



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 627

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE PLANÍCIES
INUNDÁVEIS NA COSTA DO AMAPÁ: UMA ANÁLISE A
PARTIR DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO**

Dissertação realizada por:

LEONARDO NOGUEIRA DOS REIS

Orientador: Prof. Dr. Laurent Polidori (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2023**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**
|Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

R375c Reis, Leonardo Nogueira dos.
Caracterização morfológica de planícies inundáveis na costa do
Amapá: uma análise a partir de modelos digitais de elevação /
Leonardo Nogueira dos Reis. — 2023.
xviii, 86 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Laurent Polidori
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2023.

1. Modelos digitais de elevação. 2. Modelos digitais de
terreno. 3. Planície de inundação. 4. Planície aluvial. 5. Rio
Amazonas. I. Título.

CDD 558.11



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE PLANÍCIES
INUNDÁVEIS NA COSTA DO AMAPÁ: UMA ANÁLISE A
PARTIR DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

LEONARDO NOGUEIRA DOS REIS

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, Linha de Pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA.**

Data de Aprovação: 23 / 02 / 2023

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Laurent Polidori
(Orientador – UFPA)

Documento assinado digitalmente

gov.br

ARNALDO DE QUEIROZ DA SILVA

Data: 17/05/2023 11:34:13-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Arnaldo de Queiroz da Silva
(Membro – UFPA)

Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho
(Membro – UFPA)

Dedico este trabalho a Raimundo de
Souza Nogueira (*in memoriam*),
Avô e pai (Avôhai).

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à minha família, em especial aos meus pais, Marcos Reis e Regina Reis, por todo o exemplo e suporte ao longo da minha vida, sobretudo durante os últimos anos, quando mais precisei.

À minha namorada, Eliziane Pinto, por todo o amor, companheirismo e troca ao longo desses anos juntos.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Laurent Polidori, agradeço pelas conversas, pela paciência e por toda contribuição ao longo desta parceria e de minha formação enquanto pesquisador.

Aos amigos da graduação em Geologia que também me acompanharam ao longo do mestrado, Wesley, Daniel e Plácido, por todo suporte e momentos de descontração. Seguimos por mais.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, em nome de seu diretor, Prof. Dr. Cláudio Lamarão, e também dos demais técnicos e funcionários que compõem o núcleo do programa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento deste trabalho a partir da concessão de bolsa de pesquisa. Código 001.

À Secretaria de Estado de Meio Ambiente do Amapá (SEMA-AP) pela disponibilidade no envio de dados locais, ao Governo do Estado do Amapá e ao Exército Brasileiro, autores do Projeto Base Cartográfica Digital Continua do Amapá, principal objeto de estudo deste trabalho.

À Valdenira Santos, Claudia Funi e Kerly Jardim, pesquisadoras do Amapá que contribuíram ao longo desses dois anos na aquisição de dados locais e com seus conhecimentos de especialistas na planície costeira do Amapá. Em tempos de restrição de trabalhos de campo, esse suporte foi fundamental.

Não poderia deixar de agradecer à instituição Universidade Federal do Pará, minha segunda casa, por ter contribuído na minha formação como profissional e cidadão ao longo de quase oito anos de aprendizados. Apesar de todos os obstáculos, e por todos eles, valeu muito a pena.

Tenho o caminho do que sempre quis
E um Saveiro pronto pra partir
Invento o cais
E sei a vez de me lançar
Clube da Esquina, Cais – 1972.

RESUMO

Modelos Digitais de Elevação (MDE) consistem na representação digital de valores de elevação em diferentes pontos de uma área geográfica específica. O uso de um MDE requer uma definição explícita da superfície física a ser modelada, pois o termo é genérico e representa qualquer superfície, seja um modelo digital de superfície (MDS), que descreve o dossel florestal e outros objetos artificiais ou naturais acima do solo, ou um modelo digital de terreno (MDT), que representa valores altimétricos a nível do solo. Os principais produtos disponíveis globalmente e gratuitamente, como o SRTM, são MDS, enquanto que muitos estudos geocientíficos necessitam do reconhecimento da superfície do solo, o que só é possível a partir de um MDT. Em planícies, esse problema é acentuado, visto que a altura da vegetação, a cobertura do dossel e os erros da técnica de medição de elevação podem ser maiores que a amplitude altimétrica real da superfície topográfica, criando falsos relevos e comprometendo uma correta interpretação geomorfológica. Por ser uma área com ampla cobertura vegetal, sazonalmente inundada, de difícil acesso e extensos períodos de precipitação e nebulosidade, a Zona Costeira Amazônica é desafiadora para estudos de campo e mesmo para análises de sensoriamento remoto. Nesse contexto, este estudo teve como objetivo avaliar e comparar o desempenho de oito MDE, sendo um MDT obtido de radar de banda P aerotransportado e sete MDS (AW3D30, ASTER GDEM, Copernicus DEM, NASADEM, SRTM, Topodata e um MDS obtido de radar de banda X aerotransportado radar) na caracterização morfológica de uma planície de inundação na costa amazônica. Foi selecionada como área teste uma planície de inundação nos arredores do município de Mazagão, na porção sul da costa do Amapá, Brasil. Todos os MDE foram reamostrados para o mesmo tamanho de malha de 30 m e comparados por controle visual e análise estatística com base na elevação e na declividade. O comportamento da extração automatizada da rede hidrográfica também foi analisado. A comparação demonstrou que o MDT obtido a partir de imagens de radar da banda P foi o mais consistente em relação às formas do terreno, pois é menos sensível à vegetação. Verificou-se também que mesmo o MDT não foi capaz de detectar linhas de drenagem ou feições correspondentes a variações de elevação centimétricas. Em vez de exigir técnicas mais refinadas ou melhores resoluções espaciais, o que pode resultar em custos operacionais inacessíveis, sugerimos que o uso de dados 2D externos, como imagens de satélite ou bancos de dados existentes, possa fornecer um mapeamento 3D implícito para modelagem de bacias hidrográficas em áreas onde as elevações não tenham a precisão necessária. A abordagem também foi aplicada na detecção e caracterização de paleodrenagens em regiões de planície. Essas feições são tipicamente marcadas pela presença de vegetação nos diques marginais e/ou

no centro dos paleocanais e registram a evolução dos cursos de rios ao longo do Quaternário. Ainda que os MDS sejam mais adequados para esse tipo de análise, foi possível verificar com a seleção de pontos altimétricos do MDT que essas feições são passíveis de serem reconhecidas a partir da superfície do terreno, embora o erro do produto seja maior que a variação das margens ao centro dos paleocanais.

Palavras-chave: modelos digitais de elevação; modelos digitais de terreno; planície de inundação; planície aluvial; rio Amazonas.

ABSTRACT

Digital Elevation Models (DEM) consist of the digital representation of elevation values at different points in a specific geographic area. The use of a DEM requires an explicit definition of the physical surface to be modeled, as the term is generic and represents any surface, whether a digital surface model (DSM), which describes the forest canopy and other artificial or natural objects above ground, or a digital terrain model (DTM), which represents altimetric values at ground level. The main products available globally and free of charge, such as the SRTM, are DSM, while many geoscientific studies require ground surface recognition, which is only possible from an DTM. In plains, this problem is accentuated, since the vegetation height, the canopy cover and the errors of the elevation measurement technique can be greater than the real altimetric amplitude of the topographic surface, creating false reliefs and compromising a correct geomorphological interpretation. As an area with extensive vegetation cover, seasonally flooded, difficult to access and extensive periods of precipitation and cloud cover, the Amazon Coastal Zone is challenging for field studies and even for remote sensing analyses. In this context, this study aimed to evaluate and compare the performance of eight DEMs, one DTM obtained from airborne P-band radar and seven DSMs (AW3D30, ASTER GDEM, Copernicus DEM, NASADEM, SRTM, Topodata and an MDS obtained from X-band airborne radar) in the morphological characterization of a floodplain on the Amazon coast. A floodplain on the outskirts of the municipality of Mazagão, in the southern portion of the coast of Amapá, Brazil, was selected as a test area. All DEMs were resampled to the same 30 m mesh size and compared by visual control and statistical analysis based on slope elevation. The behavior of automated extraction from the hydrographic network was also analyzed. The comparison showed that the DTM obtained from P-band radar images was the most consistent with respect to terrain shapes, as it is less sensitive to vegetation. It was also found that even the DTM was not able to detect drainage lines or features corresponding to very small elevation variations. Rather than requiring more refined techniques or better spatial resolutions, which can result in unaffordable operational costs, we suggest that using external 2D data such as satellite imagery or existing databases can provide implicit 3D mapping for watershed modeling. hydrographic surveys in areas where elevations are not accurate enough. The approach was also applied in the detection and characterization of paleodrainages in lowland regions. These features are typically marked by the presence of vegetation on the banks and/or in the center of the paleochannels and record the evolution of river courses throughout the Quaternary. Although DSM are more suitable for this type of analysis, it was possible to verify, with the selection of altimetric points of the DTM,

that they are likely to be recognized from the ground surface, although the product error is greater than the height variation. from the margins to the center of the paleochannels.

Keywords: digital elevation models; digital terrain models; floodplain; alluvial plain; Amazon river.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Imagens óticas Sentinel-2 com composição colorida R2G3B4 das planícies do município de Mazagão – AP (Zona UTM 22S), onde: A) Estação de menor nível de precipitação de chuva na região (Ago/2020); e B) Período de maior nível de precipitação na região (Fev/2020).3
- Figura 2 – A) Visão geral da área de estudo de trabalho com os perfis topográficos que foram analisados; B) Classes de vegetação vetorizadas; C) Disposição da mancha de inundação a qual o terreno local está sujeito. D) Indicação da área de estudo na América do Sul (quadro vermelho).....5
- Figura 3 – Altimetria da Zona Costeira Amazônica Brasileira a partir do MDE GMTED2010.6
- Figura 4 – Setores Costeiros da Foz do Rio Amazonas nos Estados do Amapá e Pará, com destaque para a área de estudo. Modificado de Santos *et al.* (2016a).7
- Figura 5 – Mapa geológico-ambiental do Estado do Amapá. Destaque para os depósitos de planícies aluvionares recentes (DCa), de coberturas sedimentares/vulcanossedimentares mesozoicas e paleozoicas com predomínio de arenitos e arenitos caulíníticos (DSVMPac) e de intercalações de sedimentos arenosos, sílticos-argilosos e folhelhos (DSVMPasaf), dispostos na área de estudo (quadrado vermelho). Modificado de João & Teixeira (2016). 11
- Figura 6 – Mapa geomorfológico do Estado do Amapá. Destaque para as Planícies Fluviais ou Fluvialacustres, Baixos Platôs e Planaltos, classes geomorfológicas dispostas na área de estudo (quadrado vermelho). Modificado de João & Teixeira (2016)...... 13
- Figura 7 – Variação da faixa de influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT – ITCZ), no verão do hemisfério norte (julho, em vermelho) e no verão do hemisfério sul (janeiro, em azul). Fonte: CPTEC – INPE (2014). 15
- Figura 8 – A) Espectro eletromagnético com destaque para a faixa das microondas (em B). Modificado de Dallemand *et al.* (1993). 19
- Figura 9 – Sensibilidade das medições SAR à estrutura da floresta e penetração no dossel em diferentes comprimentos de onda usados para observações de sensoriamento remoto aéreo ou espacial da superfície terrestre. Modificado de Flores-Anderson *et al.* (2019).20

Figura 10 – Geometria de aquisição de imagens SAR. Modificado de Woodhouse (2006).	22
Figura 11 – Geometria geral de um sistema interferométrico de duas antenas. Modificado de Madsen <i>et al.</i> (1993).	23
Figura 12 – Representação numérica de um modelo digital de elevação em uma malha regular. Modificado de Prodanović <i>et al.</i> (2009).	24
Figura 13 – Estruturas de dados de MDE típicas: A) em malha regular; B) TIN; C) em curvas de nível; e D) em perfis topográficos. Modificado de Murai (1999).	25
Figura 14 – Representação de um MDT e um MDS na presença de árvores e prédios.	29
Figura 15 – Análises morfométricas locais de uma microbacia. Fonte: Valeriano (2005).	31
Figura 16 – Fluxograma das etapas de avaliação da qualidade dos MDE e das discussões propostas com os resultados.	39
Figura 17 – Histogramas gerados para toda a área de estudo em termos de: A) elevação; B) declividade; Diferença entre os MDE e o modelo BCDCA MDT, usado como referência, em termos de: C) elevação e D) declividade.	43
Figura 18 – Hipsometria de cada MDE para a área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) AW3D30; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Perfil topográfico A-A'; J) Visualização da área de estudo com destaque para o perfil topográfico A-A' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.	44
Figura 19 – Recortes com relevo sombreado de uma região de planícies área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) ALOS WORLD 3D; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Perfil topográfico B-B'; J) Recorte da área de estudo com destaque para o perfil topográfico B-B' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.	46
Figura 20 – Recortes com relevo sombreado de uma região de planícies área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) AW3D30; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Recorte final do perfil topográfico C-C'; J) Recorte da área de estudo com destaque para o perfil topográfico C-C' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.	47

- Figura 21 – Em A, a rede de drenagem da área de estudo extraída para cada um dos produtos MDE comparada a hidrografia de referência. B e C correspondem aos dois recortes expandidos.48
- Figura 22 – Perfil C-C’, para uma área de altura moderada em transição para planície. À esquerda, o efeito da reamostragem na elevação em malhas de: A) 30m, B) 60m, C) 120m, D) 240m e E) 480m. À direita, o efeito da reamostragem na declividade em malhas de: F) 30m, G) 60m, H) 120m, I) 240m e J) 480m.50
- Figura 23 – Visualização do paleo rio Preto, onde: A) BCDCA MDS em resolução de 2,5 m; B) BCDCA MDT em resolução de 2,5 m; C) Ortoimagem de radar na banda-P com polarização HH e resolução espacial de 2,5 m; D) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro; e E) Estágios evolutivos do paleo rio Preto.52
- Figura 24 – (A) Sobreposição das feições do paleo rio Preto no BCDCA MDT em resolução de 2,5 m com a indicação das zonas com pontos altimétricos extraídos (quadrados vermelhos); (B) Visualização do paleo rio Macarry, em região adjacente a área de estudo, a partir do BCDCA MDT (2,5 m).53
- Figura 25 – Planície inundável da área de estudo, onde: A) BCDCA MDT em resolução de 2,5 m; B) Relevo sombreado da mesma área; C) Dados vetoriais da Base Cartográfica Digital Contínua do Estado do Amapá; D) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro.57
- Figura 26 – Estratégia de melhor visualização de paleodrenagens a partir de MDE, onde: A) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro; B) Modelo digital de superfície (MDS) da BCDCA; C) Sombreamento do MDS da BCDCA; e D) Sobreposição do sombreamento sobre a imagem ótica.58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Ambientes costeiros amazônicos da área de estudo observados a partir de modelos digitais de elevação, de imagens óticas em cores reais e em imagens de campo. Imagens extraídas de Ladeira (2012).	18
Tabela 2 – Modelos digitais de elevação de abrangência global, nacional e local utilizados no trabalho.	35
Tabela 3 – Matriz de correlação para os MDE escolhidos para valores de elevação e declividade. Todos os produtos estão com resolução espacial de 30 m.	41
Tabela 4 – Análise estatística da diferença de elevação e declividade dos MDE analisados usando o modelo BCDCA MDT como referência.	42
Tabela 5 – Zonas com pontos altimétricos extraídos nos diques marginais e ao centro do Paleo rio preto, a partir do BCDCA MDT.	54

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer
- ASTER GDEM - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer Global Digital Elevation Model
- ALOS - Advanced Land Observing Satellite
- AW3D30 - Advanced Land Observing Satellite World 3D 30 Meters
- BCDCA - Base Cartográfica Digital Contínua do Estado do Amapá
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico Brasileiro
- DEM - Digital Elevation Model
- DSG - Diretoria do Serviço Geográfico do Exército
- DSM - Digital Surface Model
- DTM - Digital Terrain Model
- ESA - European Space Agency
- GPS - Global Positioning System (Sistema de Posicionamento Global)
- HH - Polarização Horizontal Horizontal da onda eletromagnética
- HV - Polarização Horizontal Vertical da onda eletromagnética
- IDW - Ponderação do inverso da distância
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- InSAR - Interferometric Synthetic Aperture Radar
- LIDAR - Light Detection and Ranging
- MDE - Modelo Digital de Elevação
- MDS - Modelo Digital de Superfície
- MDT - Modelo Digital de Terreno
- NASA - National Aeronautics and Space Administration (Administração de Aeronáutica e Espaço dos EUA)
- PEC - Padrão de Exatidão Cartográfica
- RADAR - Radio Detection and Ranging
- RGB - Red Green Blue

RMSE - Root Mean Squared Error - EMQ (Erro Médio Quadrático)

SAR - Synthetic Aperture Radar – Radar de abertura Sintética

SEMA-AP – Secretaria de Estado do Meio Ambiente do Amapá

SIG - Sistema de Informações Geográficas ou Georeferenciadas

SIRGAS 2000 - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas do Ano 2000

SLC - Single Look Complex

SNR - Signal to Noise Rate

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

TIN - Triangular Irregular Network

TM - Thematic Mapper

UTM - Universal Transverso de Mercator (Projeção Cartográfica)

VH - Polarização Vertical-Horizontal

VNIR - Visibile Near Infra-Red

VV - Polarização Vertical-Vertical

ZCA - Zona Costeira Amazônica

ZCAP – Zona Costeira do Amapá

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 PROBLEMÁTICAS E JUSTIFICATIVAS	2
1.3 OBJETIVOS E HIPÓTESES	4
2 ÁREA DE ESTUDO	5
2.1 ZONA COSTEIRA AMAZÔNICA	5
2.2 GEOLOGIA	8
2.2.1 DCa	10
2.2.2 DSVMPac	10
2.2.3 DSVMPasaf	10
2.3 GEOMORFOLOGIA	11
2.3.1 Planícies fluviais ou fluviolacustres	12
2.3.2 Baixos platôs	12
2.3.3 Planaltos	12
2.4 VEGETAÇÃO	13
2.4.1 Floresta de várzea	14
2.4.2 Campos herbáceos e arbustivos	14
2.4.3 Floresta de terra firme	14
2.4.4 Cerrado do Amapá	15
2.5 CLIMA	15
2.6 INTERPRETAÇÃO VISUAL A PARTIR DE SENSORES REMOTO	16
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
3.1 O SISTEMA RADAR	19
3.2 RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA	21
3.3 INTERFEROMETRIA SAR	22

3.4	MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO	24
3.4.1	Estruturação de um MDE	25
3.4.2	Técnicas de geração	27
3.4.3	Modelo digital de superfície x modelo digital de terreno	28
3.4.4	Variáveis morfométricas	30
4	MATERIAIS E MÉTODOS	32
4.1	AQUISIÇÃO DOS DADOS	32
4.1.1	ALOS WORLD 3D	32
4.1.2	ASTER GDEM	32
4.1.3	Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá (BCDCA): MDT e MDS	33
4.1.4	Copernicus DEM	33
4.1.5	NASADEM	33
4.1.6	SRTM	34
4.1.7	Topodata	34
4.2	AVALIAÇÃO DA QUALIDADE DOS MDE EM PLANÍCIES	35
4.2.1	Comparação estatística	35
4.2.2	Comparação visual	36
4.2.3	Reconhecimento de paleofeições	36
4.3	FERRAMENTAS UTILIZADAS	37
5	RESULTADOS	40
5.1	COMPARAÇÃO ESTATÍSTICA	40
5.2	COMPARAÇÃO VISUAL	43
5.3	EFEITO DA ESCALA	49
5.4	RECONHECIMENTOS DE PALEOFEIÇÕES	51
6	DISCUSSÕES	55
6.1	ASPECTOS TEMPORAIS	55
6.2	ESTRATÉGIAS DE MELHORIA	56
7	CONCLUSÕES	60
	REFERÊNCIAS	61
	ANEXO A- ARTIGO SUBMETIDO NA REVISTA “BULLETIN OF GEDETTIC SCIENCES”	70

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Modelos digitais de elevação (MDE) consistem na representação digital de valores de elevação em diferentes pontos de uma área geográfica específica, seja referente a topografia terrestre ou aos objetos localizados acima dela (Kanoua & Merkel 2016, Valeriano 2008). As inúmeras possibilidades de análises derivadas a partir desses modelos, a exemplo de mapas de declividade e análises de bacias hidrográficas, os fizeram ser amplamente aplicados nas geociências, sobretudo em termos de descritores de terrenos locais, dos quais é possível gerar interpretações numéricas do relevo, ramo do conhecimento definido como geomorfometria (Polidori & El Hage 2020, Santos *et al.* 2017, Valeriano *et al.* 2006).

A partir da altimetria de um MDE, dita como variável de primeira ordem, é possível obter produtos derivados como a declividade e a orientação das vertentes, curvaturas vertical e horizontal, além de produtos auxiliares como o sombreamento, uma simulação da iluminação de uma superfície por uma determinada altura e ângulo azimutal (Grohmann 2018, Polidori & El Hage 2020, Santos *et al.* 2017, Valeriano *et al.* 2006, Valeriano 2008). A elaboração desses produtos pode ser realizada localmente através de levantamentos de campo com GNSS ou estação total, e em áreas de maior extensão, através da interpolação de curvas de nível em cartas topográficas ou do processamento de imagens digitais obtidas por satélite, avião ou drone (Lakshmi & Yarrakula 2018).

Dentre as técnicas de geração a partir de imageamento, as mais utilizadas são a fotogrametria, baseada em pares estereoscópicos de imagens, e a interferometria por radar ou InSAR (*Interferometric synthetic aperture radar*), que se baseia no processamento de dois ecos de radar retroespalhados pela mesma superfície, onde a topografia do terreno é determinada a partir da diferença de fase entre os dois sinais (Brito & Coelho 2007, Zebker & Goldstein 1986). Outra forma de adquirir dados de elevação é através do LIDAR (*Ligh Detection And Ranging*), um sensor remoto ativo de alta precisão que envia sinais à superfície da Terra e obtêm a distância de objetos em superfície através da medição do tempo de propagação do feixe do laser (Wehr & Lohr 1999).

O uso desses produtos requer uma definição clara da superfície física a ser modelada, visto que o termo é genérico, e representa qualquer superfície com valores altimétricos. Um modelo digital de superfície (MDS) representa o resultado de técnicas onde o sinal do radar é refletido pela cobertura vegetal de árvores (dossel florestal) ou por outros objetos artificiais e

naturais acima da superfície do solo (Guth *et al.* 2021, Polidori & El Hage 2020, Polidori & Simonetto 2014). Esse modelo é fornecido pela maioria das técnicas de produção de MDE, como a fotogrametria e o uso de radar de comprimento de onda curta. Por sua vez, o modelo digital de terreno (MDT) representa a superfície a partir de valores altimétricos a nível do solo e é geralmente obtido a partir de levantamentos por GNSS em campo, mapas topográficos (curva de nível), Lidar, além de InSAR de comprimento de onda longo, que é capaz de penetrar o dossel florestal (Guth *et al.* 2021, Wehr & Lohr 1999, Polidori & El Hage 2020).

1.2 PROBLEMÁTICAS E JUSTIFICATIVAS

A escassez de levantamentos cartográficos de base é um dos principais entraves para estudos sobre o relevo na Amazônia, com a maior parte do conhecimento da região proveniente do projeto RADAM (Radar da Amazônia), realizado em escala de 1:1.000.000 (Azevedo 1971, Van Roessel 1974). Por ser uma área com ampla cobertura vegetal, poucas vias de acesso e períodos prolongados de precipitação e nebulosidade, a região é problemática para campanhas de campo e mesmo para análises a partir de sensoriamento remoto, sobretudo por sensores óticos (Figura 1). As diversas forças atuantes na região são responsáveis por processos de rápidas modificações na paisagem ao longo de todo o Quaternário (Rossetti & Goés 2008, Rossetti *et al.* 2012). As paleodrenagens correspondem a vestígios preservados dessas modificações e apresentam uma morfologia com pouca amplitude altimétrica e, portanto, difícil de detectar em presença vegetação e de ruído, no caso de imagens de sensores de radar (Hayakawa *et al.* 2010, Jardim *et al.* 2018).

Apesar da análise do relevo a partir de MDE ser capaz de contornar a maior parte desses impedimentos, a definição da superfície modelada precisa ser corretamente especificada, pois a presença (ou não) da vegetação causará um grande impacto na interpretação do modelo. Nesse sentido, a qualidade de um MDE pode ser avaliada através da comparação com um MDE de referência, uma abordagem comum na literatura, especialmente para estudo sem controle de campo (Grohmann 2018, Hayakawa *et al.* 2008, Pham *et al.* 2018, Polidori *et al.* 2014, Polidori & El Hage 2020). O controle visual de um MDE também é um critério a ser utilizado nesse caso, e é realizado baseado na avaliação do realismo das formas do relevo, a partir do conhecimento do comportamento geral da morfologia do ambiente de interesse (Polidori & El Hage 2020, Valeriano *et al.* 2006, Valeriano & Rossetti 2008).

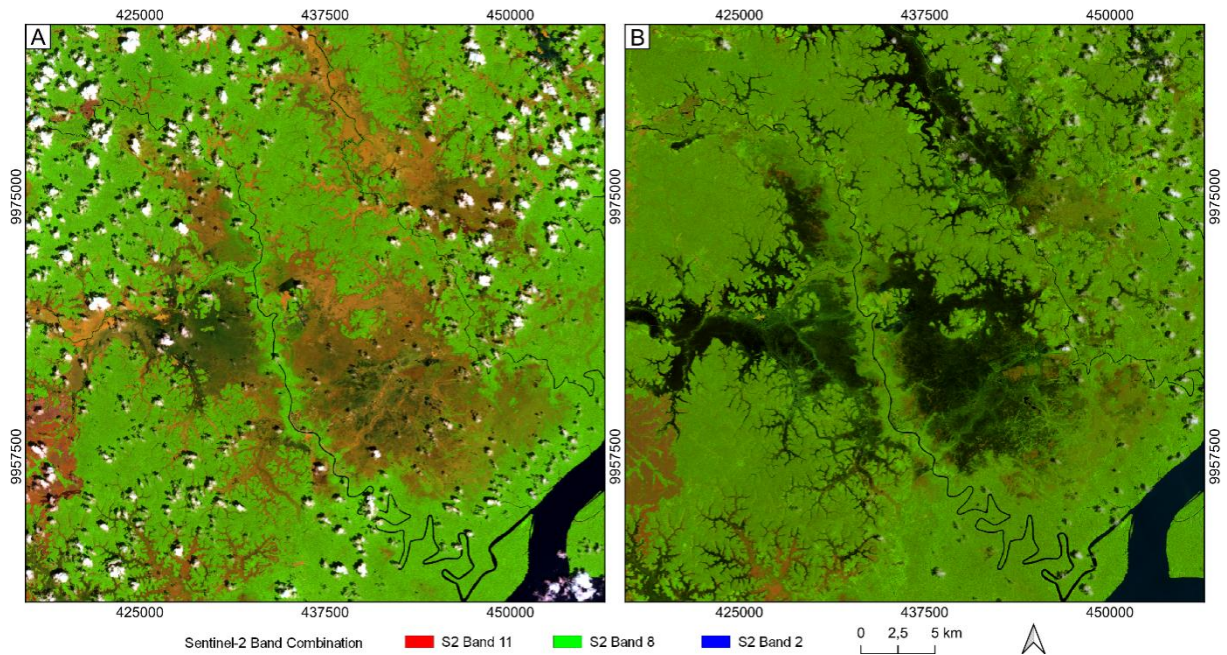


Figura 1 – Imagens óticas Sentinel-2 com composição colorida R2G3B4 das planícies do município de Mazagão – AP (Zona UTM 22S), onde: A) Estação de menor nível de precipitação de chuva na região (Ago/2020); e B) Período de maior nível de precipitação na região (Fev/2020).

No caso das planícies, grande parte dos erros no reconhecimento da morfometria do terreno estão relacionados à amplitude altimétrica reduzida, de modo em que a maior parte da variação de altura de um MDE está relacionada a cobertura vegetal ou ao ruído. Isso gera uma dificuldade que não existe em áreas montanhosas, pois neste caso, a amplitude altimétrica do terreno é maior que a variabilidade não topográfica (vegetação, construções, etc). Ademais, o erro de elevação em função da vegetação e demais artefatos acaba por gerar ruídos sobre o terreno criando falsos relevos e prejudicando a interpretação de algoritmos de extração de drenagem automatizados (Polidori *et al.* 2018, Zingaro *et al.* 2021).

Por outro lado, produtos como a Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá (BCDCA) disponibilizado pela Secretaria de Estado do Meio Ambiente do Amapá (SEMA-AP), é capaz de fornecer tanto um modelo digital de superfície (MDS) que representa a interação do sinal radar na banda X, ao nível da copa das árvores, como um modelo digital de terreno (MDT), produto da interação do sinal radar na banda P, a nível do solo (Polidori *et al.* 2018, Santos Filho & Oliveira 2016, Vieira 2015). Dessa forma, assume-se que para análises geomorfológicas, o MDT é mais adequado em regiões de floresta densa e de relevo plano, pois é capaz de identificar em maior detalhe feições morfológicas ocultadas pela vegetação (Grohmann *et al.* 2008).

1.3 OBJETIVOS E HIPÓTESES

Este trabalho tem por objetivo avaliar o desempenho de oito modelos digitais de elevação (globais, nacional e locais), entre eles, um MDT obtido de radar de banda P aerotransportado (BCDCA MDT) e sete MDS (AW3D30, ASTER GDEM, Copernicus DEM, NASADEM, SRTM, Topodata e um MDS obtido de radar de banda X aerotransportado radar – BCDCA MDS) na caracterização morfológica de planícies aluviais. O estudo considerou as possíveis limitações morfométricas desses produtos na modelagem do relevo de regiões planas, inundáveis, com densa e diversificada cobertura florestal, como é o caso da Zona Costeira Amazônica. Como objetivos específicos, pretendeu-se:

- a) Comparar a qualidade e as limitações dos diferentes produtos MDE em áreas de planície, em termos estatísticos e de realismo das formas de relevo;
- b) Analisar o potencial dos MDE selecionados no reconhecimento de paleofeições;
- c) Propor estratégias de correção para um melhor aproveitamento desses produtos em regiões de planícies inundáveis.

2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção Sul da costa do Estado do Amapá, no município de Mazagão, a 65 km da capital Macapá. As principais vias de acesso à região são as rodovias AP-010 (sentido Macapá – Mazagão Velho) e BR-156 (sentido Macapá – Vila Maracá). Além de ramais, o deslocamento pode ser realizado através de embarcações, sendo os principais meios de navegação o rio Amazonas e dois de seus afluentes, os rios Maracá-pacu e Preto (Figura 2A).

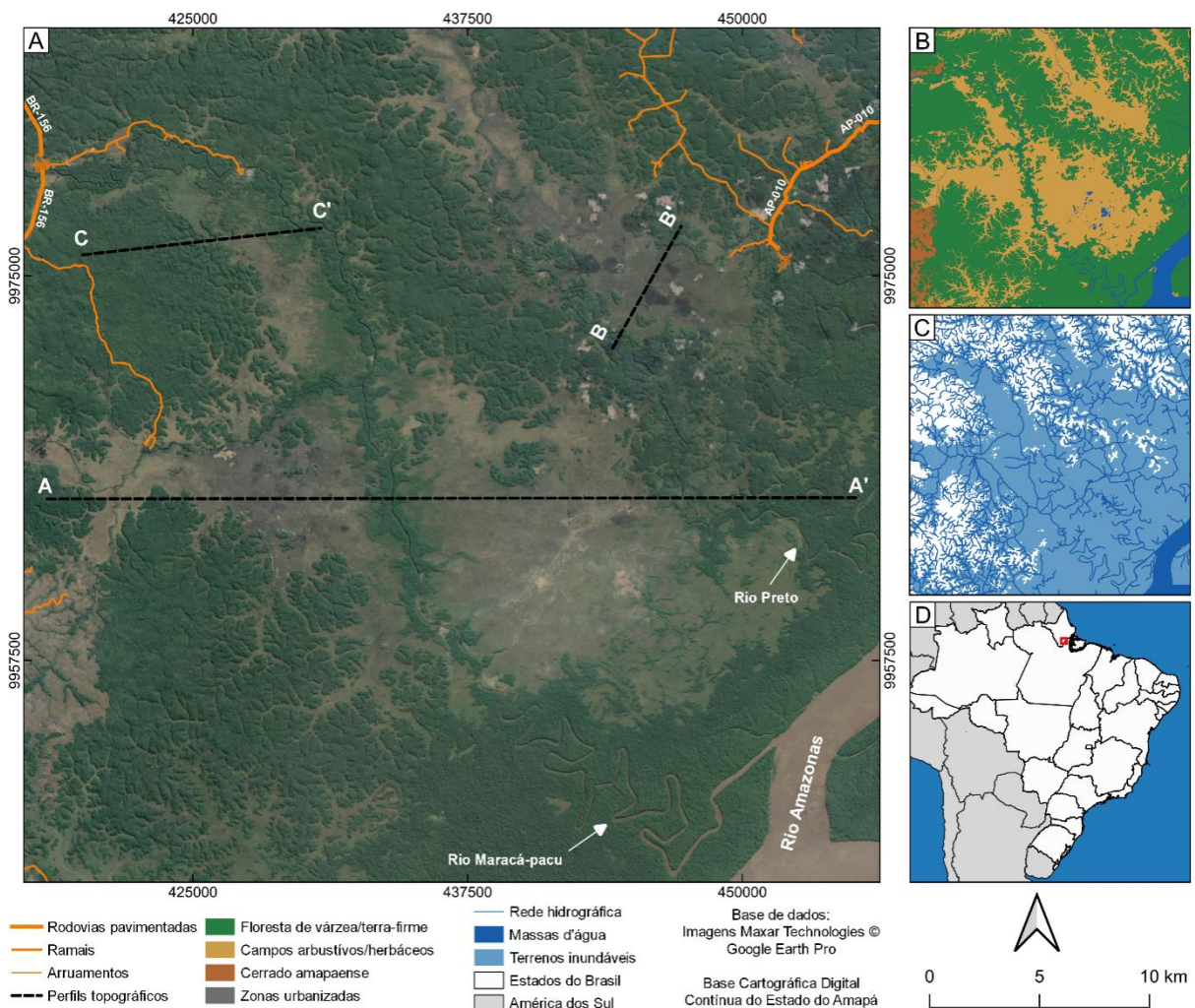


Figura 2 – A) Visão geral da área de estudo de trabalho com os perfis topográficos que foram analisados; B) Classes de vegetação vetorizadas; C) Disposição da mancha de inundação a qual o terreno local está sujeito. D) Indicação da área de estudo na América do Sul (quadro vermelho).

