainages in the Central Namib Desert. **Remote Sensing of Environment**, v. 71, p. 216-225, 2000.

LATRUBESSE, E. M. Evidence of Quaternary palaeohydrological changes in middle Amazônia: The Aripuanã-Roosevelt and Jiparaná "fans". **Zeitschrift für Geomorphologie NF**, v. 129, p. 61-72, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; AQUINO, S.; STEVAUX, J. C. **The Madeira Basin**. In: GLOCOPH AND IGCP 449 FIELD CONFERENCE, AMAZON 2003 – GLOCOPH "PALEOHYDROLOGY OF LARGE RIVERS" WORKING GROUP, p. 23-35, 2003.

LATRUBESSE, E. M.; BOCQUENTIN, J.; SANTOS, C. R.; RAMONELL, C. G. Paleoenvironmental model for the late cenozoic of southwestern Amazonia: Paleontology and geology. **Acta Amazonica**, v. 27, p. 103-118, 1997.

LATRUBESSE, E. M.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S. A. F.; RIGSBY, C. A.; ABSY, M. L.; JAARMILLO, 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. Late Quaternary alluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: paleohydrological implications. In: BENITO, G.; BAKER, V. R.; GREGORY, K. J. (Ed.). **Palaeohydrology and Environmental Changes**. United Kingdom: John Wiley & Sons, 1998, p. 259-271.
- LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 241-257, 2002.
- 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, p. 372-397, 2005.
- LATRUBESSE, E. M.; KALICKI, T. Late Quaternary palaeohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazônia, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie N. F.**, v. 129, p. 41-59, 2002.
- LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 67-72, 2000.
- LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A.; RAMONELL, C.; SOUZA FILHO, J. P. A. Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul ocidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém, SBG/Núcleo Norte, 1994. p. 204-205.
- 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, p. 61-80, 2007.
- LEGLEITER, C. J.; ROBERTS, D. A. Effects of channel morphology and sensor spatial resolution on image-derived depth estimates. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p. 231-247, 2005.
- LEIER, A. L.; DeCELLES, P. G.; PELLETIER, J. D. Mountains, monsoons and megafans. **Geology**, v. 33, p. 289-292, 2005.
- LEPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns: braided, meandering, and straight. **United States Geological Survey Professional Paper**, 282-B, 1957.
- LIMA, M. I. C. Lineamentos estruturais na seqüência Cenozóica Solimões e suas relações com o cráton amazônico e bacia do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. p. 2396-2402.

- LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. Belém: 2002. 1 Cd-Rom.
- LUEDER, D. R. **Aerial photographic interpretation: principles and applications**. New York: McGraw-Hill, 1959. 462 p.
- 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. 137 p.
- MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudeste da Ilha do Marajó**. 2008, 143 p. Dissertação (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 in northeastern Amazonia. **Computers & Geosciences**, v. 35, p. 2331-2337, 2009.
- MAURO, C. A.; NUNES, B. T. A.; FRANCO, M. S. M. Geomorfologia. In. BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SB.20 Purus. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 129-216, 1978.
- McCAULEY, J. F.; SCHABER, G. G., BREED, C. S.; GROLIER, M. J.; HAYNES, C. V.; ISSAWI, B.; ELACHI, C.; BLOM, R. Subsurface valleys and geoarchaeology of Egypt and Sudan revealed by Radar. **Science**, v. 218, p. 1004-1020, 1982.
- McCAULEY, J. F.; BREED, C.S.; SCHABER, G.G.; MCHUGH, W.P.; ISSAWI, B.; HAYNES, C. V.; GROLIER, M.J.; KILANI, A. E. Paleodrainages of the Eastern Sahara – The Radar rivers revisited (SIR-A/B) implications for a Mid-Tertiary Trans-African drainage system). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-24, p. 624-648, 1986.
- MERTES, L. A. K. Remote sensing of riverine landscapes. **Freshwater Biology**, v. 47, p. 799-816, 2002.
- MERTES, L. A. K.; DUNNE, T. Effects of tectonism, climate change and sea level change on the form and behaviour of the modern Amazon River and its floodplain. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large Rivers: Geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley & Sons, 2007, p. 115-144.
- MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, p. 1-62, 1977.