2.1 ZONA COSTEIRA AMAZÔNICA

A Zona Costeira Amazônica (ZCA) representa a área de influência da descarga dos sedimentos, nutrientes e matéria orgânica oriundos da Foz do Rio Amazonas. É caracterizada por temperaturas elevadas (acima de 20° C) com baixa variação térmica anual, alta e constante

taxa de precipitação (acima de 2.000 mm/ano), além de elevada nebulosidade (Nittrouer *et al.* 1995, Santos 2006, Souza Filho *et al.* 2005). Sua extensão compreende a faixa de costa desde o Delta do Orenoco, na Venezuela até a baía de São Marcos no Maranhão, o que inclui a costa das Repúblicas da Guiana, Suriname, Guiana Francesa e dos Estados do Amapá, Pará e parte do Maranhão, no Brasil (Figura 3, Souza Filho *et al.* 2005).

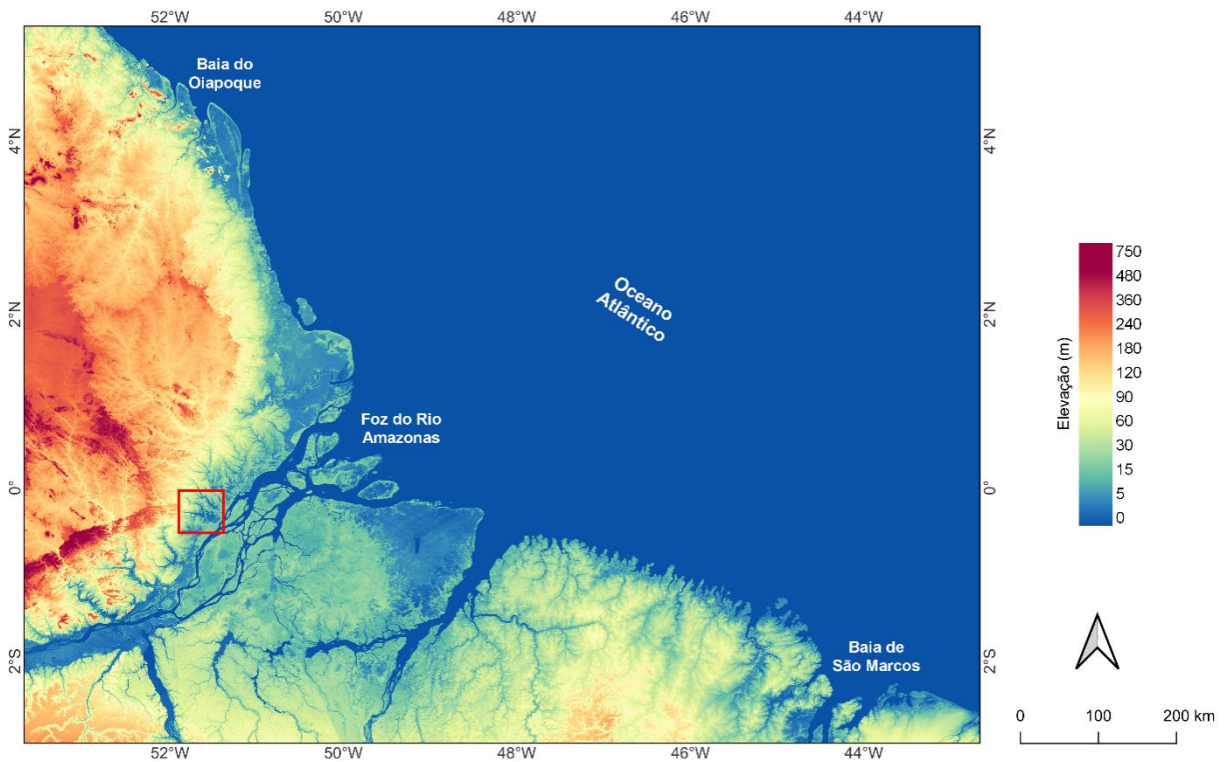


Figura 3 – Altimetria da Zona Costeira Amazônica Brasileira a partir do MDE GMTED2010.

A ZCA abrange uma diversidade de ambientes úmidos, como praias, planícies de marés, pântanos salinos e doces, estuários, manguezais, floresta de várzea, florestas de terra-firme, lagoas, lagunas e ilhas (Pereira *et al.* 2009, Santos 2006, Souza Filho *et al.* 2005). No Brasil, é dominada por um regime de macromarés com valores máximos de 8 m no Maranhão, 6 m no Pará e de até 12 m no Amapá, além de fortes correntes (Pereira *et al.* 2009). Quando comparados com outras regiões no mundo, os ambientes costeiros amazônicos apresentam uma dinâmica de interconectividade acentuada. Além de estarem situados na maior floresta equatorial do planeta, essa região recebe influência direta dos sistemas fluviais do rio Amazonas, de seus principais afluentes, além do Oceano Atlântico (Santos 2006, Silveira 1998).

O Estado do Amapá está localizado em uma posição geográfica caracterizada pela presença da linha do Equador, e por isso definida como Zona Equatorial ou Intertropical (Rodrigues & Silva Junior 2021). Inserido no contexto da ZCA, sua linha de costa possui cerca

de 750 km de extensão, desde o extremo norte do Estado na foz do Rio Oiapoque, até o extremo Sul, na foz do Rio Jari (Silveira 1998). A Zona Costeira do Amapá (ZCAP) pode ser subdividida em dois setores que reúnem características geomorfológicas e meteorológicas semelhantes entre si: um com dominância de processos fluviais, relacionados ao Canal do Norte do rio Amazonas; e outro com predomínio da dinâmica oceânica, relacionados à maré de enchente (Takiyama & Silva 2009).

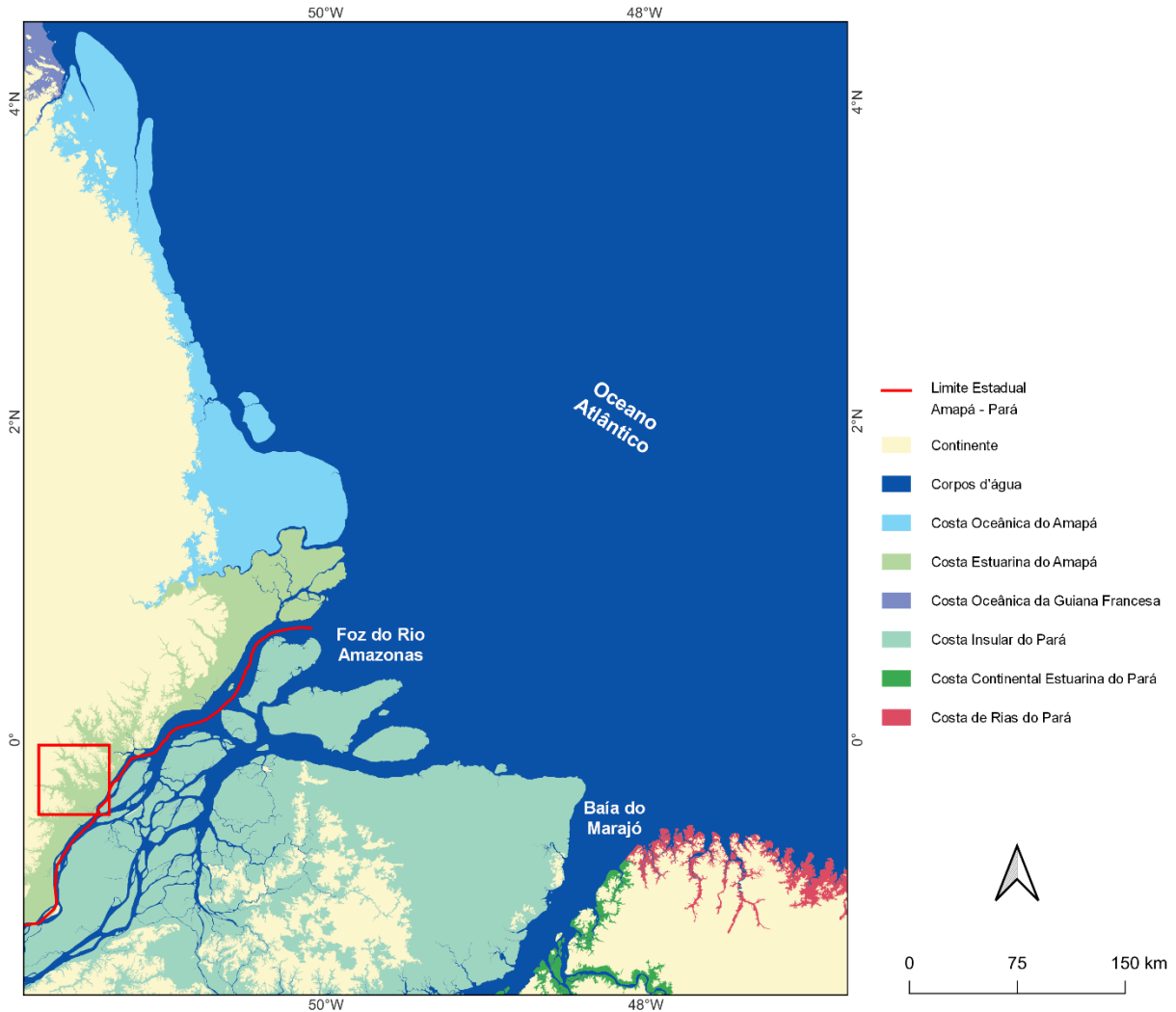


Figura 4 – Setores Costeiros da Foz do Rio Amazonas nos Estados do Amapá e Pará, com destaque para a área de estudo. Modificado de Santos *et al.* (2016a).

O primeiro setor é definido como Costa Oceânica, com uma área com cerca de 15.500 km², estende-se da antiga foz do rio Araguari até a baía do Rio Oiapoque (Figura 4). É marcado por extensas planícies de maré lamosas ao norte e cordões arenosos e praias ao sul (Santos 2006). O segundo setor é a Costa Estuarina, que se estende da foz do Rio Jari até a margem direita da foz do Rio Araguari, e é marcado pelas extensas áreas inundáveis conhecidas localmente como "ressacas", sistemas físicos fluviais colmatados, drenados por água doce e

conectados a um curso principal d'água, no caso o rio Amazonas, além de serem fortemente influenciados pela pluviosidade (Figura 2C, Takiyama & Silva 2009).

2.2 GEOLOGIA

Segundo Lima *et al.* (1991), o contexto geológico do Amapá é dividido basicamente em três unidades geológicas: os terrenos antigos (de idade pré-Cambriana), terrenos terciários, representados pelo Grupo Barreiras, além de terrenos recentes, relacionados as unidades pertencentes ao Pleistoceno/Holoceno. Os terrenos antigos compreendem granodioritos, trondhjemitos e tonalitos do Complexo Guianense (Arqueano) além metaquartzitos ferríferos, piroclasitos e charnokitos da Suíte Ananaí-Tartarugal (Lima *et al.* 1991, Silveira 1998).

Os depósitos neogênicos do Grupo Barreiras estão distribuídos desde a margem esquerda do rio Maracá (no município de Mazagão) até o norte de Macapá, na forma de falésias, e nas porções mais internas da costa do rio Araguari, do município de Cutias até o Oiapoque (Torres & El-Robrini 2006). Esses depósitos são formados por sedimentos argilo-arenosos, areno-argilosos e arenosos a conglomeráticos, com presença de concreções lateríticas (Silveira 1998).

Já os terrenos recentes referem-se aos depósitos quaternários dispostos ao longo de toda a planície costeira do Amapá, e que geralmente ocorrem associados aos depósitos terciários do Grupo Barreiras (Silveira 1998). Santos *et al.* (2004) categorizaram cinco unidade quaternárias principais ao longo da zona costeira estuarina: depósitos de planície fluviais antigas, depósitos de planícies fluvio-estuarinas 1, depósitos de planície fluvio-estuarinas 2, depósitos de planícies fluvio-estuarino-marinas, além dos depósitos de aluviões.

O primeiro deles ocorrem distribuídos nas zonas mais baixas e inundáveis da planície costeira em contato com os depósitos do Grupo Barreiras e são formados por sedimentos argilosos com laminação plano-paralela à argilosos com muita matéria orgânica (Santos *et al.* 2004). Enquanto que os depósitos de planícies fluvio-estuarina 1 formam-se nas porções mais internas da planície de inundação do rio Amazonas e de seus afluentes e são constituídos por sedimentos argilo-siltosos, siltico-arenosos e argilosos; os depósitos de planícies fluvio-estuarina 2 ocupam as zonas mais externas da planície de inundação, bordejando a faixa de intermaré e formados por sedimentos argilosos a siltico-argilosos (Santos *et al.* 2004).

Segundo Santos *et al.* (2004), os depósitos de planície fluvio-estuarino-marinhas estão distribuídos na forma de bancos e barras de canal nas margens e leitos dos afluentes do rio

Amazonas, sendo formados por sedimentos argilosos, silticos e arenosos. Já os depósitos de aluviões são constituídos por areias e argilas que ocorrem nas cabeceiras das drenagens, no limite de terrenos terciários com a planície costeira (Santos *et al.* 2004).

Em uma abordagem recente proposta pela CPRM (João & Teixeira 2016), a geologia do Estado do Amapá é categorizada a partir do agrupamento das unidades geológicas em Domínios Geológicos-Ambientais. Para tal, foram definidos 16 domínios de maior ordem, definidos como:

Domínio dos Sedimentos Cenozoicos Inconsolidados ou Pouco Consolidados, Depositados em Meio Aquoso (DC); Domínio das coberturas cenozoicas detrito-lateríticas (DCDL); Unidade do horizonte laterítico in situ (DCDLI); Domínio dos sedimentos cenozoicos pouco a moderadamente consolidados associados a tabuleiros (DCT); Domínio das coberturas sedimentares e vulcanossedimentares mesozoicas e paleozoicas pouco a moderadamente consolidadas, associadas a grandes e profundas bacias sedimentares do tipo sinéclise – ambientes deposicionais: continental, marinho, desértico, glacial e vulcânico (DSVMP); Arenitos, conglomerados, tilitos e folhelhos (DSVMPactf); Domínio dos complexos alcalinos intrusivos e extrusivos, diferenciados do terciário, mesozoico e proterozoico (DCA); Sequências vulcanossedimentares proterozoicas dobradas metamorizadas de baixo a alto grau (DSVP2); Predomínio de Quartzito (DSVP2q); Domínio das sequências vulcanossedimentares tipo *greenstone belt*, arqueano até o mesoproterozoico (DGB); Domínio dos corpos máficos-ultramáficos (DCMU); Complexos granitoides não deformados (DCGR1); Complexos granitoides deformados (DCGR2); Séries graníticas alcalinas (DCGR2alc); Complexos granitoides intensamente deformados: ortognaisses (DCGR3); além do Complexo granito-gnaiss-migmatítico e granulitos (DCGMGL).

Na área de estudo (Figura 5), três desses domínios ocorrem de forma majoritária: o Domínio dos complexos alcalinos intrusivos e extrusivos, diferenciados do terciário, mesozoico e proterozoico (DCA), o Domínio das coberturas sedimentares e vulcanossedimentares mesozoicas e paleozoicas pouco a moderadamente consolidadas, associadas a grandes e profundas bacias sedimentares do tipo sinéclise – ambientes deposicionais: continental, marinho, desértico, glacial e vulcânico com predomínio de arenitos a arenitos caulínicos (DSVMPac) e com intercalações de sedimentos arenosos, siltico-argilosos e folhelhos (DSVMPasaf).

2.2.1 DCa

Segundo João & Teixeira (2016), o domínio dos sedimentos cenozoicos inconsolidados ou pouco consolidados, depositados em meio aquoso (DCa) é representado pelos terrenos mais recentes do Amapá, constituídos por sedimentos inconsolidados de idade quaternária depositados pelo sistema fluvial em diferentes contextos deposicionais, caracterizado pela formação de um ambiente fluviolacustre com extensas áreas de várzea. É composto predominantemente por depósitos alúvio-coluvionares dispostos em áreas topograficamente mais depressivas, decorrente do adensamento da hidrografia estadual (João & Teixeira 2016). Os pacotes de sedimentos inconsolidados são representados, principalmente, por camadas de areia, silte, argila e cascalho não muito espessos e com grande distribuição areal, atingindo dezenas de quilômetros de largura e extensão, principalmente ao longo dos rios que integram o sistema de tributários de primeira e segunda ordens da bacia do Amazonas (João & Teixeira 2016).

2.2.2 DSVMPac

O domínio das coberturas sedimentares e vulcanossedimentares mesozoicas e paleozoicas pouco a moderadamente consolidadas, associadas a grandes e profundas bacias sedimentares do tipo sinéclise com predomínio de arenitos e arenitos caulíníticos (DSVMPac) ocorrem predominantemente na porção sul do Amapá e está vinculado ao processo evolutivo da bacia sedimentar do Amazonas (João & Teixeira 2016). Segundo João & Teixeira (2016), o domínio é formado por uma sequência de camadas rochosas subhorizontalizadas, com pouco a moderado fraturamento e de composições diversas, depositadas ao longo Paleomesozoico. Essas litologias estão inseridas em uma sequência litoestratigráfica composta pelas Formações Alter do Chão, Curiri, Jatapu, Ererê, Trombetas e Curuá (João & Teixeira 2016).

2.2.3 DSVMPasaf

De acordo com João & Teixeira (2016), essa unidade está vinculada a unidade anterior, também ocorrendo nas Formações Alter do Chão, Curiri, Jatapu, Ererê, Trombetas e Curuá, com a diferença de apresentar intercalações de sedimentos arenosos, siltico-argilosos e folhelhos, diferentemente da DSVMPac, que apresenta predomínio de arenitos e arenitos caulínítico.

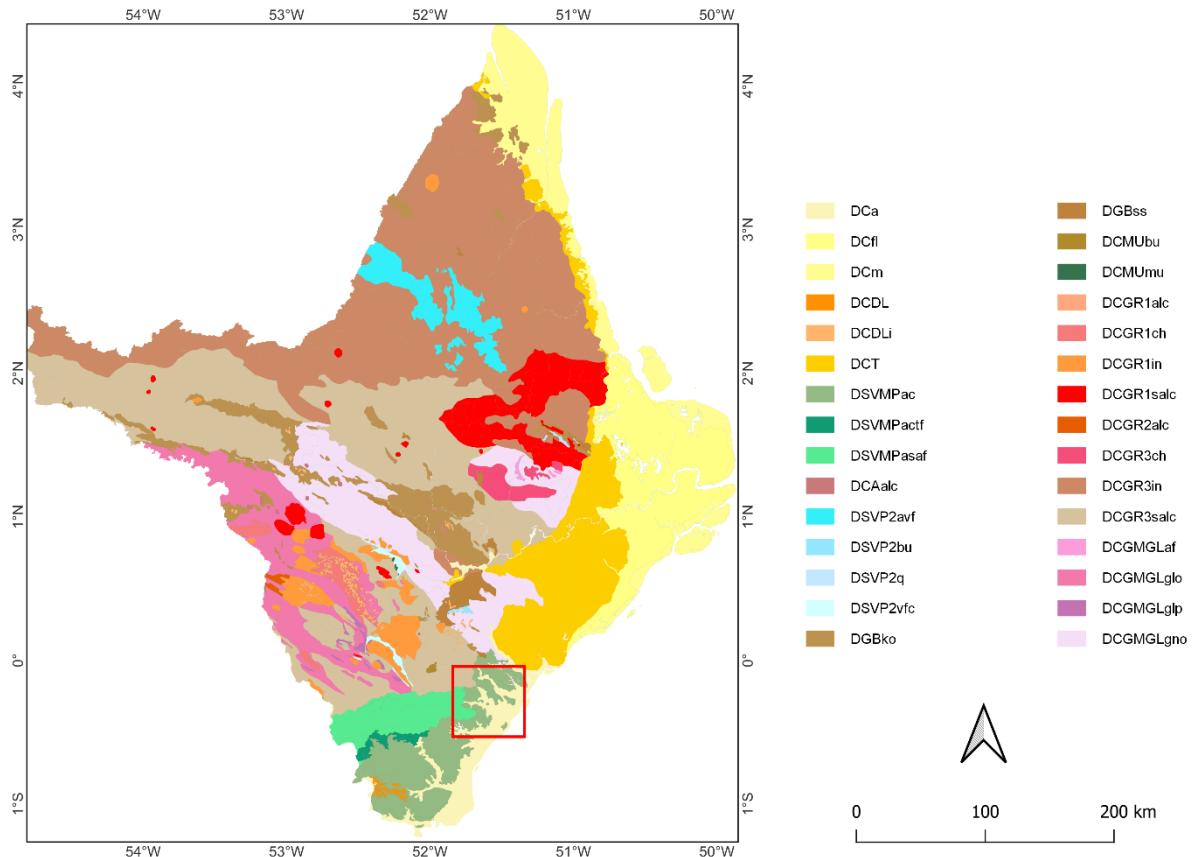


Figura 5 – Mapa geológico-ambiental do Estado do Amapá. Destaque para os depósitos de planícies aluvionares recentes (DCa), de coberturas sedimentares/vulcanossedimentares mesozoicas e paleozoicas com predomínio de arenitos e arenitos caulíníficos (DSVMPac) e de intercalações de sedimentos arenosos, sílticos-argilosos e folhelhos (DSVMPasaf), dispostos na área de estudo (quadrado vermelho). Modificado de João & Teixeira (2016).

2.3 GEOMORFOLOGIA

A geomorfologia do Estado do Amapá foi inicialmente individualizada em cinco compartimentos morfoestruturais principais: os Planaltos Residuais do Amapá; o Planalto Rebaixado da Amazônia; as Colinas do Amapá; a Depressão Periférica do Norte do Pará e a Planície Fluviomarina Macapá-Oiapoque (Boaventura & Narita 1974, Silveira & Santos 2006). Posteriormente, Lima *et al.* (1991) definem uma segunda classificação, também em cinco unidades, definidas como: Planície Costeira do Amapá; Planalto rebaixado da Amazônia; Planalto da Bacia da Amazônia; Planalto Dissecado Jari-Araguari e Planalto Dissecado do Norte do Amapá.

Nesse contexto, a Planície Costeira corresponde à faixa de ocorrência de sedimentos quaternários, de ambiências fluvial, fluviolacustre e fluviomarina, associada a uma extensa faixa de platôs (Lima *et al.* 1991, Silveira & Santos 2006). É caracterizada por apresentar uma baixa variação topográfica, em que os processos naturais a que está submetida contribuem para

a formação de um sistema de erosão e sedimentação responsável pela formação de planícies inundáveis, além de em sua compartimentação interna, ocorrerem registros em abundância de paleodrenagens, testemunho da evolução do sistema fluviolacustre do Amazonas (Torres & El-Robrini 2006).

De acordo com a classificação mais recente, proposta de pela CPRM (João & Teixeira 2016), as principais classes geomorfológicas disposta ao longo da área de estudo são as planícies fluviais ou fluviolacustre, os terrenos de baixo platôs, além de planaltos, restritos a porção oeste da área (Figura 6).

2.3.1 Planícies fluviais ou fluviolacustres

Relevo de agradação caracterizado por superfícies sub-horizontais, com inclinação das vertentes variando de 0° a -3° , gradientes de relevo extremamente suaves e convergentes em direção aos cursos d'água principais, composto predominantemente por depósitos arenoargilosos a argiloarenosos (João & Teixeira 2016). Nas planícies de inundação, os terrenos são imperfeitamente drenados, sendo periodicamente ou permanentemente inundáveis; em contraste com os terraços, que são bem drenados. Essa configuração favorece o abaciamento do relevo em áreas planas ou de baixos interflúvios, denominado de Áreas de Acumulação Inundáveis (AAI), frequentes na Amazônia (João & Teixeira 2016).

2.3.2 Baixos platôs

Relevo de agradação, com inclinações de vertente variando de 2° a -5° , superfícies pouco dissecadas em formato tabular, com topo plano a suavemente ondulado, levemente mais elevadas que as planícies fluviais e fluviolacustres (0 – 20 m) e com eventuais processos de laterização (João & Teixeira 2016). Observa-se o predomínio de processos de pedogênese (formação de solos espessos e bem drenados), com baixa a moderada suscetibilidade à erosão, em função de um sistema de drenagem principal com fraco entalhamento (João & Teixeira 2016).

2.3.3 Planaltos

Segundo João & Teixeira (2016) trata-se de um relevo de degradação, com superfícies mais elevadas que os demais terrenos (20 – 50 m), pouco dissecadas em formas tabulares ou colinas muito amplas., com inclinação variando de 2° a -5° , com excessão dos eixos de vales fluviais. Assim como os baixos platôs, o planalto também é marcado um sistema de drenagem

principal com fraco entalhamento e pelo predomínio de processos de pedogênese, porém, com deposição de planícies aluviais restritas ou em vales fechados (João & Teixeira 2016).

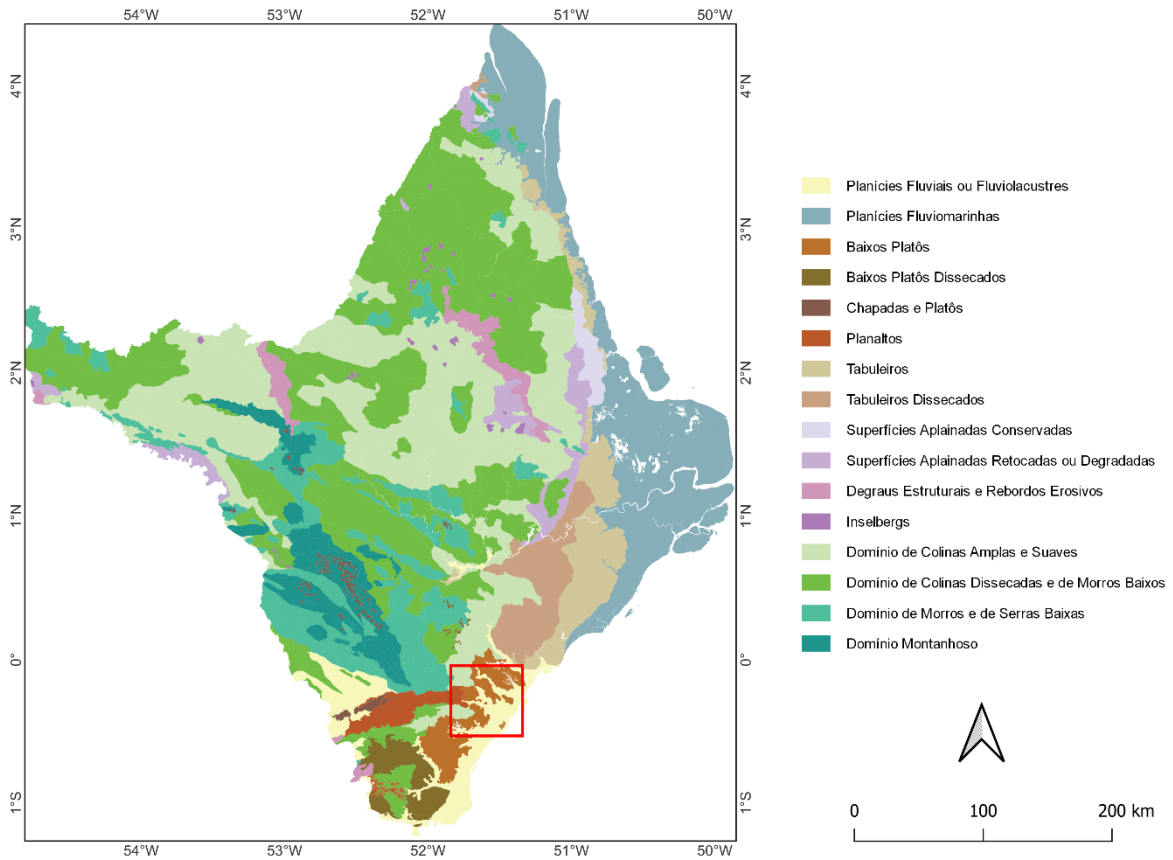


Figura 6 – Mapa geomorfológico do Estado do Amapá. Destaque para as Planícies Fluviais ou Fluviolacustres, Baixos Platôs e Planaltos, classes geomorfológicas dispostas na área de estudo (quadrado vermelho). Modificado de João & Teixeira (2016).

2.4 VEGETAÇÃO

Segundo Rabelo (2008), a diversificação natural do Amapá está diretamente vinculada a caracterização de seus domínios florestais, que apresentam agrupamentos fitofisionômicos semelhantes ao de outras regiões ao longo da Amazônia: os de formas florestadas e os de formas não-florestadas ou campestres. As formas florestadas incluem os manguezais, as florestas de várzea, florestas de terra firme e florestas de transição em áreas de tensão ecológica, enquanto que as formas não florestadas abrangem os cerrados e os campos inundáveis ou de várzea, mais associadas as regiões continentais do Estado (Rabelo 2008, Santos 2016).

Segundo Silveira (1998), vegetação atual é o resultado da atuação de processos naturais no decorrer ao longo de 10 mil anos no período geológico, em que as variações relativas do nível do mar foram as principais responsáveis pela configuração das planícies costeiras recentes

e pelas modificações substanciais no regime hídrico dos afluentes ao longo do rio Amazonas, em especial nos seus baixos cursos. Essas modificações ocorreram de forma intercalada, com a formação de ressacas nos períodos de mar alto, e de terraços erosivos nos limites de regiões de terra firme, originando as planícies de campos inundáveis e de floresta de várzea em períodos de rebaixamento do nível do mar (Santos 2006, Silveira 1998).

Na área de estudo, as classes de vegetação dominantes são as florestas de várzea, florestas de terra firme, campos inundáveis (herbáceos e arbustivos), além do chamado cerrado amapaense (Figura 2B).

2.4.1 Floresta de várzea

As florestas de várzeas localizam-se nas margens do estuário do rio Amazonas e no interior dos rios que drenam a planície costeira e ocupam 4,85% da cobertura vegetal do Estado, e aproximadamente 15,46 % do Setor Estuarino, estando submetidas a um ciclo diário de enchentes e vazantes por água doce represada pelas marés, com espécies que chegam até 25 m de altura, como o açaí (*Euterpe spp.*) e a samaúma (*Ceiba pentandra Gaerth* - Rabelo 2008, Santos 2006). Seus substratos são formados por sedimentos siltico-argilosos e argilosos, depositados em terrenos constantemente influenciados pelas marés com contínua renovação de nutrientes formando solos (Santos 2006, Santos 2016).

2.4.2 Campos herbáceos e arbustivos

Os campos herbáceos e arbustivos fazem parte da planície de inundação dos rios e estuários que drenam a região. Encontram-se entre as unidades de florestas de várzea e o limite da planície costeira com os terrenos terciários ou cristalinos, e estão submetidos ao regime de inundações com influência das marés, através das drenagens que recortam essa unidade (Santos 2006). Segundo Santos (2006), destacam-se espécies como taxi (*Triplaris surinamensis Cham.*), mamorana (*Pachira aquatica Aubl.*), além de arbustos esparsos. Além das dinâmicas naturais de inundações sazonais e permanentes, os campos inundáveis sofrem alterações de sua cobertura vegetal em função do uso intensivo para a bubalinocultura (Silveira 1998).

2.4.3 Floresta de terra firme

A floresta de terra firme representa o ambiente mais expressivo do ecossistema amazônico e do Amapá. É caracterizada por uma grande diversidade de espécies vegetais, em especial de estrutura de alto porte (acima de 25 m), massas florestais contínuas e associação à ambientes de baixos platôs e submontanha (Rabelo 2008). Segundo Rabelo (2008) espécies

mais abrangentes na região, pode-se citar os angelins, acapus (*Leguminosas*), castanha-do-brasil e as sapucaias. Apresenta variação gradual ao longo de todo o contato com as vegetações típicas da planície costeira e contato abrupto com a vegetação do cerrado (Santos 2006).

2.4.4 Cerrado do Amapá

Segundo Rabelo (2008), o cerrado amapaense é regulado por condições naturais particulares, marcadas por gradientes climático e pedológico representados por uma vegetação campestre de terra firme, com flora lenhosa dispersa, formada por um estrato lenhoso aberto e um estrato herbáceo/arbustivo denso, entrecortados por pequenas matas de galeria, ilhas de matas e veredas de buriti (*Mauritia flexuosa*). Sua ocorrência está distribuída ao longo de uma faixa norte/sul, que abrange o município de Calçoene até os arredores da capital Macapá, além de em uma área menor, limitada por florestas de terra firme situadas nos arredores dos municípios de Mazagão e Laranjal do Jari (Rabelo 2008).

2.5 CLIMA

O estado do Amapá está em uma posição geográfica caracterizada pela presença da linha do Equador, na denominada Zona Equatorial ou Intertropical, localizada ao longo do contato dos hemisférios norte e sul (Figura 7, Souza *et al.* 2000). Nesse contexto, a distribuição climatológica da precipitação sobre a Amazônia é caracterizada por regimes pluviométricos condicionados direta ou indiretamente a sistemas dinâmicos da circulação atmosférica de grande escala e pequena escala (Marengo & Espinoza 2015, Souza *et al.* 2000).

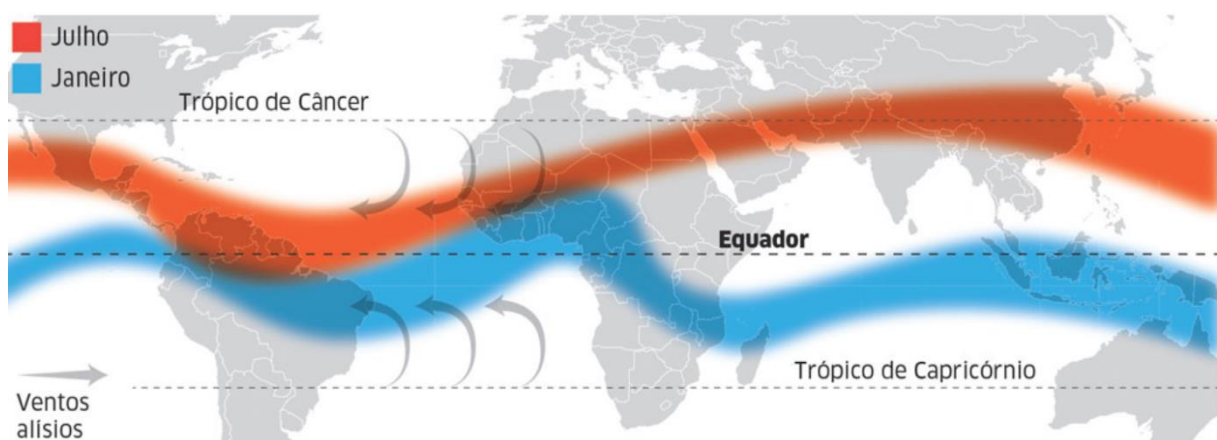


Figura 7 – Variação da faixa de influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT – ITCZ), no verão do hemisfério norte (julho, em vermelho) e no verão do hemisfério sul (janeiro, em azul). Fonte: CPTEC – INPE (2014).

O principal sistema motor na região é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cuja estrutura física é decisiva na caracterização de diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da região tropical, em especial no Amapá e no Pará. A ZCIT é responsável por provocar elevados índices de precipitação, uma baixa variação térmica, além de promover regimes sazonais de inundação na costa (Santos 2006, Souza *et al.* 2000, Souza & Cunha 2010).

Concomitantemente, a sazonalidade dos regimes de chuva é diretamente dependente dos mecanismos climáticos que ocorrem associados aos oceanos Atlântico e Pacífico (Souza & Cunha 2010). Para o Atlântico, o principal mecanismo climático é o Padrão de Dipolo, também definido como Gradiente de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico intertropical, responsável pela formação de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico na Zona Intertropical (Souza & Cunha 2010). Já no Pacífico, o principal mecanismo climático é o fenômeno conhecido como *El Niño*/Oscilação Sul (ENOS), caracterizado por duas fases extremas: o *El Niño* e o *La Niña*, que estão associados a processos anômalos de aquecimento e resfriamento, respectivamente, das águas oceânicas do Pacífico Tropical (Santos 2006, Souza & Cunha 2010).

Segundo Souza *et al.* (2000), este aquecimento superficial anômalo relacionado ao *El Niño*, assim como a migração para o sul da ZCIT durante o verão e outono austral causam uma convecção profunda que define o período chuvoso da Amazônia. Dessa forma, a maior parte da precipitação total anual sobre a Amazônia ocorre durante os meses de dezembro a fevereiro e outono, de março a maio, enquanto que os meses de junho a novembro correspondem a um período de estiagem (Figura 1, Santos 2006, Souza *et al.* 2000, Marengo & Espinoza 2015).

2.6 INTERPRETAÇÃO VISUAL A PARTIR DE SENSORES REMOTO

Considerando a avaliação do potencial de MDE para a caracterização do relevo da planície costeira amazônica como o objeto de estudo central deste trabalho, é necessário assegurar-se de que seja realizada uma correta classificação visual dos ambientes costeiros amazônicos a partir do uso de sensoriamento remoto. Para isso, foram utilizados imageamentos de diferentes sensores associados a imagens de campo e de classificações de trabalhos anteriores realizados ao longo da zona costeira amazônica (Guimarães *et al.* 2018, Santos *et al.* 2008, Teixeira 2011). As imagens de campo utilizadas foram extraídas do banco de dados da CPRM de setorização de riscos geológicos do Estado do Amapá (Ladeira 2012).

Segundo Rebelo (2008), os domínios florísticos, geotectônicos e pedológicos do Estado do Amapá podem ser classificados segundo um critério de concepção de homogeneidade natural, onde, ainda que apresentem tipologias estruturais diferenciadas, ainda assim apresentam um conjunto características próprias, submetidas a dinâmicas de fortes gradientes funcionais que formam um conjunto propriedades em comum.







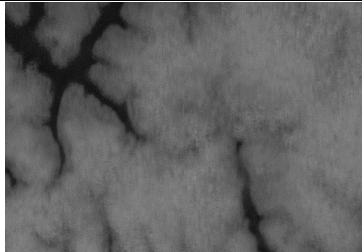


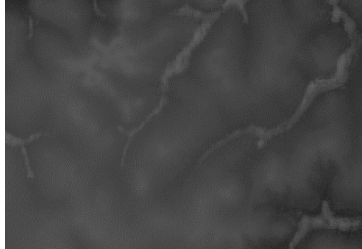


Dessa forma, uma correta interpretação dos ambientes costeiros a partir dos MDE está diretamente vinculada ao conhecimento prévio de como esses diferentes domínios estão interconectados e de como essas feições se comportam quando observadas a partir de sensoriamento remoto. Com a associação dessas diferentes informações, foi possível agrupar os seguintes critérios visuais para o reconhecimento das principais feições encontradas na área de estudo, dispostos na Tabela 1.

É necessário destacar que o padrão criado aqui está relacionado aos MDS, já que somente através deles é possível criar uma associação paralela às imagens ópticas e às fotografias de campo, que também representam os objetos acima da superfície, sobretudo a vegetação. Considerando que neste trabalho os MDE são representados a partir de uma escala de cinza, onde os tons mais claros estão associados as maiores cotas topográficas e os tons mais escuros às menores; os níveis de cinza esbranquiçados puderam ser associados à altura da vegetação, e por conseqüências, aos ambientes com domínios florestais de maior porte, no caso a floresta de terra-firme, seguida da floresta de várzea.

Os ambientes relacionados ao Tabuleiro Costeiro, ainda aqueles compostos majoritariamente por vegetação de pequeno porte ou por solo exposto, como é o caso do cerrado do Amapá, também são definidos por tons de cinza mais esbranquiçados, por pertencerem a classe geomorfológica de maiores cotas topográficas analisada no estudo. Ademais, esses ambientes são espacialmente reconhecidos por fortes contrastes de amplitude de relevo, marcados pela presença associada de escarpas e dissecações.

No caso dos campos herbáceos e arbustivos, observa-se tons de cinzas mais escuros que se aproximam da cor preta observada em corpos d'água, onde a cota topográfica adotada é zero. Isso ocorre, pois, a inundação, ou mesmo a presença de água, elimina o espalhamento de superfície (Teixeira 2011). Por serem as áreas mais sujeitas a inundação, esse é um padrão característico observado para esses ambientes. O funcionamento do sistema de radar de imageamento e o comportamento do sinal retroespalhado, que é um dos principais fatores que influencia na qualidade e na coerência topográfica de um MDE, serão abordados a seguir.

Tabela 1 – Ambientes costeiros amazônicos da área de estudo observados a partir de modelos digitais de elevação, de imagens óticas em cores reais e em imagens de campo. Imagens extraídas de Ladeira (2012).

Classes geomorfológicas	Ambientes costeiros	Modelo digital de superfície	Imagens óticas	Imagem de campo
Planície costeira	Floresta de várzea			
	Campos herbáceos e arbustivos			
Tabuleiro costeiro	Floresta de terra-firme			
	Cerrado do Amapá			

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O SISTEMA RADAR

O termo radar (abreviatura de *Radio Detectiton And Ranging*) refere-se a um dispositivo sensor ativo capaz de detectar alvos através de suas posições e distâncias, que opera na faixa das microondas do espectro eletromagnético, com comprimentos de onda de 0,3 milímetro a 1 metro (Dallemand *et al.* 1993, Guimarães 2017). O radar atua de modo a transmitir um sinal de pulso eletromagnético e medir a resposta de retorno dos alvos na superfície da Terra. Por ser um sensor ativo, ou seja, que possui sua própria fonte de energia, é capaz de operar transmitindo e recebendo pulsos eletromagnéticos durante o dia e a noite. Dentro da faixa das microondas, os intervalos comumente utilizados em radares imageadores são os das bandas K, X, C, L e P (Figura 8, Raney 2008, Woodhouse 2006).

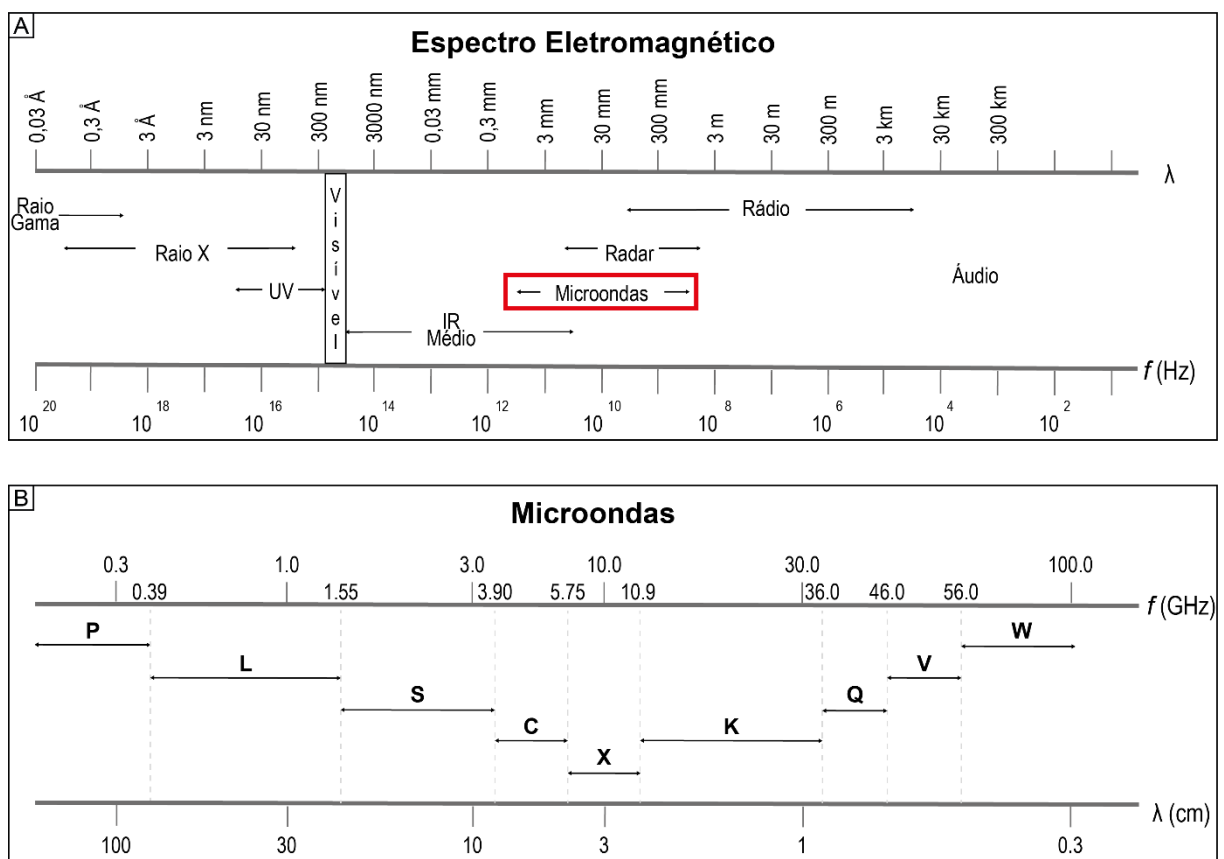


Figura 8 – A) Espectro eletromagnético com destaque para a faixa das microondas (em B). Modificado de Dallemand *et al.* (1993).

O radar de imageamento pode ser utilizado para uma variedade de aplicações geomorfológicas que fazem uso de técnicas qualitativas de fotointerpretação ou quantitativas a partir de seus dados brutos (Hensley & Farr 2013). A fotointerpretação depende dos elementos básicos da imagem, como a cor e a textura, definidos pela geometria da imagem e pela

rugosidade da superfície e constante dielétrica. Segundo Hensley & Farr (2013), uma vez que as imagens de radar são obtidas por pulsos transmitidos lateralmente a linha de voo, o conhecimento da geometria do imageamento é mais importante na interpretação dos dados do que em estudos baseados em sensores ópticos, de forma que a sobreposição e o sombreamento da imagem do radar ocorrem a partir de combinações extremas de ângulo de visão do radar e da topografia.

Nesse sistema, a energia eletromagnética transmitida a partir de uma antena interage com a superfície terrestre e apresenta diferentes padrões de dispersão. Parte dessa energia é retorna para o próprio sensor à medida que ele se desloca, padrão conhecido como retroespalhamento (ou *backscattering*, (Raney 1998). Essa recepção pode ser realizada em um sistema monoestático, ou seja, através da mesma antena de transmissão, ou por um sistema biestático, que é dotado de uma segunda antena capaz de medir a intensidade e o tempo dos sinais retroespalhados (Raney 1998).

Segundo Emery & Camps (2017), esses padrões de dispersão não são tão facilmente caracterizados como no caso de alvos de fácil reconhecimento ou superfícies artificiais e são dependentes de diferentes parâmetros da superfície. Bandas com comprimento de onda mais longos tem uma maior penetrabilidade do que bandas de comprimento de onda mais curtos, enquanto que os meios densos atenuam mais essa penetrabilidade do que os meios difusos (Emery & Camps 2017). No presente trabalho, a noção de penetrabilidade de diferentes bandas é de suma importância para as aplicações pretendidas, à medida que a estruturação do terreno de áreas com grande cobertura vegetal é reconhecível com uma assinatura mais transparente, por exemplo, nas bandas P e L, do que nas bandas X e C, que apresentam a assinatura do dossel florestal (Figura 9).

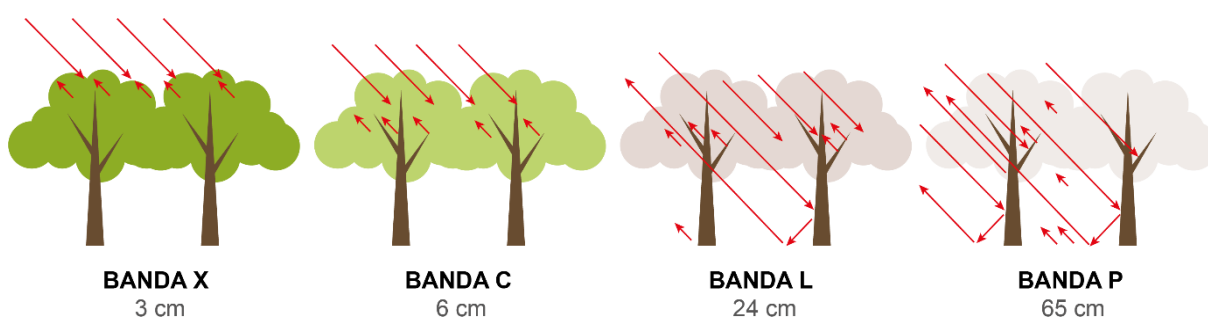


Figura 9 – Sensibilidade das medições SAR à estrutura da floresta e penetração no dossel em diferentes comprimentos de onda usados para observações de sensoriamento remoto aéreo ou espacial da superfície terrestre. Modificado de Flores-Anderson *et al.* (2019).

A penetrabilidade em volumes dá ao radar o potencial de identificar a distribuição em três dimensões de um dispersor, permitindo a caracterização da estrutura de diferentes superfícies em um conjunto (Emery & Camps 2017). Considerando que o retroespalhamento do volume das florestas tem uma relação direta com a biomassa, é uma tendência que essa propriedade tenha um papel fundamental em futuras missões de radar, como é caso da Missão BIOMASS, a ser lançada em 2023 pela Agência Espacial Europeia (ESA), com o objetivo principal de medir a biomassa terrestre a partir de banda P (Le Toan *et al.* 2011). A missão também conta como objetivo secundário mapear a topografia do relevo sobre regiões com densa vegetação (Polidori *et al.* 2018).

3.2 RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA

O termo SAR (*Synthetic Aperture Radar*) refere-se a um sistema de radar de imageamento coerente ativo (que tem a capacidade de medir a fase) obtido através de um controle preciso sobre o tempo de início e ângulo de fase do pulso transmitido, da frequência do oscilador coerente (demodulador) e do deslocamento da plataforma (Ramos 2013). A definição de abertura sintética se dá em função da simulação de uma antena virtual longa através do deslocamento da plataforma de uma outra antena, esta real e curta, a partir dos princípios de interferência e na cadência de feixes sob efeito Doppler (Woodhouse, 2006).

A preservação e o processamento da informação de fase do sinal transmitido permitem novas oportunidades para a exploração de dados, o que não é possível em sensores ópticos (Ramos 2013). A partir da comparação eletrônica do sinal refletido com o sinal de referência do pulso emitido, é possível obter-se a informação da frequência Doppler, de modo que o processamento dos consecutivos pulsos transmitidos ao longo da trajetória da antena permita uma maior abertura sintética do radar, além de uma maior resolução espacial (Ouchi 2013, Woodhouse 2006).

A geometria de um sistema SAR (Figura 10), baseia-se no deslocamento da plataforma móvel (seja um satélite, uma aeronave, um ônibus espacial ou um VANT) na direção azimutal (y) e de seu vetor de velocidade (V_{sar}) a uma certa altura da superfície terrestre, definida como altitude (H , Woodhouse 2006). Os pulsos retroespalhados pela superfície alvo são convertidos em alcance (*range*) e a área iluminada pela antena na superfície terrestre é denominada *swath*, limitada pelas direções de alcance de terreno (ou *ground range*, ΔX) e azimutal (ΔY , Guimarães

2017). Suas dimensões dependentes da altitude da plataforma, do comprimento de onda e do tamanho da antena (Woodhouse 2006).

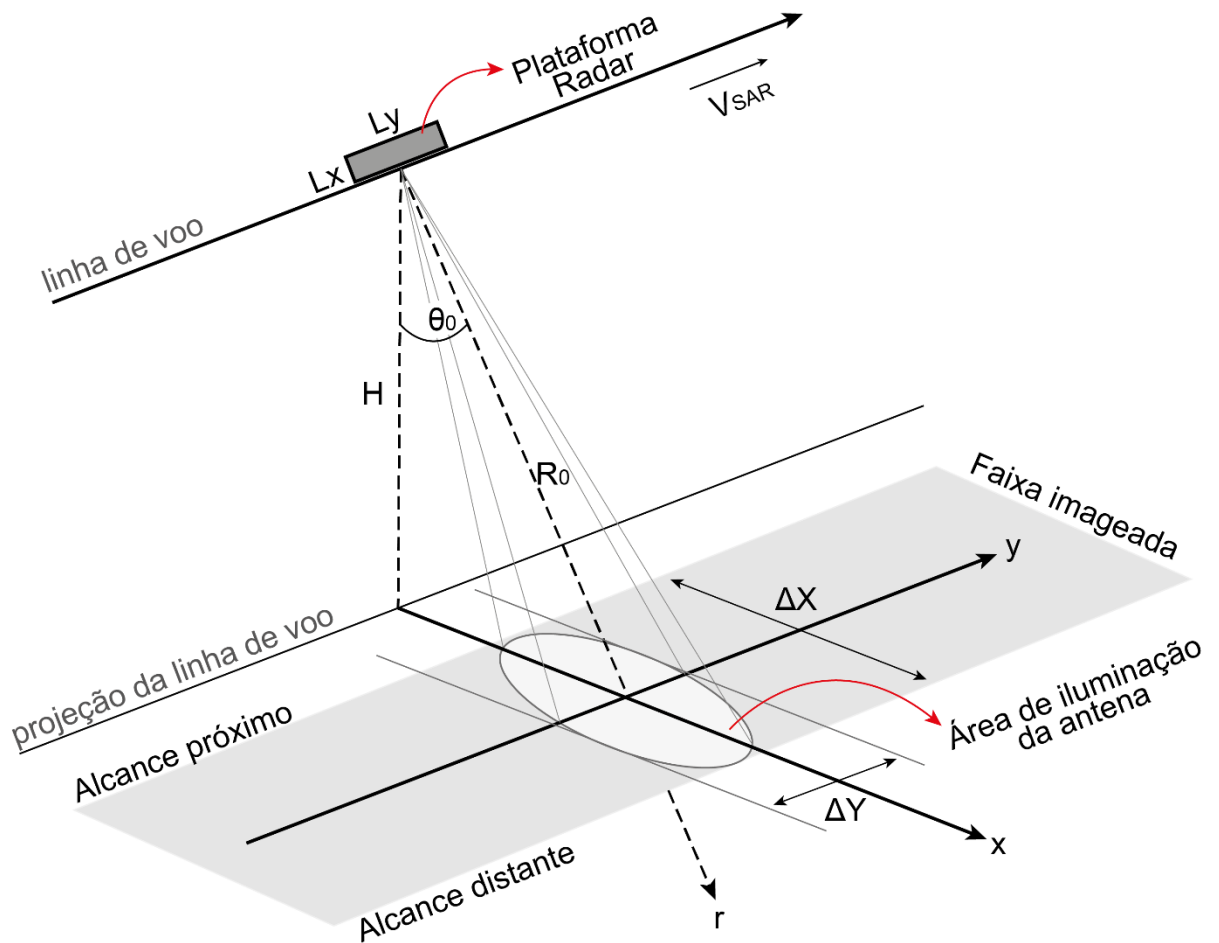


Figura 10 – Geometria de aquisição de imagens SAR. Modificado de Woodhouse (2006).

O eixo radial de visada do alcance é definido como *Slant-Range* (R), enquanto que a porção do *swath* mais próxima da visada em nadir do satélite é conhecida como alcance próximo (*near range*), e a mais afastada como alcance distante (*far range*). Ademais, o ângulo entre o pulso transmitido e o ângulo nadir da plataforma SAR representa o ângulo de incidência (θ) que aumenta quando a antena se desloca entre o alcance próximo e o alcance distante (Madsen & Zebcker 1998).

3.3 INTERFEROMETRIA SAR

O radar de abertura sintética interferométrico (InSAR), por sua vez, combina os princípios do SAR, já descritos acima, com os da interferometria, que é a ciência aplicada ao estudo e medições das distâncias relativas entre duas ou mais ondas, a partir de propriedades da

radiação eletromagnética (Woodhouse 2006). Segundo Woodhouse (2006), o potencial das medições interferométricas ocorreu inicialmente para melhoria da resolução espacial de imageadores passivos e altímetros, além de encontrar possibilidades de correção de distorções topográficas em radares imageadores, gerar novas formas de medições de MDE com precisões de ordem centimétrica (mesmo do espaço), além de detectar deformações na superfície terrestre a partir de imagens com intervalos de tempo na aquisição.

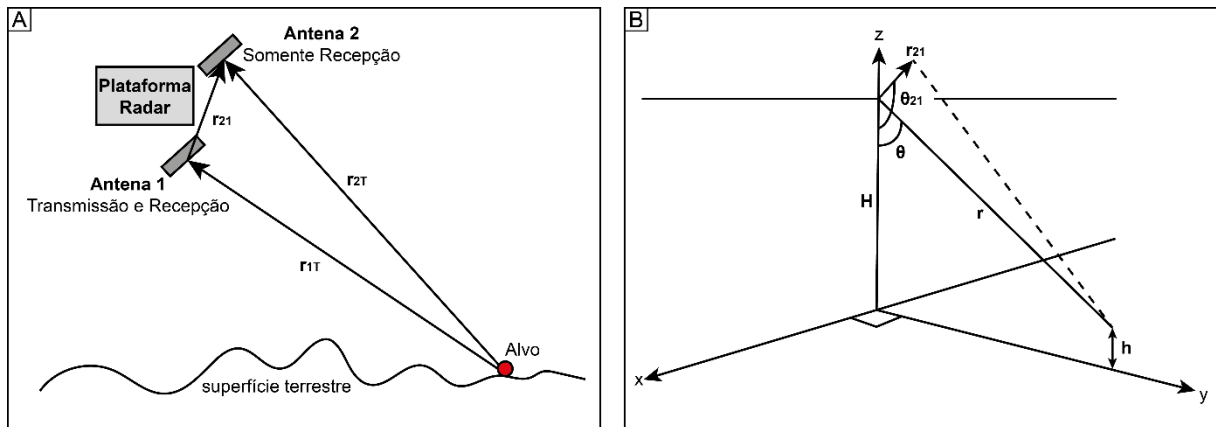


Figura 11 – Geometria geral de um sistema interferométrico de duas antenas. Modificado de Madsen *et al.* (1993).

As técnicas de SAR interferométrico combinam imagens complexas registradas por antenas em locais diferentes (linhas de base espaciais) ou em momentos diferentes (linhas de base temporais) para formar interferogramas que permitam a determinação de diferenças mínimas no alcance para pontos correspondentes de um par de imagens (Figura 11A, Madsen & Zebcker 1998). Essa aplicação se dá a partir do princípio da fase interferométrica, que tem uma maior importância para o mapeamento topográfico, definida como a diferença de fase de duas aquisições que resultam em franjas de interferência de acordo com os princípios de sobreposição de ondas de Thomas Young (Woodhouse 2006). A ocorrência de franjas em um interferograma está associada a suas origens coerentes, ainda que originadas em posições diferentes, de modo que quanto mais distantes estejam os satélites no momento da aquisição, maior a quantidade de franjas geradas (Ramos 2013).

A radiação eletromagnética coerente apresenta um padrão senoidal, onde a fase do sinal recebido é uniformemente distribuída de 0 a 360° ou de 0 a 2π , e que ao propagar no espaço, percorrem distâncias discretas, nas quais a fase transita de $-\pi$ para $+\pi$ para cada comprimento de onda percorrido (Guimarães 2017). Com essas considerações, a diferença de fase ($\Delta\Phi$) é dada por dois ou mais sinais de uma célula de resolução após percorrer um trajeto de transmissão e recepção (r) com referência a uma plataforma mestre e serva (Figura 11B).

As medidas de diferença de fase são definidas por variações angulares proporcionais ao alcance inclinado do alvo imageado e inversamente proporcionais ao comprimento de onda, sendo definida a partir de 8 contribuições (1): Φ flat (fase da superfície plana), Φ topo (fase topográfica); Φ orbit (erros provenientes da informação de órbita) Φ defo (fase da deformação do terreno), Φ tropo (fase da troposfera), Φ iono (fase da ionosfera), Φ scat (fase do retroespalhamento do alvo) e Φ noise, que é o termo de ruído combinado (Guimarães 2017, Paradella *et al.* 2012, Zebker & Goldstein 1986).

$$\Delta\Phi = \Phi \text{ flat} + \Phi \text{ topo} + \Phi \text{ orbit} + \Phi \text{ defo} + \Phi \text{ tropo} + \Phi \text{ iono} + \Phi \text{scat} + \Phi \text{noise} \quad (1)$$

3.4 MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO

Modelos digitais de elevação (MDE) consistem na representação tridimensional de valores de elevação em diferentes pontos sobre um *datum*, para uma área geográfica específica (Figura 12, Guth *et al.* 2021, Valeriano 2008). O processamento desses registros altimétricos ocorre a partir de uma matriz com valores de elevação para cada pixel, onde esses valores correspondem à altitude do relevo e o MDE represente a topografia da superfície terrestre (Valeriano 2008). Possui uma aplicabilidade multidisciplinar, tendo contribuído significativamente para o impulsionamento de diversos campos de estudo, como da geomorfometria, geociências, agricultura, defesa, telecomunicações e prevenção de desastres. No entanto, somente a partir da década de 1980, com o advento da computação, se tornou possível adquirir, processar e exibir dados de elevação de maneira eficiente e econômica, por meio da aplicação de módulos sofisticados de hardware e software capazes de manipular prontamente grandes volumes de dados espaciais (Carrara *et al.* 1997, Polidori & El Hage 2020).

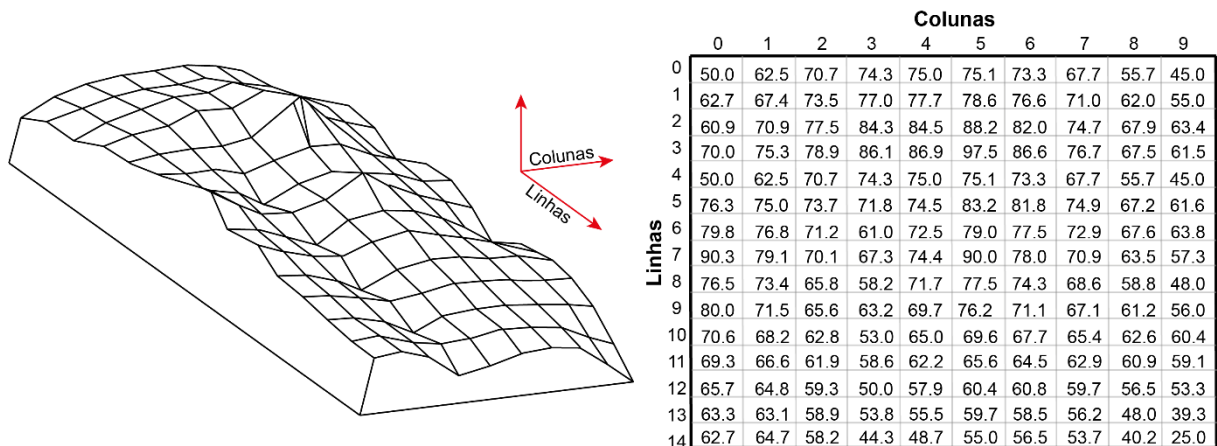


Figura 12 – Representação numérica de um modelo digital de elevação em uma malha regular. Modificado de Prodanović *et al.* (2009).

3.4.1 Estruturação de um MDE

A estruturação de um MDE refere-se aos métodos usados para capturar e armazenar dados de elevação sobre áreas adjacentes. Pode ser diferenciada a partir de quatro abordagens básicas, cada uma com recomendações e restrições a depender da aplicabilidade e da forma como os dados da fonte são coletados e armazenados: I) um MDE em malha, que representa uma matriz quadrada regular onde cada pixel é uma elevação (Figura 13A), II) um modelo de redes trianguladas irregulares (*Triangulated Irregular Networks - TIN*), que é uma superfície formada por um conjunto de triângulos contíguos e não sobrepostos em que cada vértice desses triângulos corresponde a um valor de elevação conhecido (Figura 13B); III) em curvas de nível (Figura 13C), que baseia-se no conceito de que a superfície pode ser dividida em pequenos polígonos de forma irregular com base em linhas de curvas de nível e suas ortogonais; e IV) em perfis topográficos, que dos métodos é o mais simplificado e que menos permite uma compressão tridimensional acurada (Masini *et al.* 2011).

Hengl & Evans (2009) também propõem a separação das estruturações dos MDE em dois grupos: aqueles baseados em vetor, como é o caso do TIN e das curvas de nível; e os baseados em raster, como é o caso das malhas regulares (Figura 13).

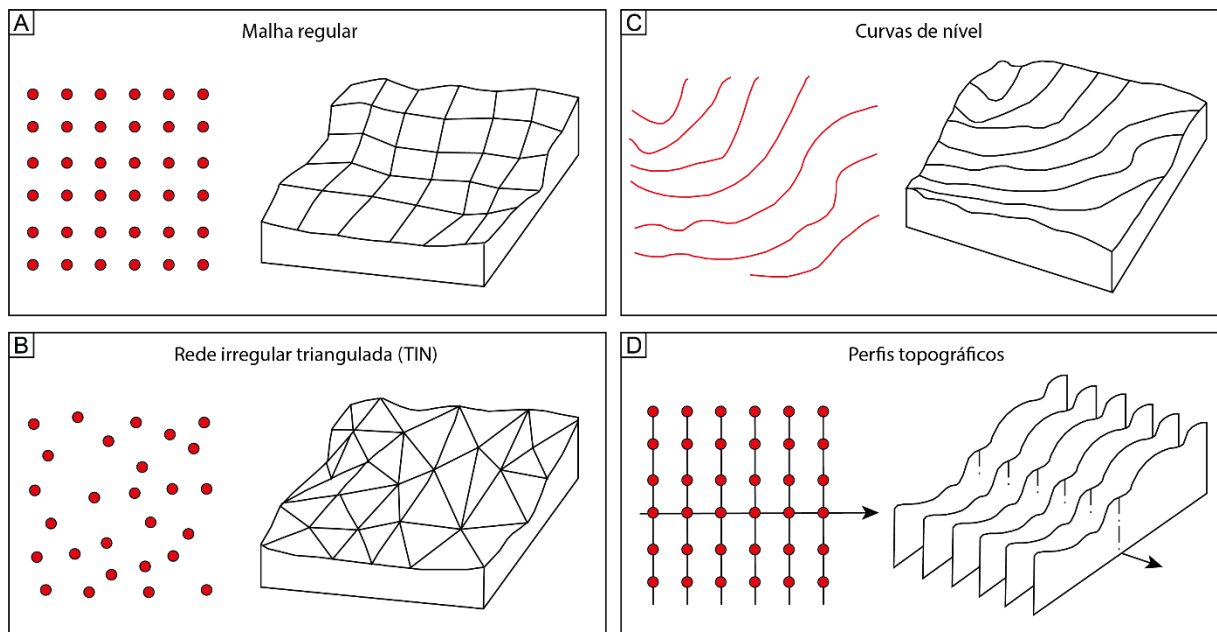


Figura 13 – Estruturas de dados de MDE típicas: A) em malha regular; B) TIN; C) em curvas de nível; e D) em perfis topográficos. Modificado de Murai (1999).

A malha regular é a estrutura de dados mais utilizada no passado devido à sua simplicidade, mas apresenta como desvantagens a incapacidade de representar facilmente mudanças bruscas de elevação, o detalhamento da superfície terrestre em áreas planas,

dificuldade de calcular com precisão áreas de captação específicas e as direções de fluxo (Hengl & Evans 2009, Masini *et al.* 2011, Prodanović *et al.* 2009). Apesar de aparentar representar uma superfície contínua, a malha regular não é contínua, e a depender da resolução do pixel, não é possível definir se a malha é representativa de uma mudança abrupta da superfície do terreno (Masini *et al.* 2011). Normalmente é determinada por interpolação ou métodos de aproximação, como ponderação do inverso da distância (*Inverse Distance Weighting* - IDW), mínimos quadrados móveis (*Moving Least Squares* - MLS), interpolação linear ou krigagem (Hengl & Evans 2009).

O método de redes trianguladas irregulares (TIN), produz uma rede de triângulos que conectam todos os pontos dos dados, onde os valores das células da malha são calculados usando a inclinação e a forma dos triângulos e o usuário determina (com base na opinião de especialistas) o comprimento máximo dos lados do triângulo e um expoente (Hengl & Evans 2009, Masini *et al.* 2011). Um diferencial deste método é sua capacidade de incorporar discontinuidades e de representar terrenos irregulares, já que a densidade do triângulo pode ser variada facilmente Hengl & Evans 2009. Como desvantagem, o método não é adequado para representar mudanças graduais da superfície terrestre pois não é contínuo, o que faz com que mudanças abruptas apareçam como efeitos não naturais relacionados (Carrara *et al.* 1997). A interpolação mais comum para a geração de um MDE por TIN é a triangulação de Delaunay, baseada em diagramas de Voronoi (Masini *et al.* 2011).

As curvas de nível são frequentemente usadas pelos cartógrafos para retratar o relevo, enquanto que os perfis, são melhor derivados da análise fotogramétrica de fotografias aéreas (Carrara *et al.* 1997). Devido à sua estrutura topológica simplificada, ambos não são adequados para análise espacial automatizada da morfologia do terreno. As malhas regulares são geralmente derivados de curvas de nível digitalizadas de folhas topográficas existentes ou diretamente do processamento automatizado de dados aéreos/fotogramétricos através de técnicas de correlação de imagens digitais (Carrara *et al.* 1997).