- MIALL AD. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: MIALl AD (Ed.); **Sedimentation and tectonics in alluvial basins**. Geological Association of Canada - Special Paper, v. 23, p. 1-33, 1981.
- MOHAMMED-ASLAN, M. A.; BALASUBRAMANIAN, A. History of river channel modifications - a review. **Journal of Ecology and the Natural Environment**, v. 2, p. 207-212, 2010.
- MOOKERJEA, D. The Kosi-a challenge in river control. **Journal of the Institution of Engineers (India)**, v. 42, p. 117-142, 1961.
- MORISAWA, M. **Rivers: forms and process**. New York: Longman, 1985. 222 p.
- NICHOLS, G. L.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentology Geology**, v. 195, p. 75-90, 2007.
- NORTH, C. P.; WARNICK, G. L. Fluvial fans: myths, misconceptions and the end of the terminal fan model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 77, p. 693-701, 2007.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of American Bulletin**, v. 96, p. 504-515, 1985.
- PEDREIRA DA SILVA, A. J.; LOPES, R. C.; VANCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- PIMIENIA, J. Modifications climatiques et subsidence récent affectant le glacier sud du Bassin de l' Amazone. **CR. Academie Science**, v. 246, p. 2268-2271, 1958 .
- PORSANI, M. J. Paleocanais, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. 1981. 108 p. Tese (Doutoramento). Universidade Federal do Pará, Belém, 1981
- QUADROS, M. L. E. S.; SILVA FILHO, E. P.; REIS, M. R.; SCANDOLARA, J. E. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Anais...**Belém: SBG/Núcleo Norte, 1996, p. 242-245.
- RAMASAMY, S. M. Remote sensing of river migration in Tamil Nadu. In: RAMASAMY, S. M. (Ed.). **Remote sensing in Geomorphology**. New Delhi: New India Publishing Agency, 2005, p. 25-28.
- RAMASAMY, S. M.; BAKLIWAL, P. C.; VERMA, R. P. Remote sensing and river migration in Western India. **International Journal of Remote Sensing**, v.12, p. 2597-2609, 1991.

RAMASAMY, S. M.; PANCHANATHAN, S.; PALANIVELU, R. Pleistocene earth movements in peninsular India - evidences from Landsat MSS and Thematic Mapper Data. In: RAMASAMY, S. M. (Ed.). **Remote sensing in Geomorphology**. New Delhi: New India Publishing Agency, 2005a, p. 1-11.

RAMASAMY, S. M., VENKATASUBRAMANIAN, V., RIAZ ABDULLAY, S., BALAJI, S. The phenomenon of river migration in northern Tamil Nadu - evidence from satellite data, archaeology and Tamil literature. In: RAMASAMY, S. M. (Ed.). **Remote sensing in Geomorphology**. New Delhi: New India Publishing Agency, 2005b, p. 133-156.

RANCY, A. **Paleoecologia da Amazônia: Megafauna do Pleistoceno**. Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2000. 101 p.

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.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. 2 ed. Berlin: Springer-Verlag, 1986. 551 p.

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.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; MIRANDA, M. C. C. Evidence for tectonic reactivations in the Marajó Island (northern Brazil) during the Quaternary: integrating remote sensing and sedimentological data. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007b, Florianópolis. **Anais...**São José dos Campos: INPE, 2007b. p. 2119-2123.

ROSSETTI, D. F.; NETTO, R. G. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 27, p. 513-528, 2006.

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.; TOLEDO, P. M.; SANTOS, H. M. M.; SANTOS, J. R.; ARAÚJO, A. E. Reconstructing habitats in central Amazonia using megafauna, Sedimentology, radiocarbon and isotope analysis. **Quaternary Research**, v. 61, p. 289-300, 2004.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Applying SRTM topographic data to characterize a Quaternary paleovalley in northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007a, Florianópolis. **Anais...**São José dos Campos: INPE, 2007a. p. 2125-2132.

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, 2007b.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; THALÊS, M. Remote sensing applied to decipher the origin of the Marajó Island, northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007a, Florianópolis. **Anais...**São José dos Campos: INPE, 2007a. p. 2133-2140.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A.; MACHETTE, M. N.; HALLER, K. M.; DART, R. L.; BRADLEY, L.; SOUZA, A. M. P. D. **Map and database of Quaternary faults and lineaments in Brazil**. US Geological Survey Open-File Report 02-230, 2002, p. 1–58

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIU, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Editora Holos, 2005, p. 211-362.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; BORGES, M. S.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 901-910, 2004.

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

SCHABER, G.G.; McCAULEY, J.F.; BREED, C.S. The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt. **Remote Sensing of Environment**, v. 59, p. 337-363, 1997.

SCHUMM, S. A. Fluvial geomorphology in river mechanics. In: SCHUMM, S. A. (Ed.). **River morphology**. Pennsylvania: Hutchinson & Ross, Inc. 1972, p.365-395

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. USA: John Wiley & Sons, 1977. 338 p.

SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, v. 31, p. 19-29, 1981.

SCHUMM, S.A. Patterns of alluvial rivers. **Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences**, v. 13, p. 5-27, 1985.