Quantos aos interpoladores, um dos principais métodos utilizados é a já citada ponderação do inverso da distância (IDW). Nele, o valor estimado de uma célula da malha depende de sua distância até os pontos de dados vizinhos, onde quanto maior a distância, menor a influência do ponto de dados nesse valor (Hengl & Evans 2009). Esta relação depende de um expoente que é definido pelo usuário, que também determina o raio dentro do qual os pontos de dados são usados para calcular um valor de célula da malha. As principais desvantagens

deste método são sua tendência de suavizar o relevo em pequena escala, além do efeito de agrupamento em torno dos pontos de dados (Masini *et al.* 2011).

Outro importante método de interpolação é a krigagem, em que a variabilidade espacial dos dados condiciona a função que relaciona os pesos das amostras às suas distâncias (Valeriano & Rossetti 2010). A variabilidade espacial de um dado está relacionada à semelhança ou diferença entre as observações em função de sua proximidade no espaço, de modo que observações muito próximas tendem a ter atributos iguais e amostragens espaçadas tendem a aumentar a variância de estimativa (Valeriano & Rossetti 2010). Com base na posição desses pontos no variograma, uma função matemática é gerada e então utilizada para a interpolação, que é expressa por meio do tipo de função escolhida e do método para obter o melhor ajuste (Masini *et al.* 2011). As desvantagens da krigagem são a complexidade do método e as dificuldades de filtrar as tendências naturais em áreas de estudo maiores (Masini *et al.* 2011).

3.4.2 Técnicas de geração

A geração de um MDE pode ser realizada desde a partir de técnicas mecânicas e de menor cobertura de área mapeada, até mesmo a partir de sensores aerotransportados e orbitais, que favorecem mapeamentos a nível regional ou global, respectivamente. Entre as técnicas passíveis de serem geradas a partir de maneira analógica, ou de baixa cobertura, estão os levantamentos de campo por GNSS, por teodolito, fotografias aéreas (*estereopar*) e através da extração de curvas de nível cartas topográficas, que demandam um maior controle manual para a geração dos modelos (Carvalho 2009).

Quanto a técnicas capazes de gerar levantamentos com maiores coberturas de áreas, é comum o uso de sensores ativos e passivos a bordo de satélites orbitais ou de aviões, e dentre as técnicas mais utilizadas estão a interferometria SAR, a fotogrametria digital, além do Lidar (*Ligth Detection And Ranging*), ainda que este tenha maiores restrições de cobertura (Wehr & Lohr 1999). A interferometria SAR (InSAR), como já abordado anteriormente, é uma das principais técnicas de geração de um MDE, podendo ser realizada através de sensores aerotransportados ou orbitais e se baseia na propriedade de espalhamento de dois sinais de onda de radar coerentes pela mesma superfície, que podem ser interferometricamente processados, em que a topografia do terreno é resultante da diferença de fase entre os dois sinais (Madsen & Zebcker 1998, Woodhouse 2006, Zebker & Goldstein 1986). Entre os dados de interferometria de ampla cobertura global e acesso gratuito pode-se citar os produtos da *Shuttle Radar*

Topography Mission (SRTM) que gerou MDE com resolução espacial de 90 e 30 metros (Farr *et al.* 2007, Grohmann *et al.* 2008).

O SRTM foi a primeira experiência de aplicação da interferometria a bordo de uma nave espacial, a *Space Shuttle Endeavour*, em uma missão realizada entre os dias 11 e 22 de fevereiro de 2000 (Farr *et al.* 2007). Outro exemplo de missão espacial com o objetivo de gerar um MDE baseado em técnicas de InSAR orbital na banda X foi a missão TanDEM-X, uma parceria entre o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a *Airbus Defence and Space* (Leister-Taylor *et al.* 2020).

A fotogrametria baseia-se no processo de reconstrução automática do espaço tridimensional (espaço-objeto) a partir de imagens bidimensionais (espaço – imagem Costa 2014). Nesta técnica, as fotografias aéreas são adquiridas de modo que um mesmo objeto aparece em duas fotografias sucessivas em diferentes ângulos, e em que cada posição da plataforma imageadora, ao fotografar o terreno, corresponde a um dos olhos que permitirá a visão estereoscópica, ou seja, a noção de profundidade da superfície do relevo fotografado (Brito & Coelho 2007, Costa 2014). Nesse contexto, o conjunto de duas fotografias consecutivas com esses parâmetros é definido como par estereoscópico ou estéreopar (Brito & Coelho 2007).

Um conceito chave para a aplicação da fotogrametria na geração de um MDE é o de paralaxe, fenômeno referente a aparente mudança na posição de objetos fixos para um observador em movimento, onde, tendo a altura do terreno de base, é possível fazer medições em estereopares (Brito & Coelho 2007). Por fim, a geração do MDE é automatizada através da fototriangulação, onde é possível determinar as coordenadas do terreno (ou do espaço-objeto) dos pontos fotogramétricos selecionados sobre as imagens fotográficas (espaço-imagem, Costa 2014). Como exemplo de MDE gerados a partir da fotogrametria, pode-se citar os produtos ASTER GDEM e ALOS WORLD 3D (AW3D30), que também foram objetos analisados no presente trabalho.

3.4.3 Modelo digital de superfície x modelo digital de terreno

A utilização de um MDE requer uma definição clara da superfície física a ser modelada, visto que o termo é genérico, e representa qualquer superfície gerada a partir de valores altimétricos. Um modelo digital de superfície (MDS) representa o resultado de técnicas onde o sinal do radar é refletido pela cobertura vegetal de árvores (chamado de dossel florestal) ou por outros objetos artificiais e naturais localizados acima da superfície do solo (Grohmann *et al.*

2008, Polidori & El-Hage 2020, Polidori & Simonetto 2014). Esse modelo é fornecido pela maioria das técnicas de produção de MDE, como a fotogrametria e o uso de radar de comprimento de onda curta (Polidori & El-Hage 2020).

Já um modelo digital de terreno (MDT) reflete uma modelagem através de valores altimétricos a nível do solo (Figura 14). Entre as técnicas utilizadas para obter esses modelos estão: levantamentos por GNSS em campo, mapas topográficos (curva de nível), técnicas a laser (Lidar), além de InSAR de comprimento de onda longa, como é o caso da banda P, que é capaz de penetrar o dossel florestal e outros objetos sobre a superfície terrestre (Grohmann *et al.* 2008, Polidori & El-Hage 2020, Wehr & Lohr 1999).

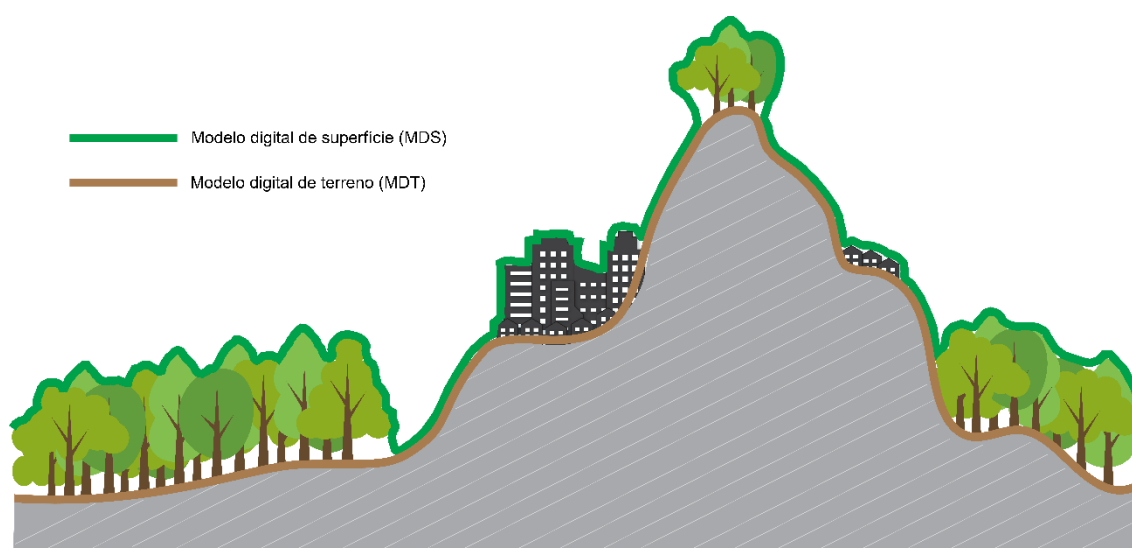


Figura 14 – Representação de um MDT e um MDS na presença de árvores e prédios.

Os principais produtos altimétricos globais derivados de InSAR nas bandas X e C, como o SRTM e o Copernicus DEM, ou gerados a partir de fotogrametria orbital, como é o caso no ASTER GDEM, não apresentam de fato a superfície terrestre. Ainda que sua utilização seja aplicável a uma variedade de estudos geomorfológicos, podem encontrar limitações em análises onde a cobertura vegetal interfira demasiadamente na caracterização do terreno a nível de solo (Polidori *et al.* 2018, Polidori & El-Hage 2020, Vieira 2015). Em regiões de baixa declividade, essas limitações são mais perceptíveis, de modo que esses produtos apresentam uma maior quantidade de feições indiscriminadas e objetos não-topográficos, que confere um padrão de rugosidade à superfície, que são reproduzidos no cálculo das derivações topográficas derivadas a partir deles, como declividade e orientação de vertentes (Valeriano & Rossetti 2008).

No Brasil, visando atender a limitações em regiões de grande cobertura vegetal, o Exército Brasileiro estabeleceu um programa de mapeamento topográfico da Amazônia,

denominado de “Radiografia da Amazônia”, que gerou produtos para a região através de InSAR aerotransportado com radares nas bandas X e P (Correia 2011). De modo análogo para o Estado do Amapá, em uma parceria entre a Secretaria de Meio Ambiente do Estado (SEMA-AP) e Diretoria de Serviço Geográfico do Exército (DSG), foram gerados produtos a partir da mesma tecnologia, denominado Base Cartográfica Digital Contínua do Estado do Amapá (BCDCA – Vieira 2015). Este produto, que será o principal objeto de estudo deste trabalho, apresenta tamanho de pixel de 2,5 metros e precisão planimétrica de 5 metros na banda P, atendendo um padrão de exatidão cartográfica (PEC) classe A na escala de 1:25.000 (Santos Filho & Oliveira 2016).

Estudos preliminares desses produtos demonstraram o potencial do uso da banda P no mapeamento topográfico em áreas florestadas (Vieira 2015, Santos Filho & Oliveira 2016, Santos Filho *et al.* 2017). Observam-se claras diferenças na altura do dossel florestal (MDS), representado através do radar de banda X, e do nível do terreno (MDT), a partir do radar de banda P, além da eliminação de diferenças morfológicas e de maiores frequências relacionadas ao topo do dossel florestal (Polidori *et al.* 2018).

3.4.4 Variáveis morfométricas

A aplicabilidade de um MDE está diretamente relacionada a derivação dos descritores de terrenos regionais ou locais do mesmo, dos quais é possível gerar interpretações em termos qualitativos e baseadas em análises numéricas, também definidas como geomorfometria (Polidori & El Hage 2020, Valeriano 2008). A análise das formas de um terreno e suas derivações constitui a etapa inicial de avaliação de um MDE, de modo que seus valores locais permitem uma observação direta da distribuição espacial das feições de relevo (Polidori & El Hage 2020, Valeriano 2005).

A partir dessa análise, é possível obter-se variáveis derivadas da altimetria (Figura 15), a variável de primeira ordem, como exemplo da declividade, do relevo sombreado, da área de contribuição de bacias hidrográficas e a orientação das vertentes e curvaturas (Polidori & El Hage 2020, Santos *et al.* 2017, Valeriano 2005). Medições e mapeamento dessas variáveis em campo permitem gerar produtos paramétricos, de forma a validar e representar o MDE de maneira quantitativa e objetiva (Valeriano 2005).

O emprego de variáveis morfométricas é essencial para a estudos que visam a identificação uniforme de feições do relevo de determinado sistema terrestre (Valeriano 2005). Como exemplo, a aplicabilidade de descritores de terreno permite a geração de informações

consistentes sobre a exposição a movimentos de massa ou a fenômenos de inundação, principalmente na caracterização do comportamento da propagação da onda de inundação (Manfreda *et al.* 2014, Santos *et al.* 2017).

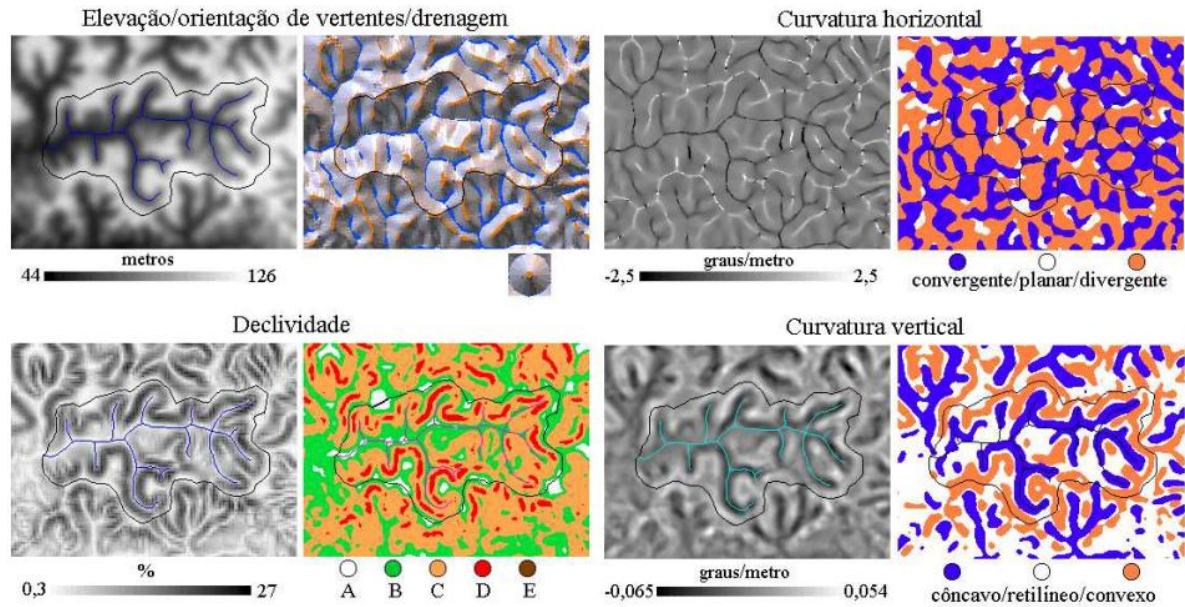


Figura 15 – Análises morfométricas locais de uma microbacia. Fonte: Valeriano (2005).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS

Para a análise proposta no trabalho, foram utilizados 8 modelos digitais de elevação, descritos a seguir (Tabela 2):

4.1.1 ALOS WORLD 3D

A bordo do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), o sensor PRISM (*Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*) foi lançado em janeiro de 2006 com capacidade de gerar imagens pancromáticas estereoscópicas ao longo da trilha no nadir (NDR), para frente (FWD) e para trás (BWD), com resolução de 2,5 m (Shimada *et al.* 2010). Em seus cinco anos de operação, o ALOS produziu aproximadamente 6,5 milhões de cenas cobrindo todo o globo, e em um processo automatizado de todas as cenas com menos de 30% de cobertura de nuvens (cerca de 3 milhões de cenas) foi usado para gerar um MDE global com resolução de 5 m (JAXA 2021). Embora o conjunto de dados de 5 m seja distribuído comercialmente, uma versão com resolução de 30 m, utilizada neste trabalho, está disponível gratuitamente. As precisões são relatadas apenas para o conjunto de dados de 5 m, com um RMSE de 5 m para horizontal e vertical (Takaku *et al.* 2014).

4.1.2 ASTER GDEM

O sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) foi lançado em dezembro de 1999 a bordo do satélite Terra, com a capacidade de gerar imagens estereoscópicas no comprimento de onda do infravermelho próximo (0,78–0,86 μm), com resolução espacial de 15 m (Abrams *et al.* 2020). O ASTER GDEM V1 foi produzido processando automaticamente todo o arquivo ASTER, com cerca de 1.500.000 cenas, adquiridas de 2000 a 2008 (Abrams *et al.* 2020, Tachikawa *et al.* 2011). O ASTER GDEM V2 foi lançado em 2011, com aprimoramentos da primeira versão a partir de novos algoritmos de processamento, da inclusão de cerca de 250.000 cenas adquiridas entre 2008 e 2011, melhor georreferenciamento das imagens e aumento de resolução espacial de 120 m a 70 m (Tachikawa *et al.* 2011). Com 95% de confiança, o ASTER GDEM tem uma precisão estimada de 30 m na horizontal e 20 m na vertical (Tachikawa *et al.* 2011).

Já o ASTER GDEM V3, utilizado neste trabalho, foi lançado em 2019 e apresenta uma diminuição na área de vazios de elevação devido ao aumento dos dados de imagem estéreo ASTER e novos aprimoramentos nos algoritmos de processamento (Abrams *et al.* 2020).

4.1.3 Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá (BCDCA): MDT e MDS

A Base Cartográfica Contínua do Amapá (BCDCA) é um conjunto de informações geoespaciais geradas por um imageamento por radar de abertura sintética interferométrico (InSAR) aerotransportado realizado sobre o Estado do Amapá. Estes produtos foram disponibilizados pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Amapá (SEMA-AP) em parceria com o Exército Brasileiro (Vieira 2015, Santos Filho & Oliveira 2016).

Entre os produtos gerados a partir dos dados SAR processados estão: ortomosaicos nas bandas X e P, modelo digital de superfície (MDS), modelo digital de terreno (MDT), altura da vegetação (para estudos de biomassa), ortoimagens bandas X e P com resolução espacial de 2,5 m e ortoimagens coloridas nas bandas X e P na mesma resolução (Santos Filho *et al.* 2017). Em termos de precisão altimétrica, o MDS (Banda X) apresenta um RMSE de 3,33 m, atendendo ao PEC antigo de classe A, para a escala 1:25.000; enquanto que o MDT (banda P) apresenta RMSE de 3,33 m em áreas abertas e 4,56 m em áreas com densa vegetação. Para precisão planimétrica, o Erro Padrão de ambos é menor que 7,5 m (Santos Filho *et al.* 2017).

4.1.4 Copernicus DEM

O Copernicus DEM é um modelo digital de superfície baseado nos dados do produto WorldDEM. Esse produto é uma versão gratuita e pública baseado nos dados de radar adquiridos na Missão TanDEM-X, financiada por uma parceria entre o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a *Airbus Defence and Space* (Leister-Taylor *et al.* 2020). A missão tinha objetivo de gerar um MDS consistente e de alta precisão em todo o mundo, baseado na interferometria de radar de abertura sintética (SAR) a partir dos satélites TerraSAR-X e TanDEM-X. Pelo menos duas coberturas completas de dados da superfície da Terra foram adquiridas para gerar o MDE.

A precisão horizontal absoluta pode ser determinada a partir do erro vertical absoluto que é declarado com uma média aritmética de LE90 absoluto menor que 4 m para o produto global. A precisão horizontal é especificada com erro circular menor que 6 m, com um nível de confiança de 90% (Leister-Taylor *et al.* 2020).

4.1.5 NASADEM

O NASADEM é uma modernização do modelo SRTM e usa técnicas aprimoradas de processamento de dados, bem como o uso de dados de outros produtos, como ICESat/GLAS, ASTER GDEM e AW3D30 (Buckley *et al.* 2020). A técnica de processamento otimizado usada

para o NASADEM minimizou os vazios de dados, estendeu a cobertura espacial e melhorou a precisão vertical do SRTM (Uuemaa *et al.* 2020). O modelo gerado utilizou-se do mesmo para o imageamento do ano 2000 da missão SRTM, porém, não foram disponibilizados dados em termos de acurácia vertical e horizontal a nível global, ainda que estudos locais tenham demonstrados que o NASADEM representa apenas uma ligeira melhoria comparado ao SRTM e que a precisão do MDE está mais relacionada a declividade, sem relação com a orientação do mesmo. (Uuemaa *et al.* 2020, Carrera-Hernández 2021).

4.1.6 SRTM

A *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foi uma cooperação entre a NASA, a Agência Nacional de Inteligência Geoespacial dos EUA (NGA), o Departamento de Defesa dos EUA (DoD), DLR e a Agenzia Spaziale Italiana (ASI), em que a missão espacial STS-99 do ônibus espacial Endeavour voou durante 11 dias em fevereiro de 2000, com o objetivo principal de mapear a topografia de áreas continentais entre 60°N e 60°S (cerca de 80% das massas terrestres da Terra) por InSAR (Farr *et al.* 2007). Dois radares de abertura sintética operaram durante a missão SRTM: um sistema de banda C e um sistema de banda X. Enquanto a banda C gerou uma cobertura de mapeamento contígua, a banda X gerou dados ao longo de faixas de 50 km de largura (Farr *et al.* 2007).

Na disponibilização do SRTM V1, a malha de 30 m é inicialmente degradada a 90 m, característica que é recuperada na segunda versão (SRTM V2). A última versão oficial (SRTM V3), teve por objetivo a eliminação completa de vazios, preenchidos principalmente com dados do MDE ASTER GDEM. O modelo apresenta uma acurácia vertical absoluta de 16 m de RMSE para a banda C e de 6 m para a banda X, enquanto que a acurácia horizontal absoluta é menor que 20 m na banda C e 15 m para a banda X, com nível de confiança de 90% (Farr *et al.* 2007).

4.1.7 Topodata

O projeto Topodata (Valeriano & Rossetti 2012) disponibiliza dados da primeira versão da missão SRTM refinados por krigagem para todo o território brasileiro, com resolução espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m). Esta abordagem não aumenta o nível de detalhe do modelo resultante, nem reflete em um aumento da acurácia vertical e horizontal, porém resulta em uma representação da superfície com maior coerência de suas propriedades angulares (declividade, orientação de vertentes, etc.) entre as células vizinhas, fator importante em análises geomorfométricas (Valeriano 2008, Valeriano *et al.* 2006).

Tabela 2 – Modelos digitais de elevação de abrangência global, nacional e local utilizados no trabalho.

MDE	Método	Referência horizontal	Referência vertical	Resolução espacial	Precisão horizontal	Precisão vertical	Aquisição
ALOS WORLD 3D v2.1	Fotogrametria orbital	WGS84	EGM96	1.0 arcseg (~30 m)	5 m	5 m	2006 – 2011
ASTER GDEM v3	Fotogrametria orbital	WGS84	EGM96	1.0 arcseg (~30 m)	30 m	20 m	2011
BCDCA MDT	<i>InSAR</i> aerotransportado na banda P	SIRGAS 2000	MAPGEO 2010	0.08 arcseg (~2.5 m)	< 7,5 m	3,33 m – 4,56 m	2014
BCDCA MDS	<i>InSAR</i> aerotransportado na banda X	SIRGAS 2000	MAPGEO 2010	0.08 arcseg (~2.5 m)	< 7,5 m	3,33 m	2014
Copernicus	<i>InSAR</i> orbital na banda X	WGS84	EGM2008	1.0 arcseg (~30 m)	< 6 m	< 4 m	2011 – 2015
NASADEM	Reprocessamento do SRTM v3	WGS84	EGM96	1.0 arcseg (~30 m)	< 20 m	< 16 m	2000
SRTM v3	<i>C-band orbital InSAR</i>	WGS84	EGM96	1.0 arcseg (~30 m)	< 20 m	< 16 m	2000
Topodata	Processamento por krigagem do SRTM v1	SIRGAS 2000	EGM96	1.0 arcseg (~30 m)	< 20 m	< 16 m	2000

4.2 AVALIAÇÃO DA QUALIDADE DOS MDE EM PLANÍCIES

4.2.1 Comparação estatística

A qualidade dos MDE foi avaliada a partir de critérios estatísticos e gráficos relacionados com o realismo das formas dos modelos selecionados (Polidori & El Hage 2020). As similaridades e diferenças entre os modelos foi avaliada para a área total dos diferentes produtos em malhas de 30 m após reamostragem. A análise da similaridade é baseada na equação do coeficiente de correlação de *Pearson* realizada entre os 8 modelos, de acordo com duas variáveis morfométricas: elevação e declividade (2). A distribuição estatística da elevação e da declividade é analisada por meio dos histogramas destas duas variáveis, a fim de destacar, para cada MDE, a influência da vegetação e a capacidade (ou limitação) de cada um deles em representar corretamente as planícies.

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \sqrt{n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2}} \quad (2)$$

Onde: x_i e y_i correspondem aos valores coletados por duas variáveis diferentes; n é o número de medidas; e r é um valor entre -1 e 1 (em que quanto mais próximo dos extremos -1 e 1 for o resultado maior a correlação e quanto mais próximo de zero, menor a correlação).

Suas diferenças são avaliadas a partir do cálculo da subtração dos valores de elevação e declividade dos demais modelos pelos do BCDCA MDT, tomado como referencial de terreno, conforme a equação (3), onde DX corresponde à diferença da variável X (elevação ou declividade), X_{mde} é o valor no MDE selecionado e X_{ref} o valor no modelo de referência.

$$DX = X_{mde} - X_{ref} \quad (3)$$

4.2.2 Comparação visual

A avaliação do realismo das formas visa definir quanto o modelo preserva as propriedades angulares do terreno, em especial, a declividade e o azimute, essenciais para análises geomorfológicas, principalmente em regiões de planície. Nesta etapa, os MDE são comparados visualmente, a partir de uma representação hipsométrica sobre toda a área de estudo e um perfil de elevação sobre um eixo representativo da variedade de ambientes da região, a fim de mostrar o impacto geral do relevo e da cobertura vegetal sobre os diferentes produtos topográficos. Ademais, é feita uma interpretação visual mais detalhada para dois recortes representativos de planície da área de estudo, usando um método de visualização por sombreamento sensível às formas do relevo e que, portanto, permite destacar o comportamento de cada MDE, e em particular, a influência do ruído e da vegetação em suas representações.

Os MDE são ainda testados em uma aplicação clássica para modelagem hidrológica: a extração da rede hidrográfica (Santos *et al.* 2017, Polidori *et al.* 2018, Zingaro *et al.* 2021). O resultado esperado é que a extração automática deve ser confiável em regiões onde o relevo canaliza o escoamento da água ao longo dos vales, mas que nas regiões de planície o algoritmo de extração deve ser muito mais sensível a artefatos (ruído, vegetação, efeitos da reamostragem, etc) ou as suas próprias hipóteses, como o cálculo da declividade em algumas direções privilegiadas. A rede é extraída em toda a área para os oito MDE e comparada a uma rede de referência: a hidrografia vetorizada oficial do Amapá, disponibilizada pela BCDCA e anexada ao Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado (Exército Brasileiro 2011, Rabelo 2008, Vieira 2015). Uma comparação detalhada é feita em duas pequenas áreas, uma de relevo marcado e uma de planície de inundação, para destacar o comportamento do algoritmo em uma área plana.

4.2.3 Reconhecimento de paleofeições

Também foi utilizado como critério avaliativo uma aplicação prática em que um MDE pode ser utilizado para estudos ao longo de planícies costeiras, como é o caso do reconhecimento de paleofeições. Nesse sentido, modelos digitais de elevação correspondem a

importantes ferramentas para a detecção de estruturas preservadas ao longo da evolução da paisagem durante o Período Quaternário, em especial, as paleodrenagens (Hayakawa *et al.* 2010, Jardim *et al.* 2018, Rossetti & Goés 2008, Rossetti *et al.* 2012).

Nesta etapa, foram utilizando os MDE BCDCA MDT e BCDCA MDS em suas resoluções originais (2.5 m). Primeiramente foi realizada uma comparação multisensor utilizando, além dos produtos citados, imagens ópticas e de radar da paleofeição selecionada.

Segundo Rossetti & Goés (2008), o principal indicador dessas estruturas é a presença de vegetação nos diques marginais e/ou nos talwegues dos paleocanais, feições facilmente visualizadas através do MDS e de imagens ópticas, a partir dos quais foi possível traçar vetores para as principais ramificações das paleodrenagens e definir os principais estágios evolutivos.

Quanto a análise a partir do BCDCA MDT, a abordagem utilizada foi de extrair pontos altimétricos de zonas definidas ao longo dos diques marginais e do talvegue das paleodrenagens previamente identificadas a partir do BCDCA MDS. Em um modelo ideal, as margens de um rio estão em cotas topográficas acima das de seu talvegue. Com base nesse princípio, a seleção de zonas teve por objetivo criar uma média da altimetria de cada uma dessas posições, eliminando possíveis valores destoantes que o modelo poderia apresentar, a fim de verificar se essas feições, reconhecidas em um MDS com base na cobertura vegetal, também são preservadas e impressas no terreno. Cada zona corresponde a um agrupamento de 1444 pixels do BCDCA MDT.

4.3 FERRAMENTAS UTILIZADAS

Os produtos foram processados preferencialmente a partir dos pacotes de ferramentas do GRASS GIS, na versão 7.8.7 (*Grass Development Team* 2022). Trata-se de uma ferramenta GIS de código aberto que desde suas primeiras versões apresenta um ambiente específico para modelagem hidrológica e análise geomorfológica. Neste trabalho, os pacotes do GRASS GIS foram utilizados juntamente com o visualizador do software QGIS (*QGIS Desktop with GRASS*), este, na versão 3.22.5 (*QGIS Development Team* 2022).

Para a avaliação estatística, utilizou-se o comando *r.covar* a fim de gerar uma matriz de correlação entre os 8 modelos para toda área de estudo, enquanto que a subtração dos demais MDE pelo BCDCA MDT foi feita a partir da função “*Raster Calculator*” do QGIS. As variáveis morfométricas foram geradas a partir do comando *r.slope.aspect*, enquanto que a reamostragem dessas variáveis em diferentes malhas, necessária para ter todos os modelos na mesma escala, foi feita a partir do comando *r.resample.interp*.

O método de interpolação usado para a reamostragem é o algoritmo “*nearest neighbour*”, que atribui o valor de elevação do pixel mais próximo para o pixel de saída. A visualização em perfis topográficos dos dados de elevação e declividade foi realizada a partir do plugin *Terrain Profile* do QGIS, que permitiu uma análise comparativa entre os diferentes modelos. Utilizou-se a função nativa do QGIS “*Hillshade*” para visualização do efeito do sombreamento sob o relevo, com ângulo azimutal de 30° e ângulo de altitude da iluminação de 45°. A edição em detalhes de todos os mapas e gráficos gerados foi realizada no software de edição de imagens vetoriais *Inkscape*, na versão 1.1.

Para a análise hidrológica, foi realizada a extração automatizada da rede hidrográfica a partir do pacote de ferramentas *r.stream* do GRASS GIS processado no QGIS. O pacote é composto por uma série de módulos desenvolvidos especificamente para processamento de dados hidrológicos e hidráulicos. No trabalho, utilizou-se a função *r.stream.extract* para extração de redes de fluxo dos MDE a partir dos mapas de acumulação em malhas de 30 m, comum a todos os modelos disponíveis na análise.

Foi utilizado o algoritmo “*Multiple flow Direction FD8*” (Holmgren 1994) e definido como critério na categoria “Acumulação mínima de fluxo por rede” o valor de 100. Após a geração do resultado no formato *raster*, o mesmo é transformado em vetor a partir da função *r.to.vect*. Bem como na análise da realidade das formas, a visualização é refinada no software de edição de imagens *Inkscape*. Como mecanismo de controle comparativo aos produtos gerados digitalmente, utilizou-se a rede hidrográfica oficial do Amapá, desenvolvida por fotointerpretação como parte do Projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Estado do Amapá que integra a base de dados oficial do Estado do Amapá (Exército Brasileiro 2011, Vieira 2015). A integração das etapas pode ser observada no fluxograma a seguir (Figura 16).

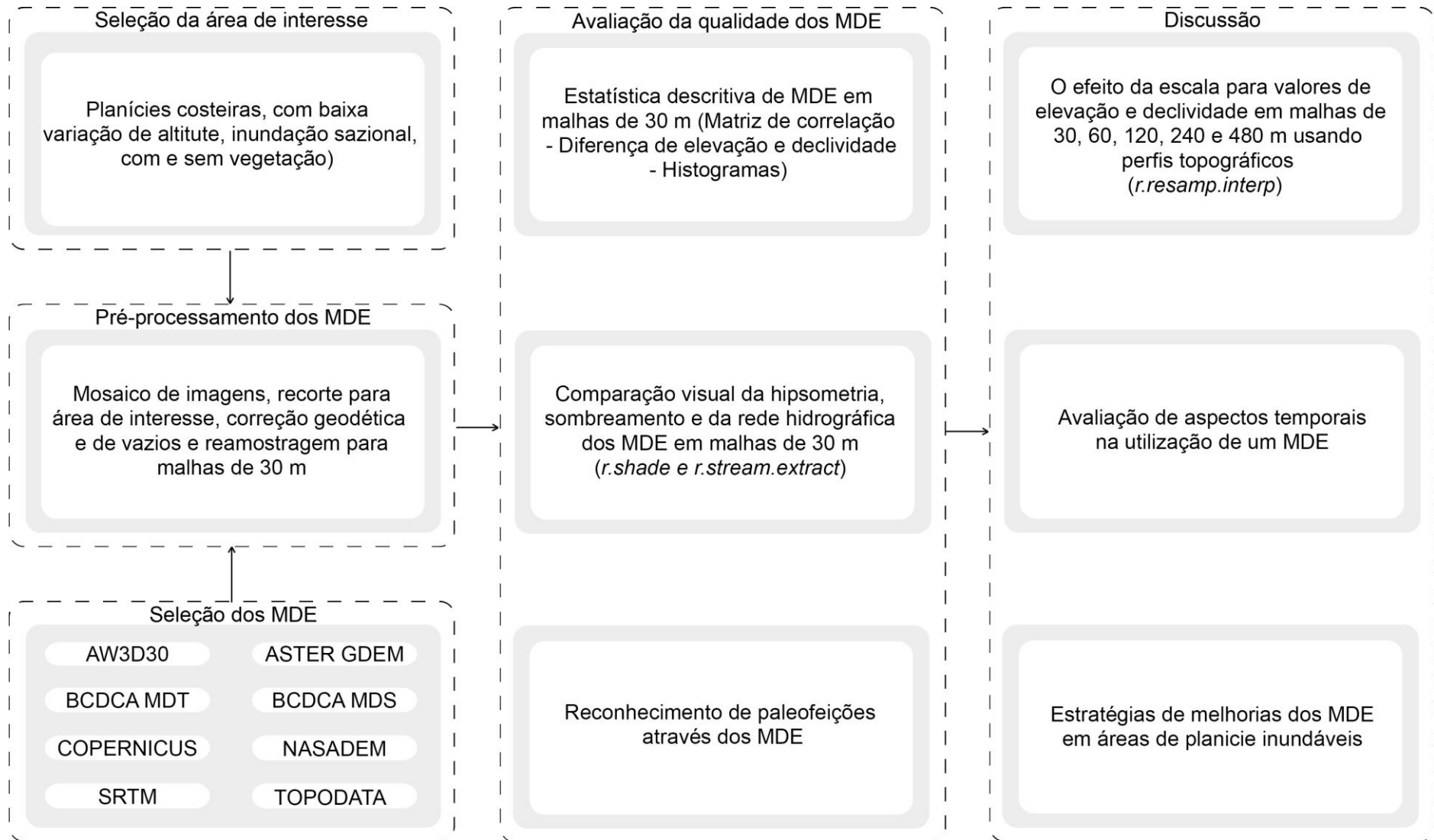


Figura 16 – Fluxograma das etapas de avaliação da qualidade dos MDE e das discussões propostas com os resultados.

5 RESULTADOS

5.1 COMPARAÇÃO ESTATÍSTICA

A semelhança entre os modelos selecionados foi avaliada através da correlação dos valores de elevação e declividade dos mesmos (Tabela 3). De modo geral, todos os modelos apresentaram altas correlações de elevação entre si (acima de 0,90), exceto os modelos ASTER GDEM e BCDCA MDT. Os MDS NASADEM e SRTM foram os que apresentaram os maiores valores de correlação absolutos (0,986), resultado esperado já que utilizam os mesmos dados de base. O BCDCA MDS apresenta maior correlação com o modelo Copernicus DEM (0,970), em virtude de a coleta de dados ter sido realizada em períodos semelhantes (2014-2015) e no mesmo comprimento de onda (banda X).

Com a premissa de representar o terreno, e não a vegetação, era esperado do BCDCA MDT uma menor correlação com os demais MDS (~0,80), porém, o ASTER GDEM apresentou uma correlação ainda menor (~0,70), o que mostra o quanto a presença de ruído, acima das demais fontes de erros, compromete este produto.

Além da premissa do MDT e dos MDS representarem alvos diferentes, a variabilidade na representação do dossel florestal, seja pela coleta em diferentes idades, diferentes técnicas de geração ou por ruído, gera mais impacto nas correlações da declividade do que na de elevação. A correlação do BCDCA MDT com os demais MDS é baixa (~0,40), já que em áreas de planície os valores de declividade naturalmente tendem a zero e apresentam baixa frequência; enquanto que nos MDS, variações próprias da morfologia do dossel geram valores de declividades randômicos e irrealistas, com frequência de variação elevada.

Ademais, assim como na análise da elevação, o ASTER GDEM foi o modelo que apresentou os menores valores de correlação em termos de declividade (~0,19). Os produtos NASADEM e SRTM apresentaram os maiores valores de correlação absoluta (0,814), enquanto que o Topodata, ainda que gerado a partir do mesmo imageamento, apresenta correlação menor com os dois produtos (~0,64). Isso ocorre uma vez que a fórmula de krigagem, utilizada para geração do modelo, modifica justamente os valores de declividade a fim de cumprir o seu propósito de acentuar as propriedades angulares do terreno (Valeriano & Rossetti 2012).

Tabela 3 – Matriz de correlação para os MDE escolhidos para valores de elevação e declividade. Todos os produtos estão com resolução espacial de 30 m.

<i>Elevação</i>	AW3D30	ASTER GDEM	BCDCA MDT	BCDCA MDS	COPERNICUS	NASADEM	SRTM	TOPODATA
AW3D30	1	0.727	0.792	0.946	0.958	0.979	0.978	0.975
ASTER GDEM	0.727	1	0.638	0.711	0.722	0.738	0.737	0.719
BCDCA MDT	0.792	0.638	1	0.779	0.803	0.817	0.796	0.796
BCDCA MDS	0.946	0.711	0.779	1	0.970	0.940	0.945	0.930
COPERNICUS	0.958	0.722	0.803	0.970	1	0.958	0.956	0.948
NASADEM	0.979	0.738	0.817	0.940	0.958	1	0.986	0.969
SRTM	0.978	0.737	0.796	0.945	0.956	0.986	1	0.961
TOPODATA	0.975	0.719	0.796	0.930	0.948	0.969	0.961	1
<i>Declividade</i>	AW3D30	ASTER GDEM	BCDCA MDT	BCDCA MDS	COPERNICUS	NASADEM	SRTM	TOPODATA
AW3D30	1	0.213	0.442	0.647	0.652	0.805	0.779	0.707
ASTER GDEM	0.213	1	0.122	0.183	0.184	0.229	0.233	0.187
BCDCA MDT	0.442	0.122	1	0.399	0.410	0.450	0.421	0.428
BCDCA MDS	0.647	0.183	0.399	1	0.797	0.652	0.630	0.510
COPERNICUS	0.652	0.184	0.410	0.797	1	0.651	0.627	0.555
NASADEM	0.805	0.229	0.450	0.652	0.651	1	0.814	0.645
SRTM	0.779	0.233	0.421	0.630	0.627	0.814	1	0.648
TOPODATA	0.707	0.187	0.428	0.510	0.555	0.645	0.648	1

A divergência entre os modelos foi avaliada a partir do cálculo da diferença dos valores de elevação e declividade dos MDS selecionados quando comparados ao referencial de terreno, no caso o BCDCA MDT (Tabela 4). Para as duas variáveis, notou-se que ainda que os modelos AW3D30 e ASTER GDEM tenham apresentado as maiores diferenças mínimas e máximas da referência de terreno, o AW3D30 apresentou um desvio padrão semelhante aos demais MDS, enquanto que o ASTER GDEM teve o maior desvio padrão da análise (10.1 na elevação e 5.1 na declividade), seguido do BCDCA MDS. Para elevação, o desvio padrão apresentou uma média entre 7,5 e 7,9, enquanto que para os valores de declividade, os modelos gerados a partir da missão SRTM obtiveram resultados ligeiramente melhores. O modelo Topodata foi o MDS que apresentou os menores valores de desvio padrão, tanto de elevação como de declividade, quando comparado com ao BCDCA MDT (7.5 e 2.2, respectivamente).

É válido destacar que tanto o MDT como o MDS da BCDCA foram reamostrados para malhas de 30 m e que essa degradação atenua as diferenças de declividade entre eles com relação aos demais MDE caso a análise preservasse suas malhas originais de 2,5 m.

Tabela 4 – Análise estatística da diferença de elevação e declividade dos MDE analisados usando o modelo BCDCA MDT como referência.

<i>Elevação</i>	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Desvio padrão
AW3D30	-22	77	9.3	10	7.9
ASTER GDEM	-24	108	15.9	15	10.1
BCDCA MDS	0	45	11.8	13	8.8
COPERNICUS	-11	40	9.2	10	7.9
NASADEM	-14	40	7.8	8	7.7
SRTM	-12	44	9.7	10	7.8
TOPODATA	-11	41	9.8	10	7.5
<i>Declividade</i>	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Desvio padrão
AW3D30	-13	45	2.0	2	2.7
ASTER GDEM	-15	54	4.0	3	5.1
BCDCA MDS	-14	30	3.2	2	4.0
COPERNICUS	-14	27	2.5	1	3.6
NASADEM	-12	25	2.1	2	2.6
SRTM	-13	26	2.3	2	2.7
TOPODATA	-15	16	1.4	1	2.2

Com a geração de histogramas, pôde-se ter compreensão geral da homogeneidade da elevação e da declividade na área de estudo e de como os modelos representam essas variações. Como esperado, o BCDCA MDT foi o produto que mais apresentou valores próximos de zero, tanto para elevação quanto para declividade. Isso indica que a extensão da planície na região é muito maior do que se pode deduzir a partir dos MDS (Figura 17A e 17B), já que enquanto que o MDT marca um pico maior no intervalo de 0-5 m, que reflete a real extensão da planície, os MDS marcam um segundo pico (entre 10-30 m) que reflete a altura da vegetação.

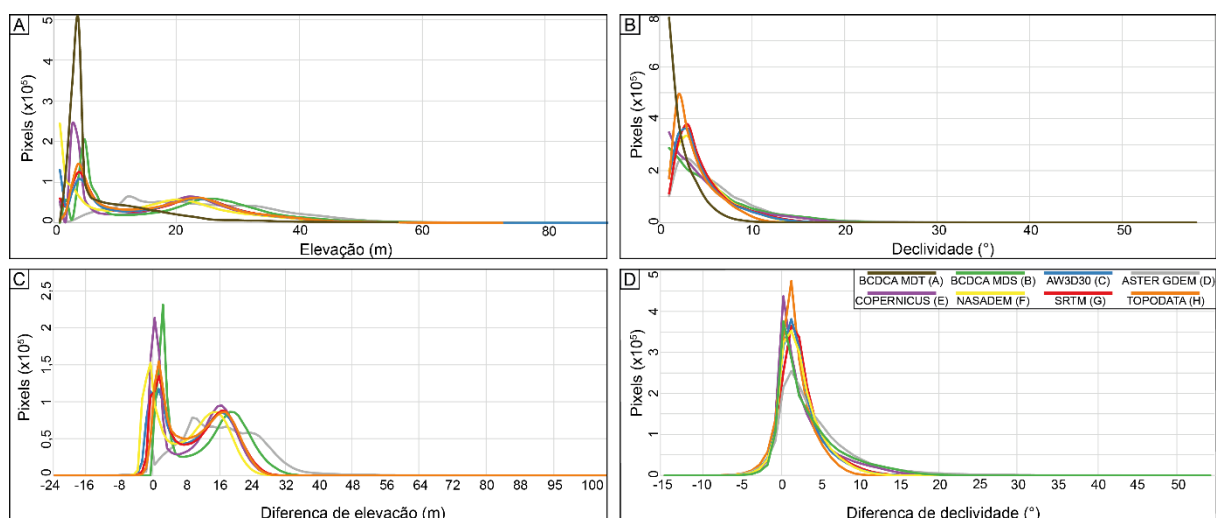


Figura 17 – Histogramas gerados para toda a área de estudo em termos de: A) elevação; B) declividade; Diferença entre os MDE e o modelo BCDCA MDT, usado como referência, em termos de: C) elevação e D) declividade.

O único modelo com maiores divergências, novamente, foi o ASTER GDEM, com um pico de valores de 10 m que não ocorre nos demais MDE, e que por isso não demonstra a separação clara entre o terreno e a vegetação observada nos demais padrões (Figura 17A). Foi possível observar nos histogramas de diferenças entre os MDS e o MDT de referência um comportamento bimodal para elevação com pico em torno de 15-20 m (Figura 17C), e diferenças significativas de declividade de até 10° (Figura 17D), ambos principalmente devido à vegetação.

5.2 COMPARAÇÃO VISUAL

A partir da comparação visual da hipsometria de toda a área de estudo, também em malhas de 30 m, os resultados obtidos na análise estatística são expressados de maneira mais intuitiva. Observou-se o contraste entre o BCDCA MDT, a única representação digital do terreno, e os demais modelos, em especial ao longo das margens do rio Amazonas, e dos rios Maraca-pacu e Preto, onde o efeito do dossel é perceptível nos modelos de superfície por serem gerados por fotogrametria ou radar de comprimento de onda curto (Figura 18A).

Dos modelos digitais de superfície analisados, os que apresentaram maiores divergências dos demais foram os produtos AW3D30 (Figura 18C) e principalmente ASTER GDEM (Figura 18D), ao apresentar ruídos perceptíveis nas planícies da área de estudo, especialmente naquelas sem cobertura vegetal ou com vegetação rasteira. Este problema está relacionado especialmente ao método de geração dos modelos ser por fotogrametria, que apresenta uma maior sensibilidade à presença de nuvens, à diferença de data entre as aquisições

das diferentes imagens e à textura da superfície, que pode dificultar o *stereomatching*. Estes efeitos refletem diretamente na qualidade final do produto.

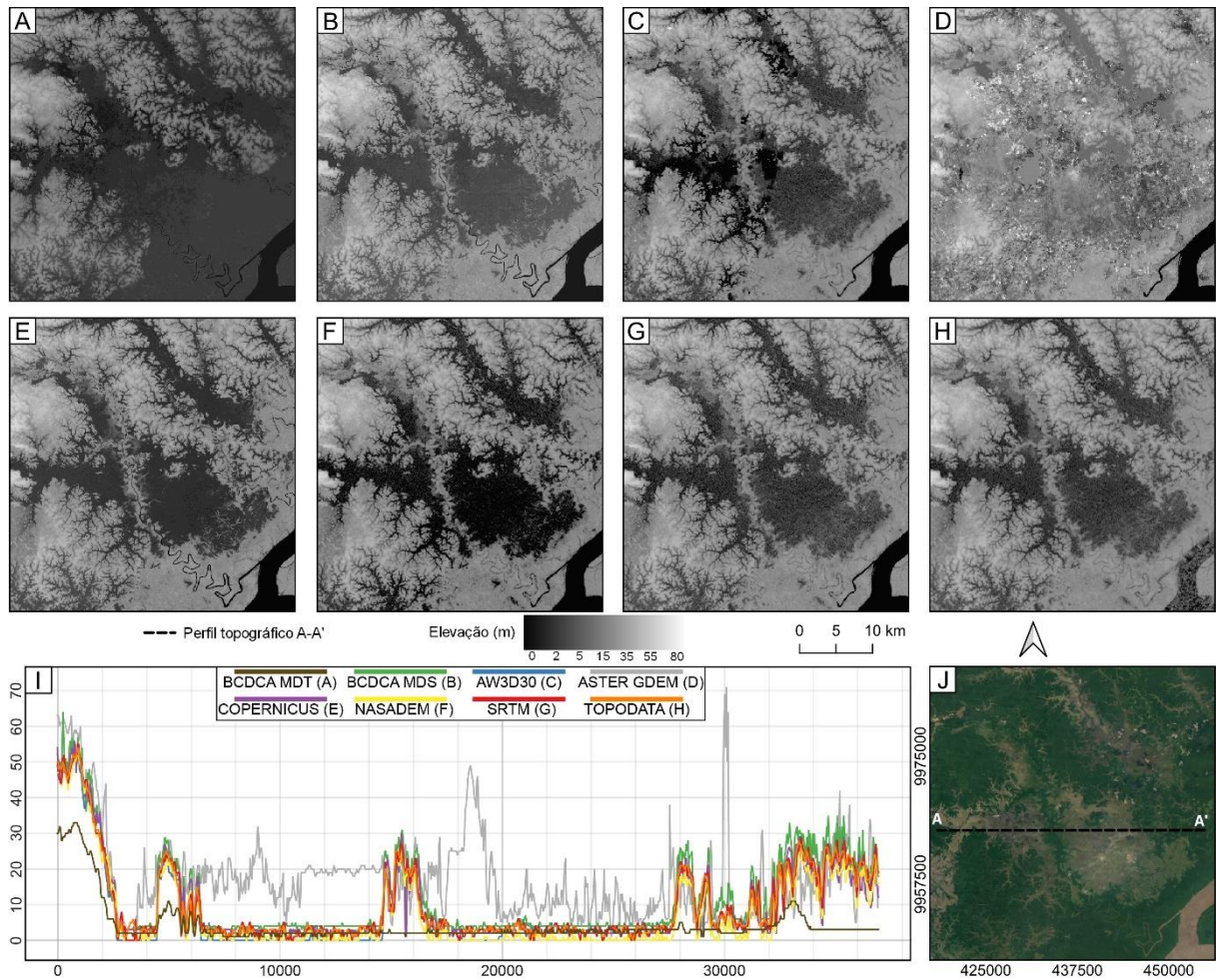


Figura 18 – Hipsometria de cada MDE para a área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) AW3D30; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Perfil topográfico A-A'; J) Visualização da área de estudo com destaque para o perfil topográfico A-A' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.

De fato, como essa região está sujeita a inundações frequentes e em localidades variadas, característica que gera inconsistências nas series temporais de imagens (combinações de imagens com e sem inundação), os modelos não foram capazes de realizar uma correta separação de superfícies de água e terreno exposto à inundação para a localidade. No caso do ASTER GDEM, a presença de ruído e demais inconsistências comprometeu qualquer tipo de análise do relevo ao longo de toda a área de estudo.

O Copernicus DEM (Figura 18E), em uma primeira análise, apresentou uma baixa presença de artefatos sobre o terreno, em especial nas áreas de planície sem cobertura vegetal ou com vegetação rasteira. Dos modelos que nativamente foram disponibilizados com resolução espacial de 30 m, foi o único capaz de representar os principais cursos d'água de

maior porte (rios Amazonas, Maracá-pacu e Preto). Fator importante, em especial para a etapa de extração automatizada da rede de drenagem. Por ser o produto gerado a partir de dados mais recentes e na banda X, espera-se que as informações sobre altura de vegetação e demais modificações acima do terreno sejam mais próximas da realidade atual. Pelo contrário, os modelos NASADEM (Figura 18F), SRTM (Figura 18G) e Topodata (Figura 18H), são obtidos a partir do mesmo imageamento realizado no ano 2000, referente a missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da NASA, e por tanto, são os mais desatualizados.

Por terem sido gerados da mesma fonte de dados por meio de diferentes técnicas de pós-processamento, esses produtos apresentam poucas divergências entre si em termos de comparação visual. Porém, algumas divergências são perceptíveis, a exemplo do Topodata que, pela ausência de máscaras d'água, gerou variações em áreas onde a altimetria deveria permanecer constante (zero), mesmo em corpos d'água de grande porte como o Amazonas. Outra diferença é a redução de ruídos do NASADEM, que é o produto mais recentemente disponibilizado a partir do imageamento realizado na missão SRTM.

O perfil topográfico A-A', mostra que o BCDCA MDT apresenta alturas muito próximas de zero, ao contrário dos MDS, que representam o dossel florestal, e apontam elevações da ordem de até 30 m (Figura 18I). Foi possível observar ainda a ambiguidade na classificação do terreno em planícies inundáveis a partir de modelos digitais de superfície (Figura 18B-18H). Enquanto o BCDCA MDT considera os campos arbustivos/herbáceos como terra firme, com elevações variando entre 1 a 3 m, por vezes os demais modelos, com exceção do BCDCA MDS, apresentaram valores abaixo dos representados pelo MDT, um efeito possivelmente causado pela presença de água durante o imageamento.

Outra forma de se analisar o realismo das formas de diferentes MDE é através da comparação visual do sombreado (Polidori & El Hage 2020), realizada a partir da seleção de dois recortes representativos de planícies na área de estudo. O primeiro é referente a região de campos arbustivos/herbáceos visto no perfil B-B' e o segundo é de uma área planície inundável do trecho final do perfil C-C' (Figura 2A), onde a ambiguidade do terreno em função da amplitude da vegetação (campos herbáceos e arbustivos, floresta de várzea e de terra-firme) ser maior que a própria amplitude topográfica do terreno é mais significativa.

No primeiro caso (Figura 19), a presença de vegetação rasteira nos MDS gera ruídos sobre o terreno, porém, a separação do que é planície para o que não é planície, até pela altura da vegetação ser reduzida, é bem clara, de tal modo que mesmo no BCDCA MDS a extensão

da planície é perceptível (Figura 19B). O modelo que mais se assemelhou com o MDT de referência (Figura 19A), foi o Copernicus DEM, que por apresentar menos ruídos nas áreas de vegetação rasteira, foi o que melhor homogeneizou a região de planícies (Figura 19E). Os modelos AW3D30 (Figura 19C), NASADEM (Figura 19F) e SRTM (Figura 19G) geraram resultados semelhantes, ainda que preservando rugosidades acima do terreno. Quanto ao Topodata, ainda que não tenha a melhor resolução espacial já que foi gerado a partir de uma malha inicial de 90 m (SRTM-1), o modelo preservou as propriedades do terreno de maneira mais realista do que os demais produtos da missão SRTM (NASADEM, SRTM), ainda que se observe rugosidades relacionadas a presença de vegetação rasteira na planície (Figura 19H).

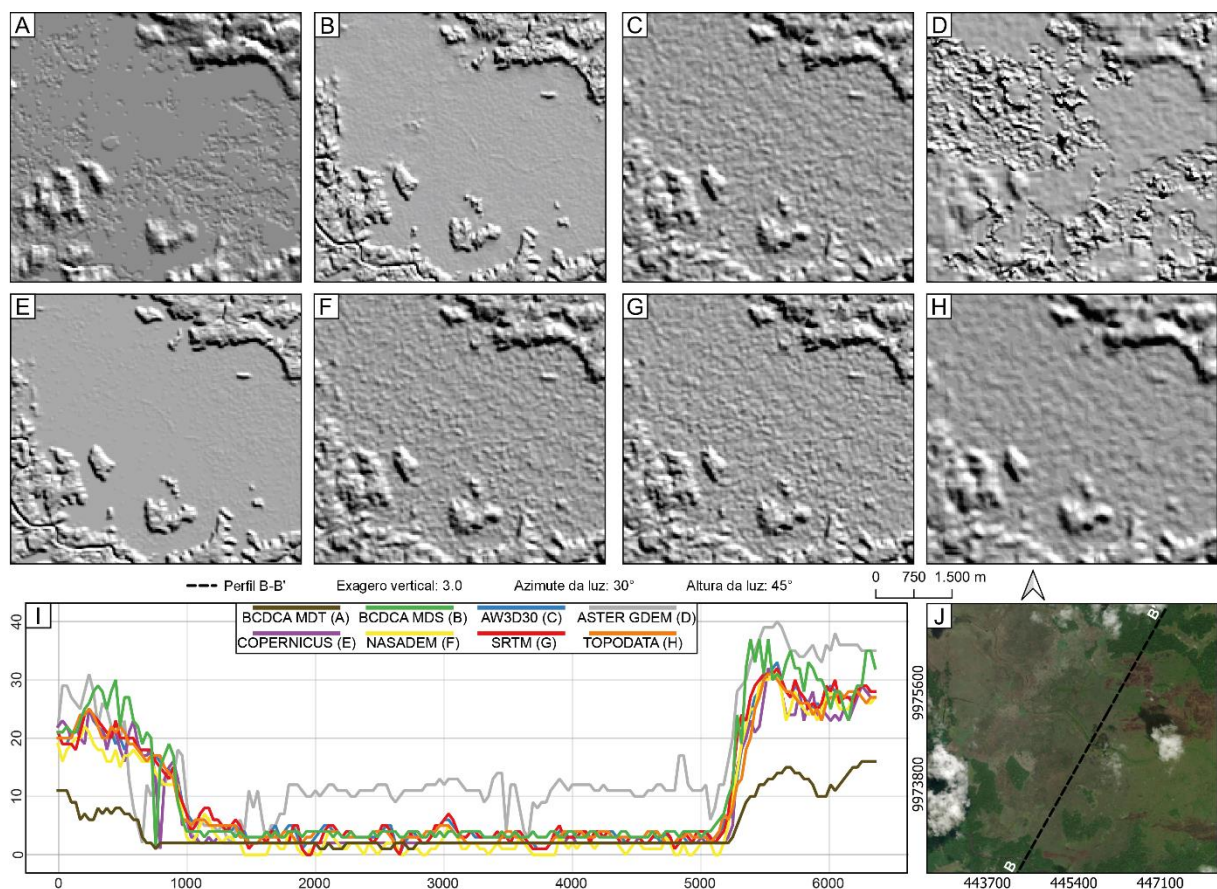


Figura 19 – Recortes com relevo sombreado de uma região de planícies área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) ALOS WORLD 3D; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Perfil topográfico B-B'; J) Recorte da área de estudo com destaque para o perfil topográfico B-B' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.

Para o segundo caso (Figura 20), ao contrário de regiões montanhosas onde a vegetação tende a seguir a forma do terreno, observou-se que, enquanto o BCDCA MDT mantém um aspecto plano, nos MDS é perceptível uma vegetação densa e diversificada em termos de espécies, que chega a variar de 2 a 25 m (Figura 20I). A causa para essa variação abrupta não é clara apenas se observando o perfil. Com o auxílio de imagens óticas (Figura 20H e 20J), pôde-

se confirmar que essa diferença está relacionada a diferentes espécies vegetais, com a porção de até 7 m de altura referente aos domínios dos campos herbáceos e arbustivos (coloração marrom) e a porção de até 20 m relativa à floresta de várzea (verde claro), e acima de 20 m referentes a floresta de terra-firme (verde escuro, Figura 20F).

Os únicos MDE onde essa transição é clara são o BCDCA MDS e o Copernicus DEM (Figuras 20B e 20D). Nos demais, a presença de vegetação e ruído não deixa essa transição perceptível. Quanto a forma do terreno, novamente a visualização do sombreado demonstrou que o Copernicus DEM foi o que mais preservou as formas das planícies observadas no BCDCA MDT (Figura 20D).

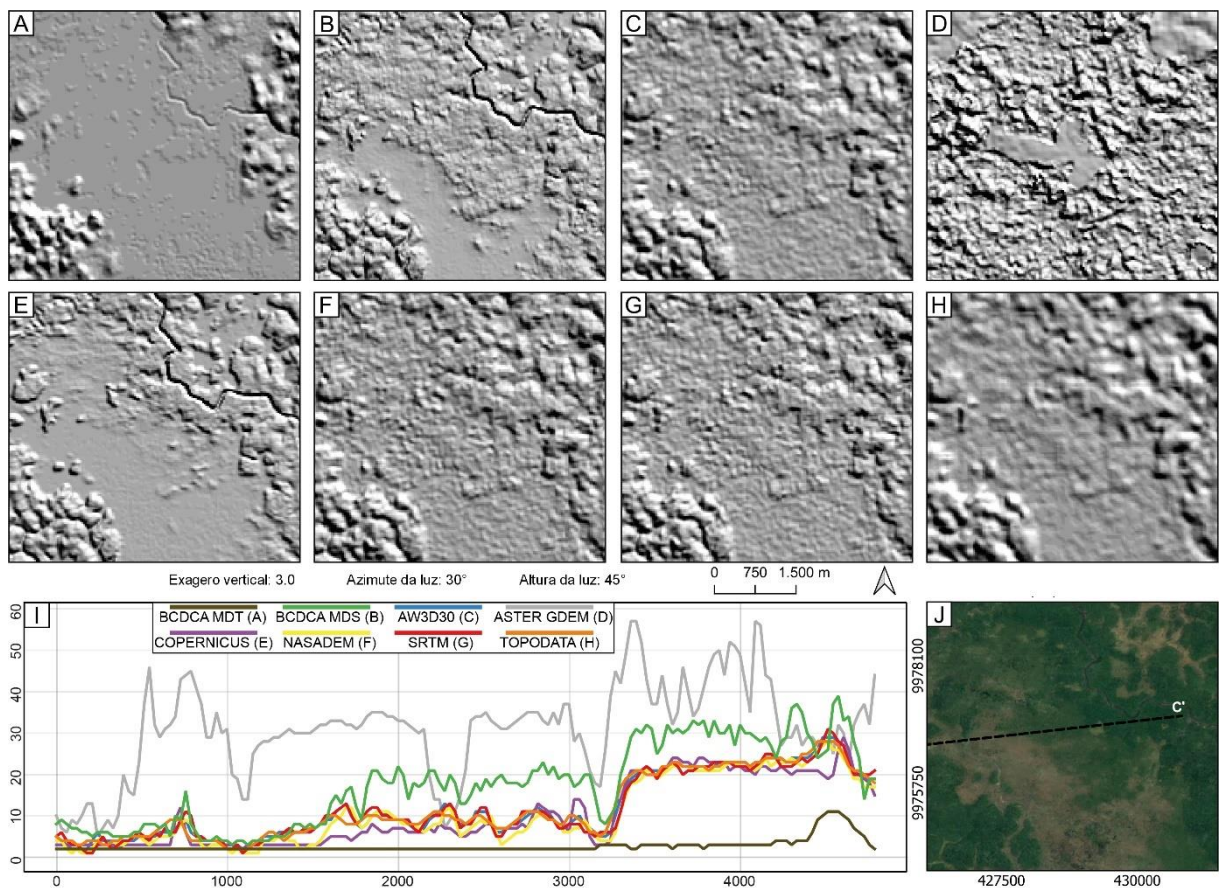


Figura 20 – Recortes com relevo sombreado de uma região de planícies área de estudo, onde: A) BCDCA MDT; B) BCDCA MDS; C) AW3D30; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Recorte final do perfil topográfico C-C'; J) Recorte da área de estudo com destaque para o perfil topográfico C-C' e mosaico de imagens do Satélite © Maxar Technologies – Google Earth Pro.

O modelo BCDCA MDS manteve coerência com o terreno ao longo dos campos arbustivos, porém a partir da transição para floresta de várzea, o sinal retroespalhado pela vegetação não permitiu melhores correlações (Figura 20B). Como nas demais análises, os modelos AW3D30 (Figura 20C), NASADEM (Figura 20E) e SRTM (Figura 20F) foram os que menos permitiram induzir interpretações sobre o terreno abaixo do dossel florestal. No

Topodata (Figura 20G), os ruídos são suavizados, porém a presença de artefatos ainda é perceptível sobre o terreno.

Os modelos também foram avaliados a partir de suas capacidades em extrair automaticamente a rede hidrográfica com base no algoritmo “*Multiple flow Direction FD8*” (Figura 21A – Holmgren 1994), que foram posteriormente comparadas com a rede hidrográfica vetorizada de referência do Estado do Amapá, disponibilizada pela BCDCA. A Figura 21A apresenta o resultado da extração automática da rede hidrográfica obtida para todos os modelos em malhas de 30 m para toda área de estudo. Selecionou-se 2 recortes de planícies da área de estudo, um onde a planície está em transição com áreas de baixo platô (Figura 21B), em que as drenagens estão bem canalizadas, e outro de uma planície clássica, com baixa variação de altura e mais propícia aos eventos de inundação (Figura 21C). Essas duas regiões apresentam ainda diferentes tipos de vegetação, enquanto a primeira é marca por floresta de terra-firme, no segundo caso predomina vegetação arbustiva e herbácea, que naturalmente são de menor porte.

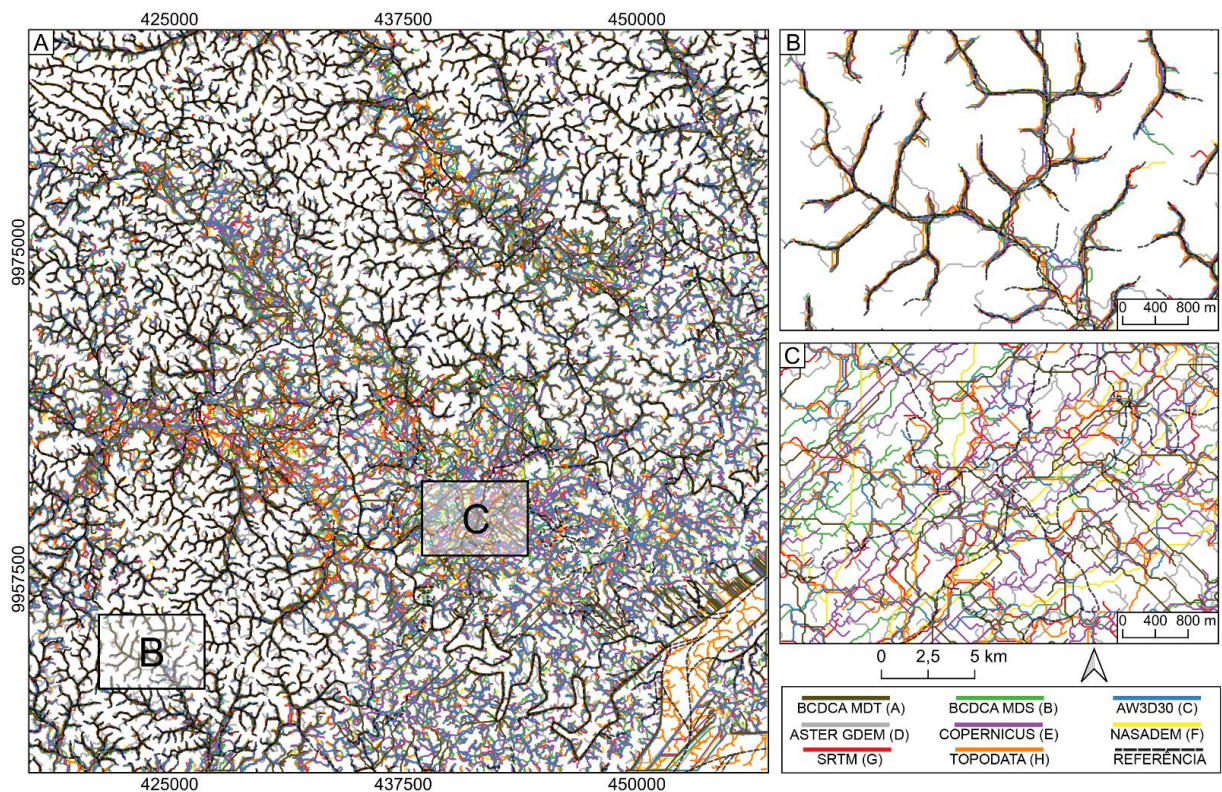


Figura 21 – Em A, a rede de drenagem da área de estudo extraída para cada um dos produtos MDE comparada a hidrografia de referência. B e C correspondem aos dois recortes expandidos.

As análises apresentaram resultados distintos entre si, enquanto na primeira, com exceção do ASTER GDEM em que o excesso de ruído influenciou na geração de drenagens fantasmas, todos os demais modelos apresentam resultados semelhantes ao produto de

referência. Para o segundo caso, onde a declividade é quase nula, o algoritmo força a extração de resultados a partir de artefatos que não coincidem com a forma do relevo, seja relacionado ao ruído, ao efeito da reamostragem a qual os modelos foram submetidos, ou mesmo a cobertura vegetal, ainda que de baixo porte.

Observou-se também que mesmo para o BCDCA MDT, onde a influência de ruído é menor e o efeito da vegetação pouco influencia na representação, o resultado não se assemelhou com a hidrografia de referência utilizada, uma consequência tanto da reamostragem do produto que simplificou algumas feições (de 2,5 m para 30 m), quando da própria limitação da sensibilidade do mesmo em representar variações centimétricas no relevo das planícies.

Para regiões planas, mesmo que objetivamente as formas de relevo apresentem pouca variação, sua correta caracterização é de suma importância para interpretações derivadas (rede hidrográfica, suscetibilidade à inundação, etc.). Essa caracterização depende de fatores específicos de cada região e, em especial, do conhecimento do especialista dessas problemáticas. A sua extração de maneira automatizada a partir de um MDE, sem nenhum tipo de controle de campo, gera resultados inconclusivos e que comprometem qualquer derivação.