- SCHUMM, S. A.; KAHN, H. Experimental study of channel patterns. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 83, p. 1755–1770, 1972.
- SCHUMM, S. A.; ERSKINE, W. D.; TILLEARD, J. W. Morphology, hydrology, and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 108, p. 1212–1224, 1996.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers**. Melbourne: Cambridge University Press, 2000. 276 p.
- SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SOUBIÈS, F.; CORDEIRO, R. C.; SUGUIU, K. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 168, p. 221-235, 2001.
- SILVA, A. **Padrões de canal do rio Paraguai na região de Cáceres - MT**. 2006. 80 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual de Maringá - UEM, Departamento de Geografia, Maringá: UEM, 2006.
- 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.
- SINGH, R. L.; SINGH, K. N. Middle Ganga plain. In: SINGH, R. L. (Ed.). **India: a regional geography**. Varanasi: National Geographic Society of Índia, 1971.
- SINHA, R. The Great avulsion of Kosi on 18 August 2008. **Current Science**, v. 97, p. 429-433, 2009.
- SINHA, R.; FRIEND, P. F. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, Northern Bihar, India. **Sedimentology**, v. 41, p. 825-845, 1994.
- SINHA, A. K.; RAGHAV, K. S.; SHARMA, A. Paleochannels and their recharge as drought proofing measure: study and experiences from Rajasthan, Western India. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON DROUGHT MITIGATION AND PREVENTION OF LAND DESERTIFICATION, 2002, Bled. **Proceedings...Bled**, 2002.
- SIOLI, H. Valores de pH de águas Amazônicas. **Boletim do museu paraense Emilio Goeldi**. v. 1, p. 1-35, 1957.
- SLINGERLAND, R.; SMITH, N. D. River avulsions and their deposits **Annual Review Earth Planetary Science**, v. 32, p. 257–285, 2004.
- 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 (Doutoramento).

Universidade de 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.

STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quaternary International**, v. 14 p. 55-66, 2004.

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

STERNBERG, H. O. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 25, p. 443-453, 1953.

SUGUIU, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: BERTRAND, 1998. 1222 p.

SUGUIU, K.; BIGARELLA, J.J. **Ambientes fluviais**. 2 ed. Florianópolis: Editora UFSC, 1990. 183 p.

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

TATUMI, S. H.; YEE, M.; CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D. Datação luminescente de paleodunas, localizadas na Bacia do rio Negro, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...João Pessoa**, 2002, p. 370.

THORNDYCRAFT, V.R.; BENITO, G.; GREGORY, K.J. Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. **Geomorphology**, v.98, p. 2-12, 2008.

TÖRNQVIST, T. E. Middle and late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine-Meuse delta, Netherlands). **Geology**, v. 22, p. 711-714, 1994.

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

VAN der HAMMEN, T.; DUIVENVOORDEN, J. F.; LIPS, J.M.; UREGO, L.E.; ESPEJO, N. The Late Quaternary of middle Caquetá River area (Colombian Amazônia). **Journal of Quaternary Science**, v. 7, p. 45-55, 1992.

- VENEZIANI, P.; ANJOS, C. E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 1982. (INPE-2227-MD/014).
- 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. **Boletim de resumos...**São Carlos, 1998, p. 165.
- VITAL, H.; STATTEGGER, K.; POSEWANG, J.; THEILEN, F. Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics. **Marine Geology**, v. 152, p. 277-294, 1998.
- WEBB, S. D. Biological implications of the Middle Miocene Amazon seaway. **Science**, v. 269, p. 361-362, 1995.
- WEBB, S. D.; RANCY, A. Late Cenozoic evolution of the Neotropical mammal fauna. In: JACKSON, J.; BUDD, N.; COATES, A. (Ed.). **Evolution and environments in tropical America**. Chicago: University of Chicago Press, 1996, p. 359-405.
- WEISSMANN, G. S.; BENNETT, G. L.; LANSDALE, A. L. Factors controlling sequence development on Quaternary fluvial fans, San Joaquin Basin, California, U.S.A. In: HARVEY, A.; MATHER, A.; STOKES, M. (Ed.). **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. London: Geological Society (Special Publication), 2005, p. 169–186.
- 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.
- WEYDAHL, D. J.; SAGSTUEN, J.; DICK, O. B.; RONNING, H. SRTM-DEM accuracy assessment over vegetated areas in Norway. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, p. 3513-3527, 2007.
- WILKINSON, M. J.; MARSHALL, L. G.; LUNDBERG, J. G.; KRESLAVSKY, M. H. Megafan environments in northern South America and their impact on Amazon Neogene aquatic ecosystems In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. P. (Ed.). **Amazonia: landscape and species evolution**. Malásia: Blackwell Publishing, 2010, pp.162-184.
- WILLIS, B. Evolution of Miocene fluvial system in Himalayan foredeep through a two kilometer-thick succession in northern Pakistan. **Sedimentary Geology**, v. 88, p. 77–121, 1993.

YOUSSEF, A. M. Mapping the mega paleodrainage basin using shuttle radar topography mission in Eastern Sahara and its impact on the new development projects in Southern Egypt. **Geo-Spatial Information Science**, v. 12, 182-190, 2009.

ZANI, H.; ASSINE, M. L. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, p. 34-43, 2011.

ZANI, H. ; ROSSETTI, D. F.; ANDRADES FILHO, C. O. Análise multitemporal de imagens Landsat aplicada à extração de canais no megaleque Viruá, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...**São José dos Campos: INPE, 2011. p. 3522-3529.