5.3 EFEITO DA ESCALA

Os resultados apresentados foram obtidos com dados reamostrados na mesma escala (malhas de 30 m), a fim de permitir comparações mais coerentes. Porém, uma mudança de escala a partir de subamostragens sucessivas dos MDE pode alterar a descrição geomorfológica do terreno, em especial em áreas com baixa variação de relevo (Grohmann 2015, Grohmann & Sawakuchi 2013, Kanoua & Merkel 2016). A fim de demonstrar a dificuldade da modelagem do relevo em regiões planas quando comparada a modelagem de regiões montanhosas e de como esses produtos se comportam em diferentes escalas de análise, selecionou-se a região de maior elevação da área de estudo, ainda que não seja o cenário ideal, para efeito de comparação com uma área de planície.

A partir de uma análise inicial a partir do perfil C-C' em malhas de 30 m (Figura 22A e 22F), observou-se que esta região apresenta uma elevação absoluta de 40 m no MDT e de cerca de 60 m nos MDS. Apesar da diferença de altura natural entre as duas superfícies, por ser uma área de floresta densa e relevo escarpado, a superfície modelada sobre a vegetação tende a manter um perfil paralelo ao apresentado pelo relevo do terreno, de modo que os valores de declividade dos MDS são similares e em certos trechos próximos dos valores do MDT.

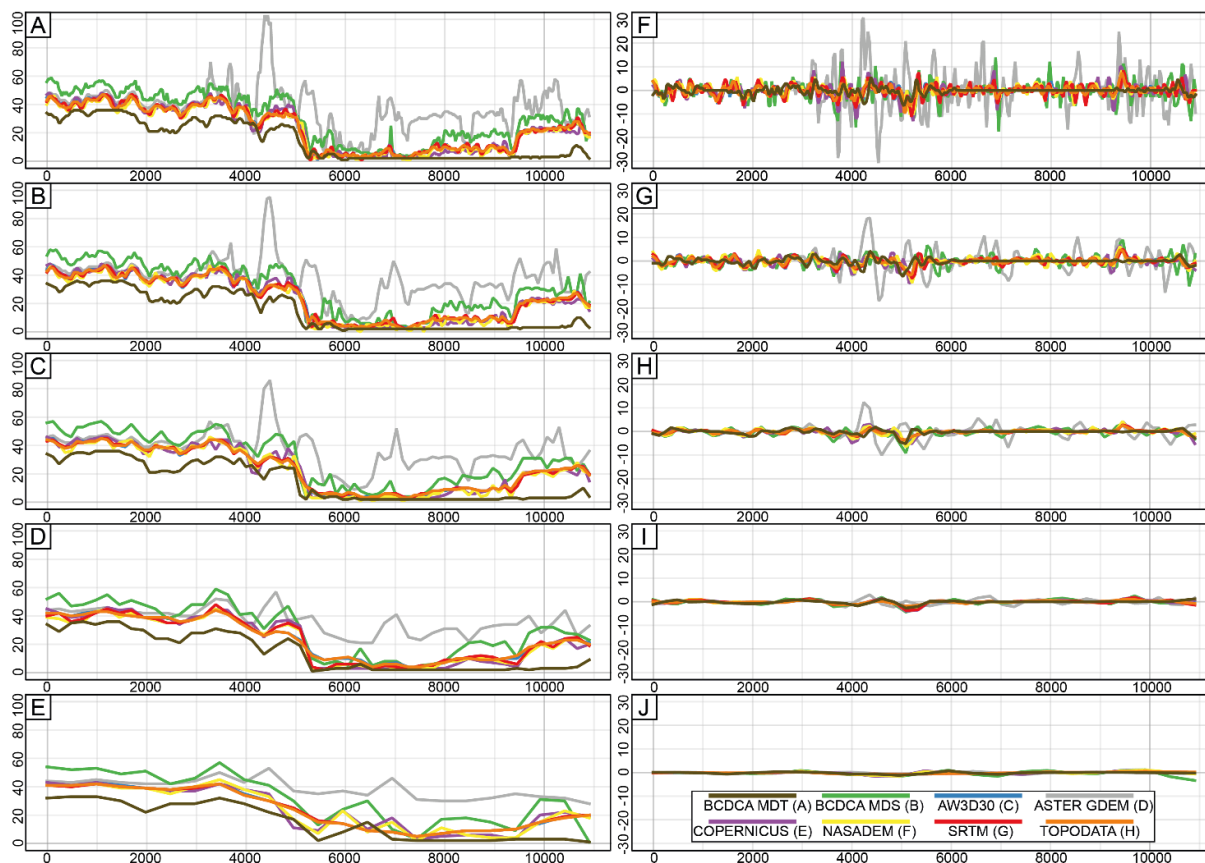


Figura 22 – Perfil C-C', para uma área de altura moderada em transição para planície. À esquerda, o efeito da reamostragem na elevação em malhas de: A) 30m, B) 60m, C) 120m, D) 240m e E) 480m. À direita, o efeito da reamostragem na declividade em malhas de: F) 30m, G) 60m, H) 120m, I) 240m e J) 480m.

O efeito da escala pôde ser demonstrado a partir da degradação da malha por interpolação do estágio inicial da comparação de 30 m para 60, 120, 240 e 480 m, sempre preservando um ponto a cada dois na subamostragem (Figura 22). Nessa análise o MDT BCDCA, por representar o terreno, será utilizado como referencial. Para elevação (Figura 22A, 22B, 22C, 22D e 22E), observou-se que o aumento do tamanho da malha não afeta significativamente as formas do relevo, ao contrário, suaviza o ruído gerado pelo dossel, e torna os modelos de superfície mais semelhantes ao formato do terreno, o que permite interpretações da topografia a partir deles (Polidori & Simonetto 2014, Santos *et al.* 2017).

Os modelos que representam a superfície apresentaram padrões semelhantes quando comparados, com exceção do modelo BCDCA MDS, que por já ser uma subamostragem de um produto de 2,5 m para 30 m, manteve muita da rugosidade do dossel do produto original, de modo a apresentar picos maiores de elevação, o que também refletiu em um maior número de declividades íngremes quando comparado aos demais (Figura 22F). Em menor intensidade, isso também é observado para o modelo Copernicus DEM, que também é subamostragem de um produto de 12 m de resolução espacial para 30 m. Outra explicação para essa diferença é de

serem os produtos gerados por imageamentos na banda X mais recentes dos analisados. Ademais, pequenas diferenças também são relacionadas às técnicas de geração desses MDE (Grohmann & Sawakuchi 2013, Polidori *et al.* 2014, Santos *et al.* 2017).

Apesar de não ser o produto mais recentemente atualizado quando comparado aos demais MDE gerados a partir da missão SRTM, o modelo Topodata desde a malha de 30 m apresenta maior coerência com o MDT quando comparados aos modelos SRTM e NASADEM, já que propriedades angulares são suavizadas (Polidori *et al.* 2014, Valeriano & Rosseti 2012). O modelo AW3D30, ao menos para a área amostral do perfil, apresentou muita semelhança com os modelos SRTM e NASADEM, ainda que tenha sido gerado por uma técnica diferente (fotogrametria).

Para declividade, o efeito é praticamente o contrário. Na malha de 30 m a declividade dos modelos não apresenta uma relação clara, o chamado “efeito dossel” é acentuado, e as diferentes técnicas de geração dos modelos analisados tornam a comparação ainda mais complexa. À medida que as malhas são degradadas, especialmente a partir da malha 120 (Figura 22H), os modelos começam a apresentar similaridades com a declividade do terreno. Ainda assim, é perceptível que o aumento no tamanho da malha induz o desaparecimento de declividades acentuadas, com declividades muito próximas de zero na malha 480 (Figura 22J). Esse resultado é esperado, já que com menos artefatos identificados, mais a superfície tende a se apresentar plana, semelhantemente com a comparação do Topodata (derivado de dados com 90 m de resolução) com o SRTM e o NASADEM (30 m).

5.4 RECONHECIMENTOS DE PALEOFEIÇÕES

Em uma última análise, as principais paleofeições encontradas na área de estudo estão relacionadas a estágios evolutivos pretéritos do rio Preto (Figura 2A) e formam uma complexa rede de paleocanais alongados, sinuosos e descontínuos. O principal indicador dessas feições é a presença de vegetação nos diques marginais e/ou nos talwegues dos paleocanais, enquanto que no BCDCA MDT, essa visualização não é igualmente intuitiva (Figura 23B). Em uma análise multissensorial prévia, as imagens SAR foram os produtos que melhor representaram a vegetação e demais feições típicas das paleodrenagens. Com base no BCDCA MDS (Figura 23A), e com o auxílio de imagens de radar na banda P de polarização HH da BCDCA (Figura 23C) e de imagens ópticas do *Google Earth Pro* (Figura 23D), foram definidos quatro estágios evolutivos principais para o rio Preto, além de ramificações de segunda ordem (Figura 23E).

Observa-se que os estágios evolutivos acompanham a dinâmica natural de erosão e sedimentação ao longo da planície aluvial do rio Amazonas, a partir do qual o aporte sedimentar do rio em direção à foz provoca processos de assoreamento dos afluentes de menor porte, como é o caso do rio Preto, de forma que o seu estágio atual apresenta uma migração forçada na direção O-E (Figura 23E), acompanhando a sedimentação direcionada ao Oceano Atlântico (Silveira 1998).

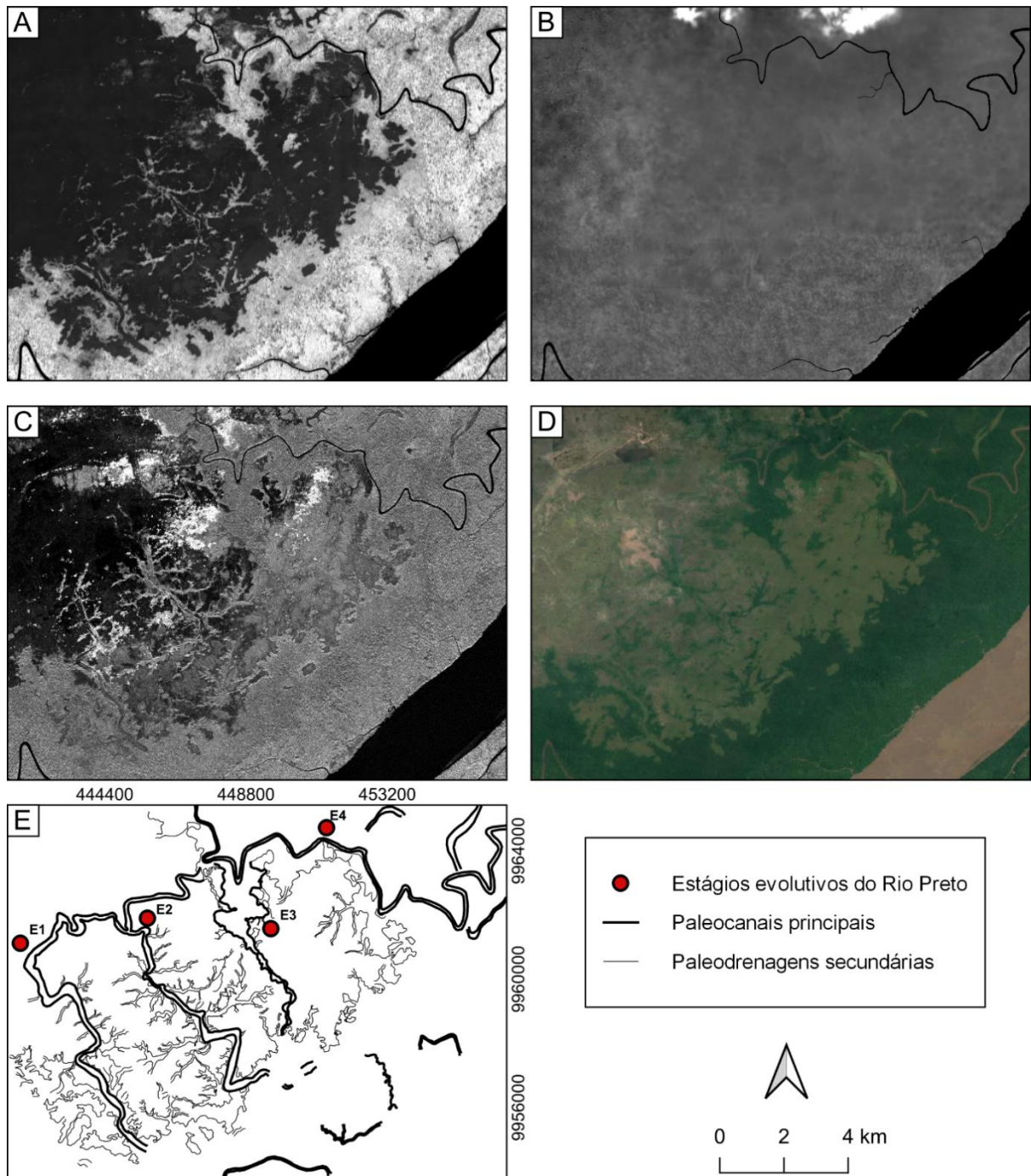


Figura 23 – Visualização do paleo rio Preto, onde: A) BCDCA MDS em resolução de 2,5 m; B) BCDCA MDT em resolução de 2,5 m; C) Ortoimagem de radar na banda-P com polarização HH e resolução espacial de 2,5 m; D) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro; e E) Estágios evolutivos do rio Preto.

Ainda que os MDS sejam os produtos mais adequados para o reconhecimento de paleoestruturas, foi possível verificar com a seleção de pontos altimétricos do BCDCA MDT, que elas também são passíveis de serem preservadas em modelos digitais de terreno (Figura 24A). Foram definidas 9 zonas cujos pontos altimétricos foram extraídos, em que os diques marginais (limites dos paleocanais) correspondem as zonas A1, A3, B1, B3, C1 e C3, e os talwegues correspondem as zonas A2, B2 e C2, que se supõem estarem em um menor nível topográfico.

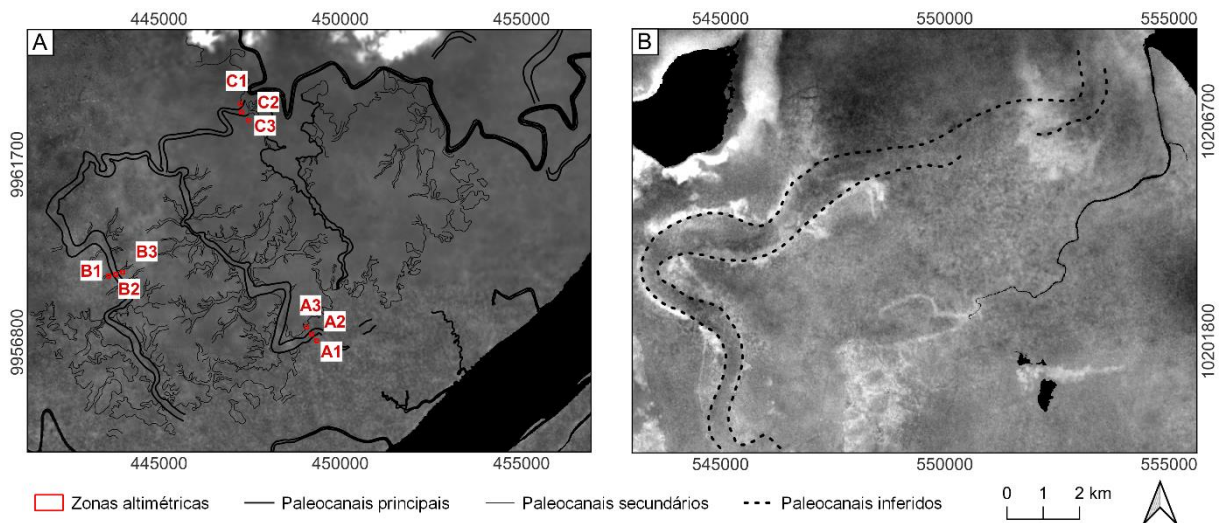


Figura 24 – (A) Sobreposição das feições do paleo rio Preto no BCDCA MDT em resolução de 2,5 m com a indicação das zonas com pontos altimétricos extraídos (quadrados vermelhos); (B) Visualização do paleo rio Macarry, em região adjacente a área de estudo, a partir do BCDCA MDT (2,5 m).

Os resultados demonstraram que essa suposição não se estabeleceu para todos os perfis. Enquanto que nos perfis A1-A2-A3 e C1-C2-C3 os valores correspondentes ao centro dos paleocanais (A2 e C2) tenham apresentado valores altimétricos menores que os das margens, no perfil B1-B2-B3 o resultado foi inverso, com média de valores maiores no centro (B2), quando comparado com as zonas marginais (Tabela 5).

Embora não tenha sido observado na área de estudo, em regiões adjacentes, como é o caso do rio Macarry (Santos *et al.* 2016b), localizado na margem leste da planície costeira do Amapá, foi possível observar paleodrenagens de grande porte mesmo na visualização em escala de cinza do BCDCA MDT (Figura 24B), indicando que essas feições podem ser preservadas não somente a partir da vegetação, mas também a nível de terreno. Ainda assim, em função do erro especificado do produto BCDCA MDT de 4,56 metros (Tabela 2) ser maior que a amplitude topográfica que varia dos diques marginais ao centro dos paleocanais, que é menor

que 1 metro, a consistência dos dados não pode ser determinada com segurança e estudos em maior detalhe, sobretudo em trabalhos de campo, são necessários para melhores interpretações.

Ademais, considerando que o erro médio do produto está distribuído no conjunto dos pixels que forma o MDT, caso as variações de elevação definidas pelos diques marginais mostrem-se sistemáticas, elas tendem a se destacar e serem validadas, mesmo que sua amplitude seja menor que o erro médio.

Tabela 5 – Zonas com pontos altimétricos extraídos nos diques marginais e ao centro do Paleo rio preto, a partir do BCDCA MDT.

Zonas	Nº pixels	Média (m)	Mediana (m)	Mínimo	Máximo	Desvio padrão	Variância
A1	1444	3,113	3,068	2,690	3,793	0,233	0,054
A2	1444	2,903	2,912	2,708	3,130	0,106	0,011
A3	1444	3,134	3,143	2,786	3,347	0,105	0,011
B1	1444	3,242	3,213	2,979	3,517	0,133	0,017
B2	1444	3,588	3,575	3,248	4,146	0,157	0,025
B3	1444	3,479	3,470	3,133	3,820	0,142	0,020
C1	1444	2,811	2,809	2,606	2,980	0,093	0,008
C2	1444	2,722	2,718	2,627	2,816	0,034	0,001
C3	1444	2,818	2,804	2,696	2,977	0,073	0,005

6 DISCUSSÕES

6.1 ASPECTOS TEMPORAIS

A paisagem atual da região estudada é marcada pela atuação de diversas forças naturais, responsáveis por retrabalhá-la a partir da evolução de sistemas fluviais antigos, estruturados ao longo do passado geológico recente. A morfologia dessa região está condicionada à dinâmica climatológica, hidrológica e oceanográfica e seus terrenos são sazonalmente inundados de acordo com o regime de cheias dos rios e das macromarés semidiurnas, condições regidas pelas variações bimodais no regime de precipitação devido a presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT - Santos 2006, Souza *et al.* 2000). Segundo Silveira (1998), os meandros ao longo da planície costeira estiveram ativos durante a última Transgressão Holocênica (cerca de 7.000 anos atrás), suas planícies eram diretamente conectadas ao Amazonas e tiveram expressiva influência dele até cerca de 5.000 anos A.P. (cal).

Com a descida do nível do mar, a sedimentação que deu origem ao atual substrato das florestas de várzea, fechou esses sistemas fluviais. Os pântanos foram formados, ocupando a paisagem, e originando os atuais campos inundáveis, com o início da formação dessa unidade ocorrendo a aproximadamente 4.700 anos atrás (Silveira 1998). Acrescenta-se a dinâmica da região, o desenvolvimento da atividade de bubalionocultura como principal intervenção antrópica na morfologia terreno. Além dos elementos que compõem a criação de búfalo, como os locais de pastagem, repouso e de passagem e banho dos animais, o próprio traslado desses animais favorece a abertura de cavas, e estas, a partir de imagens de sensoriamento remoto, são facilmente confundíveis com redes de drenagens (Santos *et al.* 2008).

Considerando o impacto e a velocidade dessas modificações, em especial as que ocorreram nas duas últimas décadas, uma limitação deste trabalho é que são comparados MDE feitos em diferentes datas, ou a partir de dados adquiridos em diferentes datas (Tabela 2). Assim, as diferenças observadas entre os diferentes modelos podem gerar interpretações falsas sobre a qualidade dos métodos de produção de MDE. Estas diferenças podem ser causadas pelas evoluções naturais das paisagens relativas à morfologia do solo (erosão, sedimentação etc.) à presença de água, da vegetação, ou também em virtude das ações antrópicas. Ademais, o próprio MDE pode ser gerado a partir de imagens obtidas em diferentes datas.

No caso das imagens óticas usadas para fotogrametria, o MDE pode ter erros importantes se o par estereoscópico não for de uma data só, como acontece quando a configuração orbital e a presença de nuvens exigem um tempo de espera importante de vários

meses ou até de um ano, para ter a segunda imagem (Brito & Coelho 2007, Costa 2014). Ao contrário dos produtos SRTM e derivados, cujos dados foram processados a partir de aquisições simultâneas feitas com 2 antenas, o produto ASTER GDEM foi obtido pela correlação automática entre imagens óticas de diferentes datas, sobre uma paisagem onde a hidrografia pode ter mudado conforme as precipitações. Isso pode ter uma contribuição importante sobre os erros aqui observados.

6.2 ESTRATÉGIAS DE MELHORIA

Os resultados acima confirmam o desafio da cartografia do relevo em áreas de planície, como as planícies de inundação encontradas perto da foz do Amazonas. De fato, o impacto da vegetação e das várias fontes de erro no cálculo, além da reamostragem das elevações podem ser mais importantes do que a amplitude topográfica do terreno em regiões planas. Considerando o uso de MDE, melhores resultados foram obtidos com o produto gerado a partir de radar na banda P (BCDCA MDT), que se mostrou mais fiel a representação do terreno.

Em virtude das limitações observadas no estudo, as técnicas existentes, como fotogrametria e InSAR, poderiam ser implementadas com dados mais abundantes e com melhores resoluções espaciais, entretanto, optar por essa solução implicaria em um aumento substancial de custo e de tempo de processamento, o que poderia inviabilizar muitas pesquisas, já que a maioria dos usuários utiliza MDE gratuitos e de cobertura global. Dessa forma, é evidente que o encargo de descrever o terreno em detalhes não deve ser colocado apenas em uma técnica e estratégias de melhorias devem ser aplicadas caso a caso.

Nesse sentido, a limitação dos MDT disponíveis pode ser compensada com a contribuição de outras bases de dados, por exemplo, para localizar drenagens numa planície de inundação, uma operação muito incerta como já vimos acima quando baseada no MDE como única fonte de dados. Linhas de drenagem, ao longo das quais a água escoar, podem ser indetectáveis em uma área de planície (Figuras 25A e 25B), mas podem ser importadas de uma fonte de dados externa, onde os rios são representados por dados 2D com propriedades geométricas e topológicas (Figura 25C).

O uso de imagens óticas, por serem mais intuitivas na descrição de objetos sobre a superfície do que imagens de radar, também pode ser uma alternativa, ainda que está seja limitada pela nebulosidade da região (Figura 25D). Poderia ser questionada então a utilidade de

um MDE em casos em que já se tenha as informações disponíveis em outras bases de dados. Em resposta, os MDE, apesar de suas imperfeições, permitem colocar a drenagem e demais informações em um contexto mais amplo, aperfeiçoando a modelagem geométrica de uma bacia hidrográfica de uma maneira que somente a partir de dados em 2D não é possível.

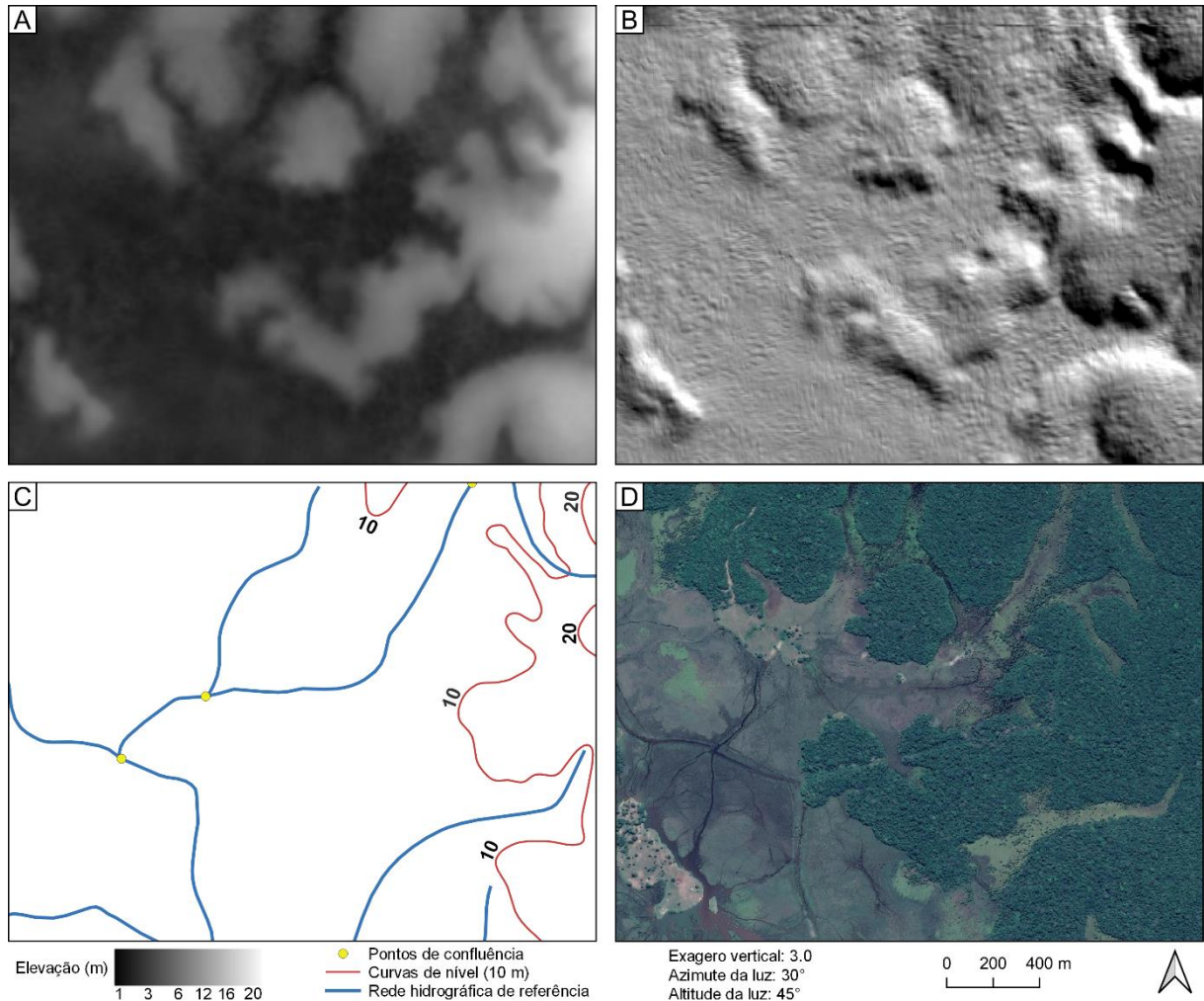


Figura 25 – Planície inundável da área de estudo, onde: A) BCDCA MDT em resolução de 2,5 m; B) Relevo sombreado da mesma área; C) Dados vetoriais da Base Cartográfica Digital Contínua do Estado do Amapá; D) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro.

Este princípio pode ser estendido ao caso em que não há rio, mas uma leve depressão preenchida quando há precipitação. Neste caso, a drenagem geralmente não aparece nos mapas e o MDE não é suficientemente preciso para extrair e identificar, mas as imagens usadas para produzir o MDE são sensíveis a sua presença. Se uma área é alguns centímetros mais baixa, o solo é inundado por mais tempo no ano e, portanto, hospeda espécies vegetais diferentes que se distinguem por sua resposta na imagem (textura, organização espacial, etc.), já que em sistemas SAR, o retroespalhamento em solos úmidos ou secos apresentam padrões distintos. Estas nuances, que um olho treinado pode reconhecer, criam na imagem padrões de cores e texturas

reconhecíveis, que atuam de maneira semelhante as curvas de nível como traçadores indiretos do relevo. Como esses padrões se estendem por grandes áreas, a imagem não precisa ter uma alta resolução, já que diferenças de nível de poucos centímetros podem afetar pixels de várias dezenas de metros. Esta possibilidade mostra que as limitações do MDE em região de planície, acentuadas na região amazônica por causa da nebulosidade e da cobertura vegetal densa, podem ser compensadas pela disponibilidade de outras fontes de informação.

Para o reconhecimento de paleodrenagens, a mescla dos dados de diferentes sensores remotos também é uma estratégia recomendada para melhores resultados visuais (Hayakawa *et al.* 2010). A sobreposição do sombreamento sobre imagens óticas permite um maior destaque para as principais feições características das paleodrenagens, a vegetação, já que tanto a cor, reconhecida através das imagens óticas, como a elevação, definida em níveis de cinza a partir do MDE, são os principais critérios de reconhecimento visual (Figura 26).

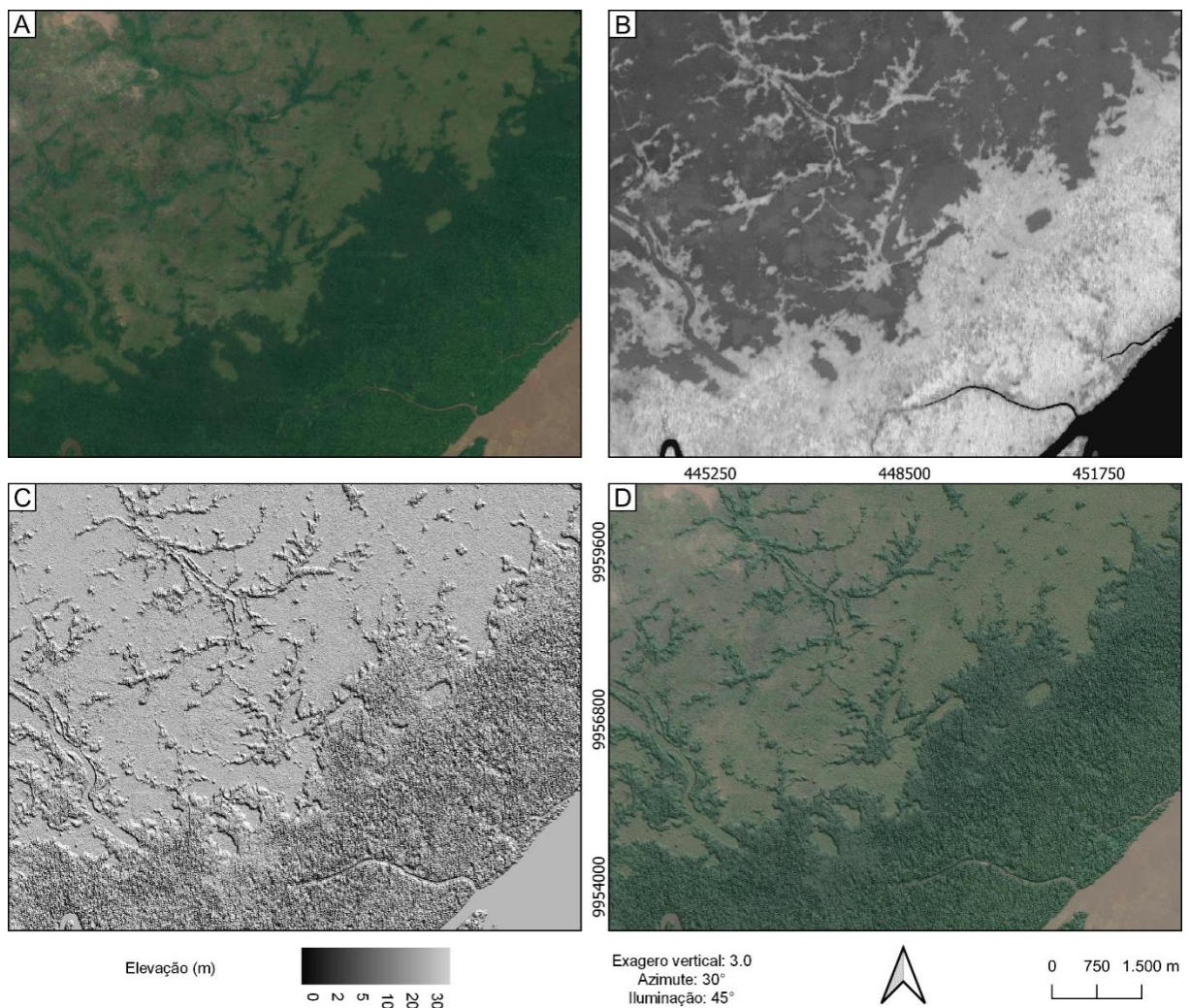


Figura 26 – Estratégia de melhor visualização de paleodrenagens a partir de MDE, onde: A) Imagens óticas © Maxar Technologies, disponíveis no Google Earth Pro; B) Modelo digital de superfície (MDS) da BCDCA; C) Sombreamento do MDS da BCDCA; e D) Sobreposição do sombreamento sobre a imagem ótica.

Este trabalho pode ser expandido no futuro com a validação dos dados dos MDS e MDT a partir da coleta de pontos de controle com GPS geodésico. O intuito da comparação aqui desenvolvida foi de apresentar diferentes formas de validação para casos onde o controle de campo não é uma opção (seja por dificuldades de acesso ou de recursos limitados para estes fins), mas principalmente, demonstrar que a própria disponibilidade de um MDT já supre a maior parte das necessidades de estudos geomorfológicos em planícies.

7 CONCLUSÕES

Este trabalho demonstrou que o modelamento do relevo a partir de um MDE é um grande desafio em áreas de planície, especialmente na Amazônia, onde as técnicas de sensoriamento remoto são potencialmente dificultadas pela cobertura de nuvens e densa cobertura florestal. Os resultados observados demonstraram que a presença de vegetação sobre o terreno e as demais fontes de erro no cálculo da elevação, como a reamostragem, podem gerar uma amplitude topográfica maior do que as variações na elevação do terreno em si.

A comparação dos MDE selecionados, baseada em diferentes critérios relacionados com a elevação, a declividade e a rede hidrográfica, mostrou que o MDE obtido a partir de imagens de radar de banda P, o BCDCA MDT, é o mais consistente em representar as formas do terreno a nível do solo, por ser menos sensível à vegetação. Os produtos gerados a partir de fotogrametria orbital, como é o caso do ASTER GDEM e do AW3D30, apresentaram erros de maior ordem, uma vez que são gerados por uma técnica que se utiliza de imageamento óptico de diferentes datas e que é mais sensível aos efeitos da nebulosidade da região, não sendo capaz assim de representar um ambiente que está em constantes mudanças em função de inundações periódicas.

Para o reconhecimento de paleofeições, foi possível atestar o potencial já explorado na literatura com o uso de MDS aliado a mescla de diferentes sensores, uma vez que a presença de vegetação é o principal indicador dessas estruturas. Já na análise a partir de MDT, o fato de o erro médio do produto ser maior que a amplitude topográfica das paleofeições representou um fato a ser considerado para interpretações mais conclusivas, além da necessidade de seleção de mais feições de exemplo ao longo da ZCAT para uma maior correlação do padrão observado.

Os resultados obtidos são altamente dependentes da escala, especialmente para análises de terreno baseadas na declividade. Diante destas limitações, soluções podem ser propostas, incluindo o uso de fontes externas de informação como dados vetoriais ou imagens ópticas. Este trabalho proporciona uma melhor compreensão das limitações dos diferentes métodos de mapeamento do relevo nos trópicos úmidos, especialmente nas planícies de inundação, e propõe métodos para melhorar a modelagem do terreno de forma simples em regiões com estas complexidades.

REFERÊNCIAS

Abrams M., Crippen R., Fujisada H. 2020. ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) and ASTER Global Water Body Dataset (ASTWBD). *Remote Sensing*, **12**: 1156. <https://doi.org/10.3390/rs12071156>.

Azevedo L. 1971. Radar in the Amazon. *Proceedings of the 7th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Center for Remote Sensing Information and Analysis, Ann Arbor, p.2303-2306.

Boaventura F.M.C & Narita C. 1974. Geomorfologia da folha NA/NB-22-Macapá. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha NA/NB-22-Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: DNPM. (Levantamento dos Recursos Naturais, 6).

Brito J.L.N.S. & Coelho L. 2007. Fotogrametria Digital. 1ª Ed. Rio de Janeiro, Editora UERJ. 196 p.

Buckley S.M., Agram P.S., Belz J.E., Crippen E.M. 2020. *NASADEM User guide*. NASA JPL; Pasadena, CA, USA, 52 p.

Carvalho T.M. 2009. Parâmetros geomorfométricos para descrição do relevo da reserva de desenvolvimento sustentável do Tupé, Manaus, Amazonas. In: Santos E.N., Scudeller V.V. (Org.). *Biotupé: meio físico, diversidade biológica e sociocultural do Baixo Rio Negro, Amazônia Central*. Manaus: UEA, **2**: 3-17.

Carrara A., Bitelli G., Carla R. 1997. Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science*, **11**(5): 451-473. <https://doi.org/10.1080/136588197242257>.

Carrera-Hernández J.J. 2021. Not all DEMs are equal: An evaluation of six globally available 30 m resolution DEMs with geodetic benchmarks and LiDAR in Mexico. *Remote Sensing of Environment*, **261**: 112474. <http://doi.10.1016/j.rse.2021.112474>.

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE. 2014. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~reclimanl/boletim/index0112.shtml>. Acesso em 20 out. 2022.

Correia A.H. 2011. Metodologias e resultados preliminares do projeto radiografia da Amazônia. In: SBSR, 15º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba/PR. *Anais[...]*. p. 8083-8090.

Costa F.S. 2014. *Extração fotogramétrica de modelos digitais de superfície: um estudo comparativo para a bacia hidrográfica do Rio Piabanha/RJ*. PhD Thesis, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ). xvii, 176 p.

Dallemand J.F., Lichtenegger J., Raney R.K., Schumann R. 1993. *Radar imagery: theory and Interpretation Lecture Notes*. FAO, Rome, 103 p.

Emery W. & Camps A. 2017. *Radar. Introduction to satellite remote sensing*, p.291–453. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809254-5.00005-1>.

Exército Brasileiro - Departamento de Ciência e Tecnologia, Diretoria de Serviço Geográfico. 2011. *Especificação técnica para aquisição de dados geoespaciais vetoriais (ET-ADGV)*. 2ª ed. [S.l.], Editoração e impressão pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro, 73 p.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, **45**: RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.

Flores-Anderson A., Herndon K., Thapa R., Cherrington E. 2019. *The SAR Handbook: comprehensive methodologies for forest monitoring and biomass estimation*. Huntsville, AL, USA, SERVIR Global Science Coordination Office. 307 p. <https://doi.org/10.25966/nr2c-s697>.

GRASS Development Team. 2022. *Geographic resources analysis support system (GRASS GIS) Software, Version 7.8.7*. Disponível em: <http://grass.osgeo.org>.

Grohmann C.H., Riccomini C., Steiner S.S. 2008. Aplicação dos modelos de elevação SRTM em geomorfologia. *Rev. Geogr. Acadêmica*, **2** (2): 73-83.

Grohmann C.H. & Sawakuchi A.O. 2013. Influence of cell size on volume calculation using digital terrain models: a case of coastal dune fields. *Geomorphology*, **180-181**: 130-136. <http://doi:10.1016/j.geomorph.2012.09.012>.

Grohmann C.H. 2015. Effects of spatial resolution on slope and aspect derivation for regional-scale analysis, *Computers & Geosciences*, **77**: 111-117. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.02.003>.

Grohmann C. H. 2018. Evaluation of TanDEM-X DEMs on selected Brazilian sites: Comparison with SRTM, Aster GDEM and ALOS AW3D30. *Remote Sensing of Environment*, **212**: 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.043>.

Guimarães U.S. 2017. *Análise dos modelos digitais de superfície gerados por interferometria e radargrametria no estudo de ambientes costeiros amazônicos*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia Presidente Prudente, 189 p.

Guimarães U.S., Narvaes I.S., Galo M.L.B.T., Silva A.Q., Camargo P.O. 2018. Radargrammetric approaches to the flat relief of the amazon coast using COSMO-SkyMed and TerraSAR-X datasets. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **145** (B): 284-296. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.09.001>.

Guth P.L., Niekerk A.V., Grohmann C.H., Muller J.P., Hawker L., Florinsky I.V., Gesch D., Reuter H.I., Herrera-Cruz V., Riazanoff S., López-Vázquez C., Carabajal C.C., Albinet C., Strobl P. 2021. Digital Elevation Models: Terminology and Definitions. *Remote Sensing*, **13** (18): 3581. <https://doi.org/10.3390/rs13183581>.

Hayakawa Y.S., Oguchi T., Lin Z., 2008. Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER GDEM and SRTM-3. *Geophysical Research Letters*, **35**: L17404. <https://doi.org/10.1029/2008GL035036>.

Hayakawa E.H., Rossetti D.F., Valeriano M.M. 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**(1-2): 262-270. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.028>.

Hengl T. & Evans I.S. 2009. Mathematical and digital models of the land surface. In: Hengl T. & Reuter H. I. (ed.). *Geomorphometry. Concepts, software, applications*. p. 31-63.

Hensley S. & Farr T. 2013. Microwave remote sensing and surface characterization. *Treatise on Geomorphology*, **3**: 43–79. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00044-0>.

Holmgren P. 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid-based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, **8** (4): 327-334. <http://doi.org/10.1002/hyp.3360080405>.

Jardim K.A., Santos V.F., Oliveira U.R. 2018. Paleodrainage systems and connections to the southern lacustrine belt applying remote sensing data, Amazon coast, Brazil. In: Shim J.S., Chun I., Lim H.S. (ed.). *Proceedings from the International Coastal Symposium (ICS) 2018*, Busan, Republic of Korea. *Journal of Coastal Research*, **85**: 16-21. ISSN 0749-0208.

Japan Aerospace Exploration Agency-JAXA. 2021. *ALOS Global Digital Surface Model “ALOS World 3D – 30m” (AW3D30)*. Tsukuba, Japan, JAXA, Disponível em: <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/>. Acesso em: 10 set. 2020.

João X.S.J. & Teixeira S.G. 2016. *Geodiversidade do estado do Amapá*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/17171?show=full>. Acesso em: 12 ago. 2022.

Kanoua W. & Merkel B. 2016. Modification of a digital elevation model (DEM) in a flat topographic area with respect to manmade features. *Geosciences Journal*. **20** (1):101-115. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12303-015-0020-7>.

Ladeira L.F.B. 2012. *Ação emergencial para delimitação de áreas em alto e muito alto risco a enchentes, inundações e movimentos de massa*: Macapá, AP. Macapá, AP, CPRM. (Relatório Técnico). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18309>. Acesso em: 23 set. 2020.

Lakshmi S.E. & Yarrakula K. 2018. Review and critical analysis on digital elevation models. *Geofizika*, **35** (2): 129-157. <https://doi.org/10.15233/gfz.2018.35.7>.

Leister-Taylor V., Jacob P., Schrader H., Kahabka H. 2020. *Copernicus Digital Elevation Model Product Handbook*. Tech. Rep. GEO.2018-1988-2, AIRBUS. Disponível em: https://spacedata.copernicus.eu/documents/20126/0/GEO1988-CopernicusDEM-RP001_ValidationReport_I3.0.pdf. Acesso em: 02 out. 2020.

Lima M.I.C., Bezerra P.E.L., Araújo H.J.T. 1991. Sistematização da geologia do estado do Amapá. In: SBG-Núcleo Norte, 3º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais[...]*. p. 322-335.

Le Toan T., Quegan S., Davidson M.W.J., Balzter H., Paillou P., Plummer S., Papathanassiou K., Rocca F., Saatchi S., Shugart H., Ulander L. 2011. The BIOMASS mission: mapping global forest biomass to better understand the terrestrial carbon cycle. *Remote Sensing of Environment*, **115** (11): 2850-2860. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.03.020>.

Madsen S.N. & Zebcker H.A. 1998. Imaging radar interferometry. In: Henderson F.M. & Lewis A.J. (ed.). *Principles & applications of imaging radar, manual of remote sensing*. 3rd. ed. [S.l.], John Wiley and Sons, p. 359-380.

Madsen S.N. Zebker H.A., Martin J. 1993. Topographic mapping using radar interferometry: processing techniques. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **31** (1): 246–256. <https://doi.org/10.1109/36.210464>.

Manfreda S., Nardi F., Samela C., Grimaldi S., Taramasso A. C., Roth G., Sole A. 2014. Investigation on the Use of Geomorphic Approaches for the Delineation of Flood Prone Areas. *Journal of Hydrology*, **517**: 863-876. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.009>.

Marengo J.A. & Espinoza J.C. 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*, **36** (3): 1033-1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>.

Masini N., Coluzzi R., Lasaponar R. 2011. On the airborne lidar contribution in archaeology: from site identification to landscape investigation. In: Wang C.C. (ed.). *Laser scanning, theory and applications*. London, UK, InTech. ISBN 978-953-307-205-0.

Murai S. 1999. *GIS work book, text book on remote sensing and GIS*. Prepared by National Space Development Agency of Japan (NASDA), Remote Sensing Technology of Japan (RESTEC), Asian Center for Research on Remote Sensing (ACRoRS) and Asian Institute of Technology (AIT). Japan. 74 p.

Nittrouer C.A., Brunskill G.J., Figueiredo A.G. 1995. Importance of tropical coastal environments. *Geo-Marine Letters*, **15**: 121-126. <https://doi.org/10.1007/BF01204452>.

Ouchi K. 2013. Recent trend and advance of Synthetic Aperture Radar with selected topics. *Remote Sensing*, **5**: 716-807. <https://doi.org/10.3390/rs5020716>.

Paradella W.R., Mura J.C, Gama F.F., Santos A.R. 2012. Radar interferometry in surface deformation detection with orbital data. *Revista Brasileira de Cartografia*, **46** (6): 797-811.

Pereira L.C.C., Alveirinho Dias J., Carmo J.A., Polette M. 2009. A zona costeira amazônica. *Revista de Gestão Costeira Integrada. Journal of Integrated Coastal Zone Management*, **9** (2): 3-7.

Pham H.T., Price L.M., Johnson F., Sharma A. 2018. A method for combining SRTM DEM and ASTER GDEM2 to improve topography estimation in regions without reference data. *Remote Sensing of Environment*, **210**: 229-241. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.026>.

Polidori L., El Hage M., Valeriano M.M. 2014. Digital Elevation Model validation with no ground control: Application to the Topodata DEM in Brazil. *Boletim de Ciências Geodésicas*, **20**: 467-479. <https://doi.org/10.1590/S1982-21702014000200027>.

Polidori L., El Hage M., Villard L., Koleck T., Le Toan T. 2018. Potential of P-Band SAR topographic products over forested areas in terms of terrain morphological description: A preliminary study in the framework of the Biomass Mission. *In: Simposio Latinoamericano de Percepción Remota y Sistemas de Información Espacial, La Havana, Cuba, Proceedings[...]*. p. 6-9.

Polidori L. & El Hage M. 2020. Digital Elevation Model Quality Assessment Methods: A Critical Review. *Remote Sensing*. **12** (21): 3522. <https://doi.org/10.3390/rs12213522>.

Polidori L. & Simonetto E. 2014. Effect of scale on the correlation between topography and canopy Elevations in an airborne InSAR Product Over Amazonia. *Procedia Technology*. **16**: 180–185. <https://doi.org/10.1016/j.protcy.2014.10.081>.

Prodanović D., Stanić M., Milivojević V., Simić Z., Arsić M. 2009. DEM-based GIS algorithms for automatic creation of hydrological model's data. *Journal of the Serbian Society for Computational Mechanics*, **3** (1): 64-85.

QGIS Development Team. 2022. *QGIS Geographic information system*. Open-Source Geospatial Foundation. Disponível em: <http://qgis.org>. Acesso em: 21 fev. 2022.

Rabelo B.V. (ed.). 2008. Equipe técnica do programa Zoneamento Ecológico Econômico do Estado do Amapá. *Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE*. 3. ed. Macapá: IEPA-COT-ZEE. 139 p. Disponível em: <http://www.iepa.ap.gov.br/arquivopdf/macrodiagnostico.pdf>. Acesso em: 11 jan. 2021.

Ramos F.L.G. 2013. *Desenvolvimento de técnicas para processamento de dados orbitais de interferometria SAR em regiões equatoriais úmidas: estudo de caso em Manaus, Amazonas, Brasil*. PhD Thesis. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ), x, 81 p.

Raney K. 1998. Radar fundamentals: technical perspective. *In: American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. Manual of remote sensing*. 3rd ed., v. 2., cap. 2, p. 9-130.

Rodrigues M.R.C. & Silva Junior O.M. 2021. Panorama geral da Zona Costeira do Estado do Amapá. *Revista Brasileira de Geografia Física*, **14** (3): 1664-1674. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v14.3.p1654-1674>.

Rossetti D.F. & Góes A.M. 2008. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80** (3): 579-593. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652008000300017>.

Rossetti D.F., Bertani T.C., Zani H., Cremon E.H., Hayakawa E.H. 2012. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. *Geomorphology*, **177-178**: 74-92.

Santos Filho H. & Oliveira M.J. 2016. Avaliação do Modelo Digital de Terreno (MDT) do projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá: estudo de caso do perímetro urbano de Macapá. *In: INPE, 6º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Cuiabá-MT, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, Anais[...]*. p. 47-56.

Santos Filho H., Oliveira M.J., Norris D. 2017. Análise comparativa das cartas hipsométricas SRTM e do projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá - BCDCA. *In: INPE, 18º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Santos/SP, *Anais[...]*. p. 1076-1083.

Santos V.C., El Hage M., Polidori L., Stevaux J. 2017. Effect of digital elevation model mesh size on geomorphic indices: a case study of the Ivaí River watershed – state of Paraná, Brazil. *Bulletin of Geodetic Sciences*, **23** (4): 684-699. <https://doi.org/10.1590/S1982-21702017000400045>.

Santos V.F. 2006. *Ambientes Costeiros Amazônicos. Avaliação de modificações por sensoriamento remoto*. PhD Thesis. Universidade Federal Fluminense, CPGGM, UFF/IGEO, Niterói/RJ. 306 p.

Santos V.F. 2016. Dinâmica de inundação em áreas úmidas costeiras: zona urbana de Macapá e Santana, costa amazônica, Amapá. *PRACS: Revista Eletrônica de Humanidades do Curso de Ciências Sociais da UNIFAP*, **9**: 121-144.

Santos V.F., Costa W.J.P., Silva M.S., Silveira O.F.M., Torres A.M., Silva A.Q., Martins M.H.A. 2004. Geologia. In: Santos V.F. & Figueira Z.R. (ed.). *Diagnóstico socioambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá*. Macapá, MMA/GEA/IEPA. p. 11-34.

Santos V.F., Polidori L., Silveira O.F.M.D., Figueiredo Jr A.G.D. 2008. Aplicação de dados multisensor (SAR e ETM+) no reconhecimento de padrões de uso e ocupação do solo em costas tropicais: costa Amazônica, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27**: 39-55. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000500004>.

Santos V.F., Mendes A. C., Silveira O.F.M. (in memorian) (ed.). 2016a. *Atlas de sensibilidade ambiental ao óleo da Bacia Marítima da Foz do Amazonas*. Macapá: IEPA, 106 p. Disponível em: <http://repositorio.museu-goeldi.br/handle/mgoeldi/1205>. Acesso em: 10 jan. 2022.

Santos V.F., Short A.D., Mendes A.C. 2016b. Beaches of the Amazon Coast: Amapá and West Pará. In: Short A., Klein A. (ed.). *Brazilian beach systems*. Springer. p. 67-94. (Coastal Research Library, v. 17).

Shimada M., Tadono T., Rosenqvist A. 2010. Advanced land observing satellite (ALOS) and monitoring global environmental change. *Proceedings of the IEEE*, **98** (5): 780-799. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2033724>.

Silveira O.F.M. 1998. *A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém/PA, 206 p.

Silveira O.F.D. & Santos V.F. 2006. *Aspectos geológicos-geomorfológicos região costeira entre o rio Amapá Grande e a região dos lagos do Amapá*. MMA/PROBIO, Macapá, 30 p. Disponível em: www.iepa.ap.gov.br/probio/relatorios/Relatorio_Cap02.pdf. Acesso em: 12 mai. 2020.

Souza E. B., Kayano M. T., Tota J., Pezzi L., Fisch G., Nobre C. 2000. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole Patern on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. *Acta Amazonica*, **30** (2): 305–318. <https://doi.org/10.1590/1809-43922000302318>.

Souza E.B. & Cunha A.C. 2010. Climatologia de Precipitação no Amapá e mecanismos climáticos de grande escala. In: Cunha A.C, Souza E.B., Cunha H.F.A (ed.). *Tempo, clima e recursos hídricos: resultados do projeto REMETAP no estado do Amapá*. Macapá, IEPA, p. 177-195. Disponível em: <https://livroaberto.ufpa.br/jspui/handle/prefix/418>. Acesso em: 13 fev. 2022.

Souza Filho P.W.M., Gonçalves F.D., Beisl C.H., Miranda F.P., Almeida E.F., Cunha E.R. 2005. Sistemas de observação costeira e o papel dos sensores remotos no monitoramento da costa norte brasileira, Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia*, **57** (2): 79-86.

Tachikawa T., Hato M., Kaku M., Iwasaki A. 2011. Characteristics of ASTER GDEM version 2. In: *The 2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, p. 3657-3660.

Takaku J., Tadono T., Tsutsui K. 2014. Generation of high-resolution global DSM from ALOS PRISM. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. **4**: 243-248. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014>.

Takiyama L.R. & Silva U.R.L. 2009. Experiências na Utilização de Metodologias Participativas para a Construção de Instrumentos de Gestão Costeira no Estado do Amapá, Brasil. *Journal of Integrated Coastal Zone Management*, **9**: 33-45.

Teixeira S.G. 2011. *Radar de abertura sintética aplicado ao mapeamento e reconhecimento de zonas costeiras e úmidas*. PhD Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade federal do Pará (PPGG/UFGPA), Belém/PA. xxii, 105 p.

Torres A.M. & El-Robrini M. 2006. Amapá. In: Muehe D. (ed.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília/DF, Ministério do Meio Ambiente (MMA). 475 p.

Uuemaa E, Ahi S., Montibeller B., Muru M., Kmoch A. 2020. Vertical Accuracy of Freely Available Global Digital Elevation Models (ASTER, AW3D30, MERIT, TanDEM-X, SRTM, and NASADEM). *Remote Sensing*, **12** (21): 3482. <https://doi.org/10.3390/rs12213482>.

Valeriano M.M. 2005. Modelo digital de variáveis geomorfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: INPE, 12º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia/GO. p. 3595-3602.

Valeriano M.M. 2008. *TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais*. São José dos Campos, INPE. 75 p. Disponível em: <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24/doc/publicacao.pdf>. Acesso em: 15 jun. 2020.

Valeriano M.M. & Rossetti D.F. 2008. *TOPODATA: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM*. São José dos Campos, INPE. 76 p. Disponível em: <http://mtc-m16d.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.10.18.35/doc/publicacao.pdf>. Acesso em: 15 jun. 2020.

Valeriano M.M., Kuplich T.M., Storino M., Amaral B.D., Mendes Jr J.N., Lima D. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazônia with SRTM-90 m data. *Computers and Geosciences*, **32**: 1169-1181. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.10.019>.

Valeriano M.M. & Rossetti D.F. 2008. Topographic modeling of Marajó Island with SRTM data. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **9**: 53-63. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v9i1.101>.

Valeriano M.M. & Rossetti D.F. 2012. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Applied Geography (Sevenoaks, England)*, **32**: 300-309. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.05.004>.

Van Roessel J.W. & Godoy R.C. 1974. SLAR Mosaics for Project RADAM. *Photogrammetric Engineering*, **40** (5): 583-595.

Vieira M.S. 2015. Base cartográfica contínua do estado do Amapá. *Revista Digital Simonsen*. Rio de Janeiro/RJ, **1** (3): 47-61.

Wehr A. & Lohr U. 1999. Airborne laser scanning—an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **54** (2–3): 68-82. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(99\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(99)00011-8).

Woodhouse I.H. 2006. *Introduction to Microwave Remote Sensing*. New York, CRC Press; Taylor & Francis. 397 p.

Zebker H.A. & Goldstein R.M. 1986. Topographic mapping from interferometric SAR observations. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 4993-4999. <https://doi.org/10.1029/JB091iB05p04993>.

Zingaro M., La Salandra M., Colacicco R., Roseto R., Petio P., Capolongo D. 2021. Suitability assessment of global, continental and national digital elevation models for geomorphological analyses in Italy. *Transactions in GIS*, **25**(5): 2283-2308. <https://doi.org/10.1111/tgis.1284>.

ANEXO A- ARTIGO SUBMETIDO NA REVISTA “BULLETIN OF GEODETIC SCIENCES”

ARTICLE

Challenges of relief modeling in flat areas: a case study in the Amazon coast floodplains

Leonardo Nogueira dos Reis¹ - ORCID: 0000-0002-3826-7179

Laurent Polidori¹ - ORCID: 0000-0001-6220-9561

¹Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém – PA, Brasil.

E-mails: leo2reisgeo@gmail.com, laurent.polidori@ufpa.br

Received in

Accepted in

Abstract:

This study aimed to evaluate the performance of eight digital elevation models (DEMs), i.e., one digital terrain model (DTM) obtained from airborne P-band radar (BCDCA DTM), one digital surface model (DSM) obtained from airborne X-band radar (BCDCA DSM) and six DSMs from orbital sensors (AW3D30, ASTER GDEM, Copernicus DEM, NASADEM, SRTM, Topodata), for the morphological characterization of the floodplains of Amapá (Brazil). All DEMs were resampled to the same mesh size and compared by visual and statistical analysis in terms of elevation and slope. The comparison demonstrated that the DTM obtained from P-band radar images was the most consistent one in representing the landforms, as it is less sensitive to vegetation. The behavior of the automated hydrographic network extraction was also analyzed, showing that even the DTM was not able to detect drainage lines across flat landscapes with centimeter elevation variations. As the comparisons were made with a common 30 m grid, the conclusions are limited to this scale and the effect of a change of scale is discussed. In view of the difficulty of automatically extracting the network in a plain, the possibility to reduce the modelling to a 2D approach, based on external hydrographic data, is also discussed.

Keywords: DEM; DTM; P-band radar; Floodplain; Flatland; Amazon.

1. Introduction

Digital elevation models (DEM) consist in the digital representation of elevation values at different points of a specific geographical area, such as the Earth's topography or the objects located on it (Guth et al. 2021; Kanoua and Merkel 2016). The numerous possibilities of analyses derived from these products, e.g., slope maps and watershed analyses, have made them widely applied in geosciences, especially in terms of local terrain descriptors, from which it is possible to generate numerical interpretations of the relief (Polidori and El Hage 2020; Santos et al. 2017; Valeriano et al. 2006; Valeriano and Rossetti 2012). From the altimetry of a DEM, it is possible to obtain derived products such as slope and orientation, vertical and horizontal curvatures, in addition to shading relief maps (Grohmann 2018; Valeriano et al. 2006). These products may be generated through the interpolation of contour lines on topographic maps or the processing of digital images obtained by satellite, airplane or drone (Lakshmi and Yarrakula 2018).

The most widely used imaging techniques are photogrammetry, based on optical stereoscopic image pairs, and radar interferometry (InSAR), based on the processing of two radar echoes backscattered by the same surface (Zebker and Goldstein 1986). Another way to acquire elevation data is through Lidar (Light detection and ranging), a high-precision active sensor that obtains the distance of objects on the surface by measuring the propagation time of the laser beam (Wehr and Lohr 1999). The use of these products requires a clear definition of the physical surface to be modeled, since the term is generic, and represents any surface with altimetric values. A digital surface model (DSM) results from techniques where the signal is reflected by the forest canopy or by other objects above the ground surface, as obtained by most DEM production techniques, such as photogrammetry and short-wavelength radar interferometry (Guth et al. 2021; Polidori and El Hage 2020). A digital terrain model (DTM) represents the ground surface and is usually obtained from GNSS field surveys, topographic contour maps, Lidar, as well as long-wavelength InSAR, which is capable of penetrating the forest canopy (Guth et al. 2021; Polidori and El Hage 2020).

The scarcity of cartographic bases is one of the main obstacles to studies of relief in the Amazon, with most of the knowledge coming from the RADAM project, carried out with airborne radar at a 1:1,000,000 scale (Azevedo 1971; Van Roessel and Godoy 1974). Due to an extensive vegetation cover, few access roads and extended periods of cloudiness, the region is challenging for field campaigns and even for analyses using remote sensing, especially with optical sensors. Although some DEMs are designed to overcome these obstacles, the modeled surface needs to be explicitly specified, since the presence, or absence, of vegetation can compromise their interpretation.

As the main products available globally and for free are generated from short-wavelength radar and are, therefore, unable to penetrate the forest canopy, most of the errors in the recognition of terrain morphometry in plains are related to a reduced altimetric amplitude, since the height variation in a DEM is mostly related to noise or vegetation cover. This is a difficulty that does not exist in mountainous areas, where the altimetric amplitude is larger than the non-topographic variability. DEMs can also have ambiguities in specifying the surface to be surveyed in a floodplain, e.g., an area that is flooded for a period of the year, where the reference surface can be either the soil, the vegetation or the water. Related to these ambiguities, the occurrence of errors in the elevation calculation compromises a correct extraction and interpretation of the drainage network in hydrographic analysis (Polidori et al. 2018; Zingaro et al. 2021).

The quality of a DEM can be assessed by comparing it into a reference DEM, a common approach in the literature (Grohmann 2018; Hayakawa et al. 2008; Pham et al. 2018), or by evaluating its shape realism, based on visual control and quantitative geomorphometry (Polidori et al. 2014; Polidori and El Hage 2020; Valeriano and Rossetti 2008). This work aims to compare the performance of different DEMs (global, national and local) in the morphological characterization of a floodplain area, considering possible morphometric limitations in representing the landforms of flat and floodable regions with dense forest cover, as the Amazon Coastal Zone. The comparison is based on the assumption that the water surface is horizontal and the floodplain tends to be horizontal, so that any feature that is not horizontal is not topographical (mainly vegetation). Correction strategies are also proposed to enhance these products in similar areas, so the interpretations derived from them be closer to the reality that their users intend to achieve.

2. Study area

The Amazon Coastal Zone (ACZ), located in the humid tropics, is characterized by high temperatures (above 20°C) with low annual thermal variation, high and constant precipitation rate

(above 2,000 mm/year), and high cloudiness (Nittrouer et al. 1995; Santos 2006; Souza Filho et al. 2005). It comprises the coastal strip from the Orinoco Delta in Venezuela to the Bay of São Marcos in Maranhão (Souza Filho et al. 2005). This region presents several humid environments, such as beaches, tidal plains, salt and sweet marshes, estuaries, mangroves, lowland and upland forests, lagoons, and islands (Santos 2006; Souza Filho et al. 2005). The study area is located in Brazil, at the southern portion of the Amapá State coast, in the city of Mazagão (Figure 1A).

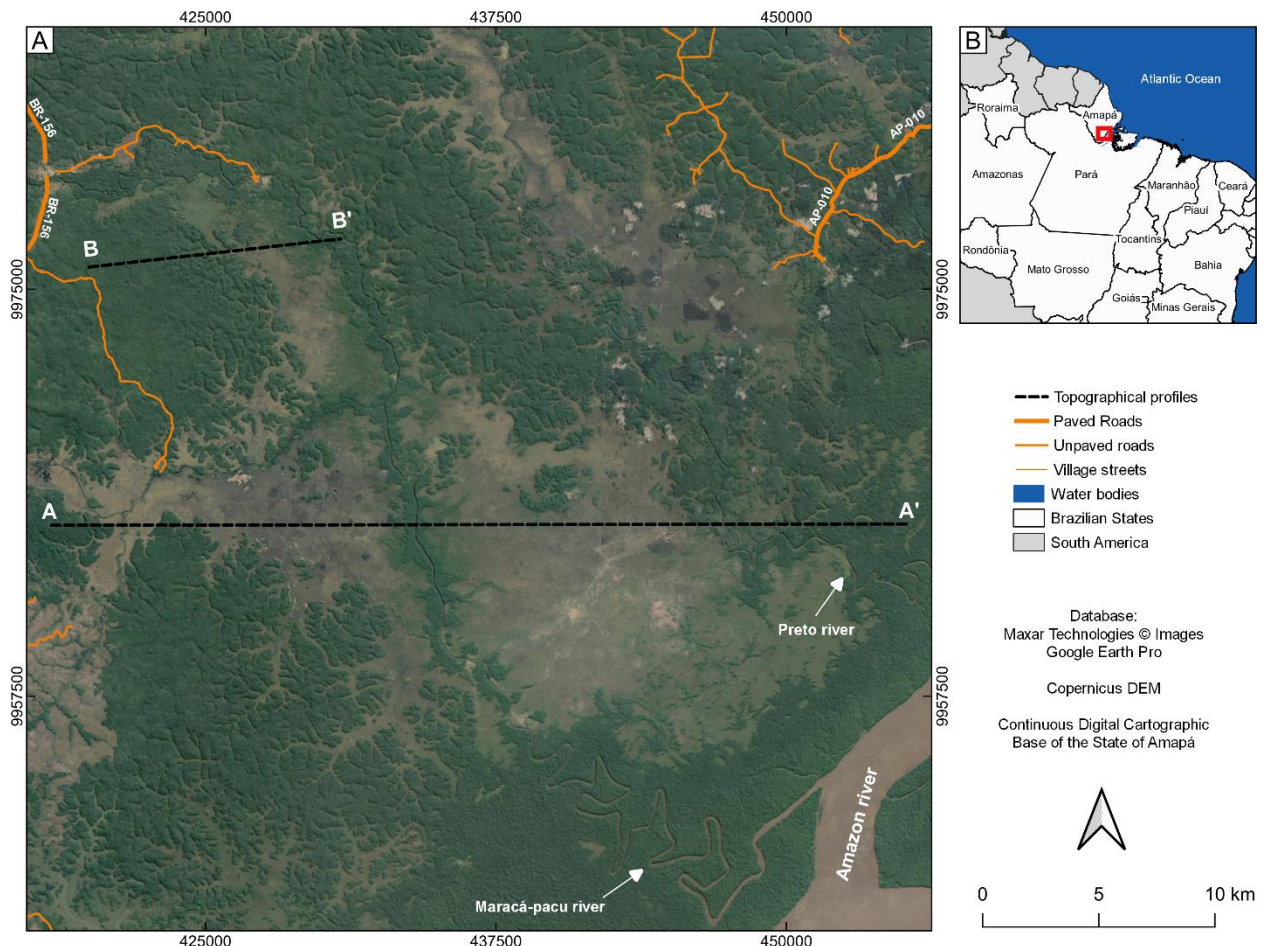


Figure 1: A) Overview of the study area with the topographic profiles that were analyzed; B) Location of the study area (red frame).

In Amapá, the coastal zone extends for about 350 km from the mouth of the Amazon River towards the sea. Besides being located in the largest equatorial forest on the planet, it receives direct influence from the discharge of the Amazon River and its main tributaries, and is conditioned to a regime of strong currents and macro-tides with amplitudes of up to 12 m (Pereira et al. 2009; Santos 2006; Santos et al. 2008). Its coastal plain comprises a range of Quaternary sediments of fluvial, fluvio-lacustrine and fluvio-marine environments, and an extensive range of plateaus (Silveira 1998; Silveira and Santos 2006). These environments are formed by sandy-clay and sandy to conglomeratic sediments, with the presence of lateritic concretions, and are classified as: Ancient River Plains Deposits, Fluvio-estuarine Plains Deposits 1, Fluvio-estuarine Plains Deposits 2, Fluvio-estuarine Plains Deposits and Alluvial Deposits (Silveira 1998). In its internal compartmentation, there is an abundance of paleodrainages, testimonies of the evolution of a fluvio-lacustrine system during the Holocene (Silveira and Santos 2006). The local geomorphology is characterized by a flat relief, subject to constant reworking by erosion and accretion processes,

where meteorological, fluvial and coastal processes (tidal flooding) favor the formation of floodplains (Torres and El-Robrini 2006).

The dominant vegetation classes are lowland forests, upland forests, herbaceous and shrub lands, and savanna (Rabelo 2008). The lowland forests are located on the banks of the Amazon River estuary and inside of the rivers that drain the coastal plain, being subject to a daily cycle of floods and ebbs related to the tides, with species that reach up to 20 m in height (Santos 2006). The upland forest is characterized by higher structure species (above 25 m), associated with low plateau and submontane environments (Rabelo 2008). The herbaceous and shrub lands are part of the floodplain of the rivers and estuaries that drain the region. They are found between the floodplain forest units and the limit of the coastal plain, with a tidal flooding regime (Santos 2006). The savanna is marked by strong climatic and pedological gradients, campestris vegetation with scattered woody flora, and a dissected low plateau relief (Rabelo 2008).

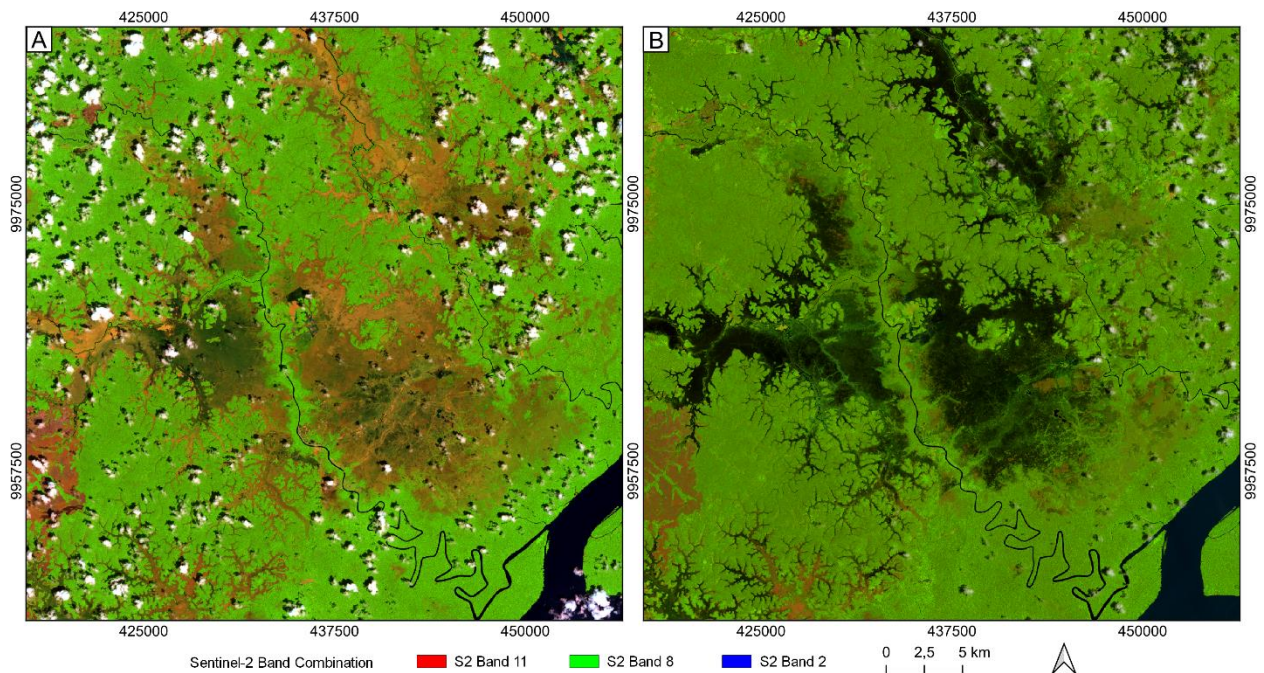


Figure 2: Sentinel-2 images (R11G8B2). A) dry season (Oct/2021); B) rainy season (Feb/2020).

The weather and climate conditions in the ACZ are controlled by one of the most important meteorological systems acting in the tropics, the Intertropical Convergence Zone (ITCZ, Souza and Cunha 2010; Tavares 2014). The influence of ITCZ on the ocean surface temperature and, consequently, the convergence of humidity, creates conditions that favor the formation of rain clouds. Therefore, the region presents two distinct seasons during the year, a rainy one (with extreme precipitation events generating large-scale flooding on the coast) and a dry one (Figure 2; Souza and Cunha 2010; Tavares 2014).

3. Materials and methods

3.1 Elevation Data

In this work, eight digital elevation models were used, described as follows (Table 1):

Table 1: Digital elevation models of global, national, and local scope used in this work.

DEM	Method	Spatial resolution	Acquisition Period	Horizontal accuracy (RMSE)	Vertical accuracy (RMSE)	Source
ALOS WORD 3D (AW3D30) V3.1	Orbital photogrammetry	1.0 arcseg (~30 m)	2006–2011	5 m	5 m	Takaku et al. 2014
ASTER GDEM V3	Orbital photogrammetry	1.0 arcseg (~30 m)	2011	30 m	20 m	Tachikawa et al. 2011
BCDCA DTM	P-band airborne InSAR	0.08 arcseg (~2.5 m)	2014	< 7,5 m	3,33 m (open soil) 4,56 m (forest areas)	Santos Filho et al. 2017
BCDCA DSM	X-band airborne InSAR	0.08 arcseg (~2.5 m)	2014	< 7,5 m	3,33 m	Santos Filho et al. 2017
COPERNICUS DEM	X-band orbital InSAR	1.0 arcseg (~30 m)	2011–2015	< 6 m	< 4 m	Leister-Taylor et al. 2020
NASADEM	SRTM v3 reprocessing	1.0 arcseg (~30 m)	2000	< 20 m	< 16 m	Buckley et al. 2020
SRTM V3	C-band orbital InSAR	1.0 arcseg (~30 m)	2000	< 20 m	< 16 m	Farr et al. 2007
TOPODATA	SRTM v1 kriging refinement	1.0 arcseg (~30 m)	2000	< 20 m	< 16 m	Valeriano and Rossetti 2012

Two of these models are part of the Continuous Digital Cartographic Base of Amapá (BCDCA), a set of geospatial information generated over the whole Amapá State from airborne interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in P and X bands. It includes a series of by-products, such as BCDCA DTM (P-band), BCDCA DSM (X-band) and vectorized data (e.g., hydrographic network). This database was produced by the Brazilian Army and made available by the Amapá State Environment Secretariat (Santos Filho and Oliveira 2016). The availability of a DTM that covers its entire territory makes Amapá a unique case in the world for topographic analysis in forested areas, one of the reasons for choosing this study area.

Six DSM obtained from orbital imaging were also selected for comparison. Four of them derived from orbital missions using InSAR techniques (Copernicus DEM, NASADEM, SRTM V3 and Topodata) and two of them, AW3D30 and ASTER GDEM, generated from orbital photogrammetry, using multiple series of stereoscopic images from the PRISM (Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping) and the ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) sensors, respectively.

The NASADEM, SRTM and Topodata models were derived from the same data obtained from the Shuttle Radar Topography Mission, whose primary objective was mapping the topography of continental areas between 60°N and 54°S by InSAR in C and X bands (Farr et al. 2007). NASADEM is the most recent version of SRTM, with improved processing techniques and data from other products to minimize voids and extend the spatial coverage (Buckley et al. 2020). Topodata is a 30 m grid refinement of the first 90 m grid SRTM dataset obtained by kriging over the Brazilian territory. Although it does not increase the level of detail or accuracy, it results in a representation of the surface with consistency of its angular properties (i.e., slope, orientation, etc.) between neighboring cells, an important factor in geomorphometric analysis (Valeriano and Rossetti 2012).

3.2 Comparative Evaluation of the DEMs

The DEMs were evaluated based on statistical and graphical criteria related to the shape realism of each selected model (Polidori and El Hage 2020). The statistical similarities and differences

between them were assessed for the entire study area on 30 m meshes. This analysis was based on the calculation of Pearson correlation coefficients between the eight DEMs for elevation and slope values. The closer to 1 is the result between the DEMs in the correlation matrix, the more similar they are with respect to the corresponding morphometric variable. As for the differences, all seven DSMs were compared to the BCDCA DTM, according to equation 1, in order to highlight the influence of vegetation and other artifacts and how they impact in the relief modelling. Since there were no field measurements available, the DTM is used in this work as ground truth.

$$Dx = X_{DEM} - X_{REF} \quad (1)$$

*DX: difference of variable X (elevation or slope); X_{DEM}: value in the DEM; and X_{REF}: value in the reference model.

The evaluation of DEMs shape realism aims to define how well they preserve the angular properties of the terrain, i.e., slope and azimuth. The models were visually compared with a hypsometric representation for the whole area, and a detailed visual interpretation was made for a small lowland area, using a shape-sensitive shading visualization method to highlight the behavior of each DEM on a smaller scale, especially concerning the influence of noise and vegetation cover.

The DEMs are further tested in a classic application for geomorphological analysis: the hydrographic network extraction. The results should be reliable in regions where the water runoff is channeled along valleys, but in lowland regions, the extraction algorithm should be much more sensitive to artifacts (noise, vegetation, resampling effects, etc.) and to its own assumptions, such as calculating slope in some privileged directions. Vectorized drainages extracted from all DEMs are compared to a reference, i.e., the official hydrography of Amapá, available in the BCDCA (Vieira 2015). The DEMs were also analyzed in terms of elevation and slope profiles over a representative axis of different landscapes (low plateau to lowland), to show the impact of vegetation cover on the relief and how it behaves at different scales.

3.3 Tools Used

The products were processed using the open-source GRASS GIS tool package, version 7.8.7, with the QGIS software viewer (QGIS Desktop with GRASS), version 3.22.5 (Grass Development Team 2022; QGIS Development Team 2022). For the statistical evaluation, the *r.covar* command was used to generate a correlation matrix among the eight models, while the subtraction of the other DSMs by the BCDCA DTM was done from QGIS Raster Calculator function. The morphometric variables were generated from the *r.slope.aspect* command, while the resampling of these variables to different meshes was done based on the *r.resample.interp* command, using the nearest neighbor algorithm. The profile visualization of elevation and slope data was performed from the QGIS Terrain Profile plugin. The native QGIS function *Hillshade* was used to visualize the relief, with an illumination azimuth of 30° and an illumination elevation of 45°.

For the hydrological analysis, the *r.stream* toolkit of GRASS GIS was used. The *r.stream.extract* function was used to extract flow networks from accumulation maps on 30 m meshes. The algorithm Multiple flow Direction FD8 (Holmgren 1994) was used and a value of 100 was set as a criterion in the "Minimum flow accumulation per network" category. The result is transformed into a vector with the *r.to.vect* function. All the assessment steps can be seen in Figure 3.

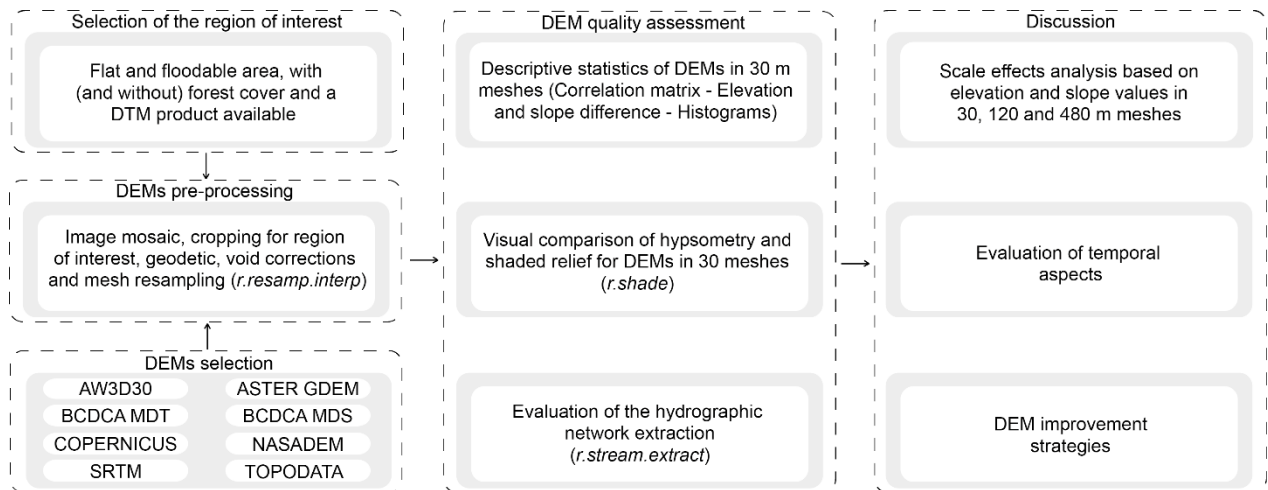


Figure 3: Flowchart of DEM quality assessment steps.

4. Results

The similarity between the selected models was evaluated by correlating their elevation and slope values (Table 2). In general, high elevation correlations are observed between DSMs (above 0.9), except the ASTER GDEM. The NASADEM and SRTM DSMs show the highest correlations (0.986), an expected result, since they use the same input data. Although derived from SRTM, Topodata is mostly correlated to the AW3D30 model (0.975). The BCDCA DSM, which may be considered as the reference DSM for the study area, shows the highest correlation with the Copernicus model, which may be due to the fact that the data acquisitions were performed in similar periods (2014-2015). It was expected that the BCDCA DTM would have the lowest correlation (~ 0.80), however, the ASTER GDEM presents an even lower correlation (~ 0.72).

Table 2: Correlation matrix for the eight DEMs resampled at 30 m for elevation and slope.

Elevation	AW3D30	ASTER GDEM	BCDCA DTM	BCDCA DSM	COPERNICUS	NASADEM	SRTM	TOPODATA
AW3D30	1	0.727	0.792	0.946	0.958	0.979	0.978	0.975
ASTER DEM	0.727	1	0.638	0.711	0.722	0.738	0.737	0.719
BCDCA DTM	0.792	0.638	1	0.779	0.803	0.817	0.796	0.796
BCDCA DSM	0.946	0.711	0.779	1	0.970	0.940	0.945	0.930
COPERNICUS	0.958	0.722	0.803	0.970	1	0.958	0.956	0.948
NASADEM	0.979	0.738	0.817	0.940	0.958	1	0.986	0.969
SRTM	0.978	0.737	0.796	0.945	0.956	0.986	1	0.961
TOPODATA	0.975	0.719	0.796	0.930	0.948	0.969	0.961	1
Slope	AW3D30	ASTER GDEM	BCDCA DTM	BCDCA DSM	COPERNICUS	NASADEM	SRTM	TOPODATA
AW3D30	1	0.213	0.442	0.647	0.652	0.805	0.779	0.707
ASTER DEM	0.213	1	0.122	0.183	0.184	0.229	0.233	0.187
BCDCA DTM	0.442	0.122	1	0.399	0.410	0.450	0.421	0.428
BCDCA DSM	0.647	0.183	0.399	1	0.797	0.652	0.630	0.510
COPERNICUS	0.652	0.184	0.410	0.797	1	0.651	0.627	0.555
NASADEM	0.805	0.229	0.450	0.652	0.651	1	0.814	0.645
SRTM	0.779	0.233	0.421	0.630	0.627	0.814	1	0.648
TOPODATA	0.707	0.187	0.428	0.510	0.555	0.645	0.648	1

For slope, the correlations have the same behavior, but with lower values. The correlation of the BCDCA DTM with most DSMs is low (~ 0.42), due to the high slope values of the upper vegetation surface, while the DTM describes the topography surface, with very low slope values in the floodplain. The errors seen in ASTER GDEM are more impactful in terms of slope than elevation, showing the lowest values (0.12). NASADEM and SRTM present the highest correlation for slope (0.81), while Topodata presents a lower correlation compared to the other SRTM related products (~ 0.64). This occurs due to the kriging resampling used for the model generation to accentuate its angular properties, which acts precisely in the slope values (Valeriano and Rossetti 2012).

The difference in height and slope between each model and BCDCA DTM is reported in Table 3. For both variables, it can be noted that even though AW3D30 and ASTER GDEM show the highest minimum and maximum differences from the terrain reference, AW3D30 has a standard deviation similar to the other DSMs, while ASTER GDEM has the highest standard deviation (10.1 m in elevation and 5.1° in slope), followed by the BCDCA DSM. For elevation, the standard deviation ranges between 7.5 and 7.9 m, while for slope, the DEMs generated from the SRTM mission got slightly better results. Topodata presents the lowest standard deviation values, both for elevation and slope, when compared to the ground reference (7.5 m and 2.2° , respectively).

Table 3: Statistical analysis of the difference in elevation (in meters) and slope (degrees) of the analyzed DEMs using the BCDCA DTM model as reference.

Elevation	Minimum	Maximum	Average	Median	Standard deviation
AW3D30	-22	77	9.3	10	7.9
ASTER GDEM	-24	108	15.9	15	10.1
BCDCA DSM	0	45	11.8	13	8.8
COPERNICUS	-11	40	9.2	10	7.9
NASADEM	-14	40	7.8	8	7.7
SRTM	-12	44	9.7	10	7.8
TOPODATA	-11	41	9.8	10	7.5
Slope	Minimum	Maximum	Average	Median	Standard deviation
AW3D30	-13	45	2.0	2	2.7
ASTER GDEM	-15	54	4.0	3	5.1
BCDCA DSM	-14	30	3.2	2	4.0
COPERNICUS	-14	27	2.5	1	3.6
NASADEM	-12	25	2.1	2	2.6
SRTM	-13	26	2.3	2	2.7
TOPODATA	-15	16	1.4	1	2.2

With the generation of histograms, it was possible to have a general understanding of the homogeneity of elevation and slope in the study area and of how the models represent these variations. The histograms of the differences between the DSMs and the reference DTM show a bimodal behavior for elevation with a peak around 15-20 m (Figure 4A), and significant slope differences of up to 10° (Figure 4B), both mainly due to the vegetation cover.

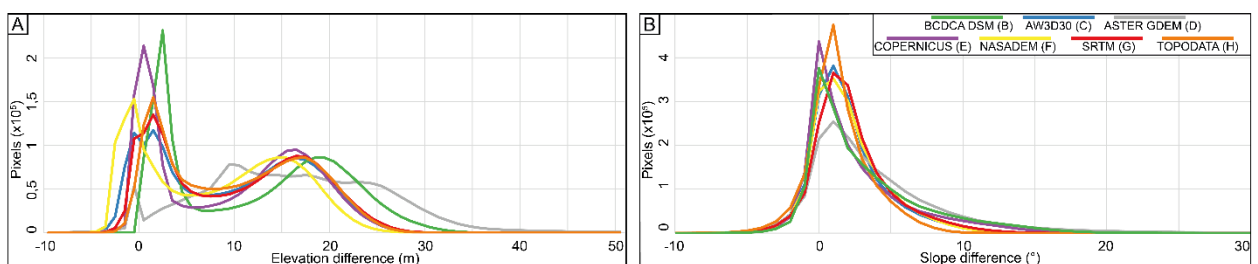


Figure 4: Difference between the DSMs and the DTM, in terms of: A) elevation and B) slope.

The visual comparison between the DEMs confirms the statistical analysis in a more intuitive way. A clear contrast is observed between BCDCA DTM and the other models, especially along the banks of the Amazon River, where the effect of the canopy appears in the surface models generated by photogrammetry or short wavelength radar (Figure 5A). The models with the greatest divergence from the others were AW3D30 (Figure 5C) and especially ASTER GDEM (Figure 5D), with noticeable noise in the lowland areas. This problem is mainly related to the model generation method (photogrammetry), which is sensitive to the presence of clouds, to the date difference between image acquisitions, and to the surface texture that can hinder the stereo matching. As this region is subject to frequent and extensive flooding, the flood area varies between the time series, so the models do not make a correct delineation of water surfaces. This creates artifacts in ASTER GDEM, compromising the distinction between lowland and upland.

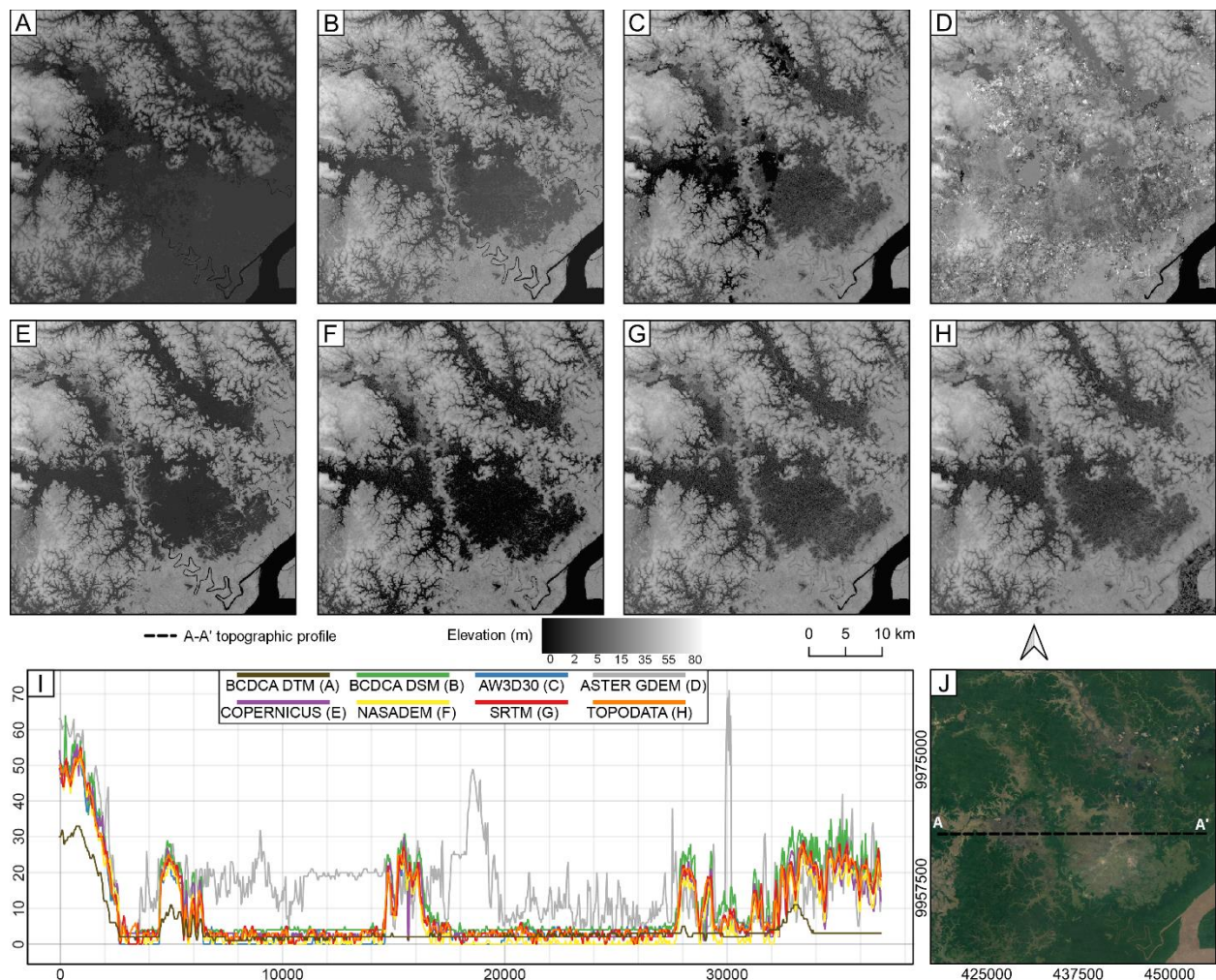


Figure 5: Hypsometry of each DEM for the study area, where: A) BCDCA DTM; B) BCDCA DSM; C) ALOS WORLD 3D; D) ASTER GDEM; E) COPERNICUS DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) TOPODATA; I) A-A' Topographic profile and J) Visualization of A-A' profile on satellite images © Maxar Technologies, available on Google Earth Pro.

The Copernicus DEM (Figure 5E), showed a low presence of artifacts, especially in the lowland areas with low vegetation cover or bare soil. Among the DEMs natively available with a 30 m spatial resolution, Copernicus DEM is the only one capable of representing the main larger watercourses (Amazonas, Maracá-pacu and Preto rivers), an important factor especially for automated drainage network extraction. As this is the product generated from the most recent data, it is expected that

the information about vegetation height and other modifications above the terrain are closer to the current reality. On the contrary, SRTM (Figure 5G), NASADEM (Figure 5F) and Topodata (Figure 5H), present few visible divergences between them, but are based on the same dataset acquired almost 15 years earlier (2000). However, some divergences do appear, mainly in Topodata, where the kriging processing generates variations in areas where elevation should remain constant, even in large water bodies like the Amazon River, due to the absence of water masks. Another difference is the noise reduction of NASADEM. Also, the A-A' topographic profile shows that BCDCA DTM presents heights very close to zero, unlike the DSMs, which represent the forest canopy with point elevations up to 30 m (Figure 5I).

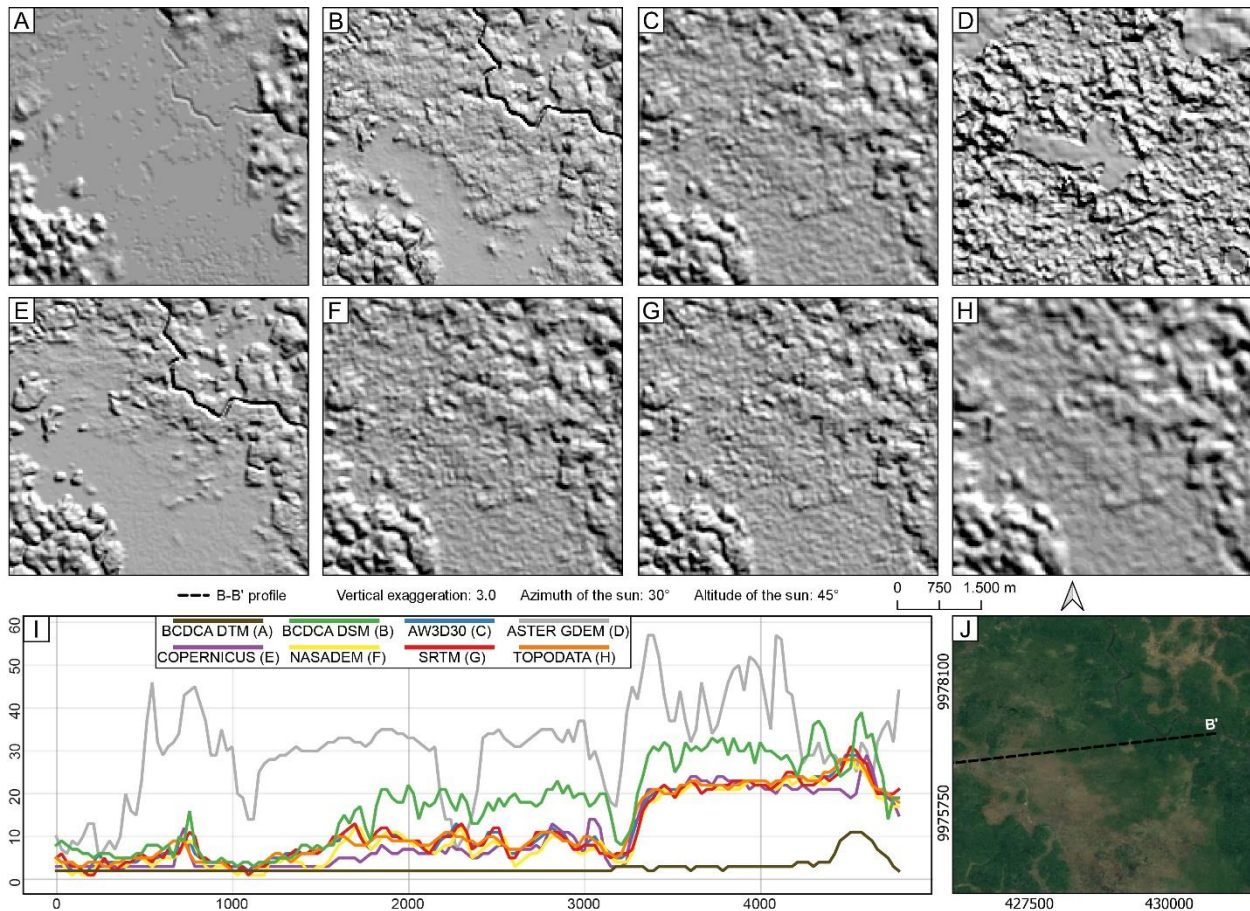


Figure 6: Shaded relief of a lowland region in the study area, where: A) BCDCA DTM; B) BCDCA DSM; C) ALOS WORLD 3D; D) ASTER GDEM; E) Copernicus DEM; F) NASADEM; G) SRTM; H) Topodata; I) Final section of B-B' Topographic profile; and J) Satellite image of the study area with highlight for the section of B-B' topographic profile, available on Google Earth Pro – © Maxar Technologies.

Another way to analyze the shape realism is the visual comparison of shading (Polidori and El Hage 2020), performed in a representative lowland at the study area. In this example, unlike mountainous regions where the vegetation tends to follow the contours of the terrain, BCDCA DTM maintains a flat aspect (Figure 6A), while in the DSMs, a dense and diverse vegetation is noticeable. Through the topographical profile alone (Figure 6I), the cause for this abrupt variation is unclear, but optical images show that this difference is related to different vegetation species, i.e., shrubland with height up to 10 m (brown coloration) and a transition between lowland (height up to 20 m) and upland forest (height up to 40 m), shown in the image by the variation from light green to dark green color, respectively (Figure 6J).

The only DEMs where this transition is clear are BCDCA DSM and Copernicus (Figures 6B and 6E), while the others exhibit excessive noise, especially ASTER GDEM (Figure 6D). As for the terrain shape, the shading visualization confirms that the Copernicus DSM is the one that best preserves the morphology of the floodplains observed in BCDCA DTM. The BCDCA DSM maintains coherence with the terrain along the shrubland, but the transition to lowland forest is hidden by vegetation (Figure 6B). As in the other analyses, AW3D30 (Figure 6C), NASADEM (Figure 6F) and SRTM (Figure 6G) were the models that least allowed interpretation of the terrain below the canopy. In Topodata (Figure 6H), the noises are smoothed out, but the presence of artifacts is still noticeable.

The models were also evaluated based on their ability to automatically extract the hydrographic network (Figure 7A). The extracted networks were compared with the reference vector hydrographic network of Amapá State. We selected two lowland spots within the study area, one in the transition with a low plateau area (Figure 7B), in which the drainages are well channelized, and the other one in a typical floodplain with very low height variations (Figure 7C). These two spots also present different types of vegetation, namely, lowland and upland forest in the first one, and in the second one, shrubland and herbaceous vegetation, which are naturally lower. All models were resampled to 30 m before the extraction, to allow a fair comparison.

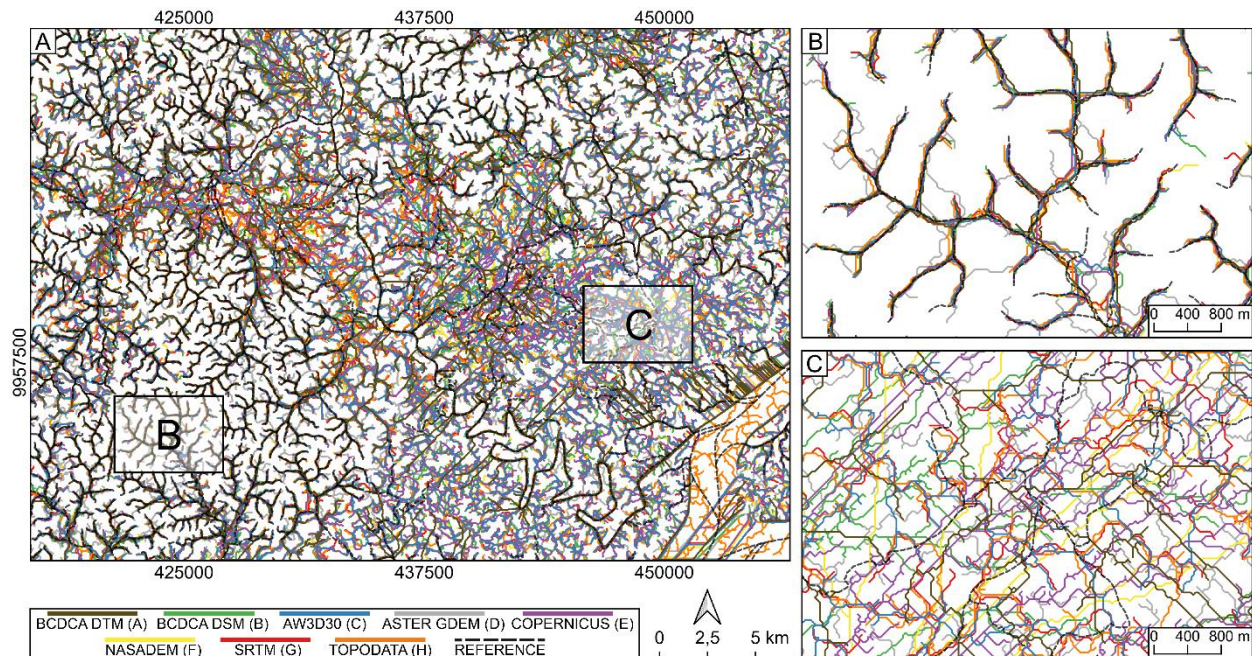


Figure 7: In A, the drainage network of the study area extracted for each of the DEM products compared to the reference hydrography. B and C show the two spots.

Distinct results were obtained in the two spots. In the first one, all DEMs present similar responses to the reference, with the exception of ASTER GDEM. In the second one, where the terrain slope is almost zero, the algorithm forces the extraction of drainages from artifacts that do not reflect the terrain, related either to noise, to the resampling applied to some of the models, or to the vegetation cover. Even for BCDCA DTM, where the influence of noise and vegetation is reduced, the result does not match the reference network, a consequence of both the resampling of the product that simplified some features (from 2.5 m to 30 m), and its limited accuracy. The correct characterization of the hydrography is of utmost importance for derived interpretations, like flood susceptibility mapping. However, in flat regions where landforms show little variation, this characterization needs field control or at least a specialist's knowledge.

5. Discussions

5.1 Scale effect

Although the results in this work are presented in a same 30 m mesh size, changes in scale modify the geomorphological description of the terrain, as illustrated in Figure 8, where the B-B' profile is subsampled with an increasing mesh size for all the DEMs. For elevation (Figure 8A, 8B and 8C), it is observed that increasing the mesh size does not significantly affect the elevation values. It softens the noise generated by the canopy, and makes the surface models more similar to the shape of the terrain. The 30 m mesh Topodata presents greater consistency with the DTM when compared to SRTM and NASADEM models, since angular properties are smoothed (Polidori et al. 2014; Valeriano and Rosseti 2012). The AW3D30 model, at least for the sample area of the profile, showed much similarity with the SRTM and NASADEM models.

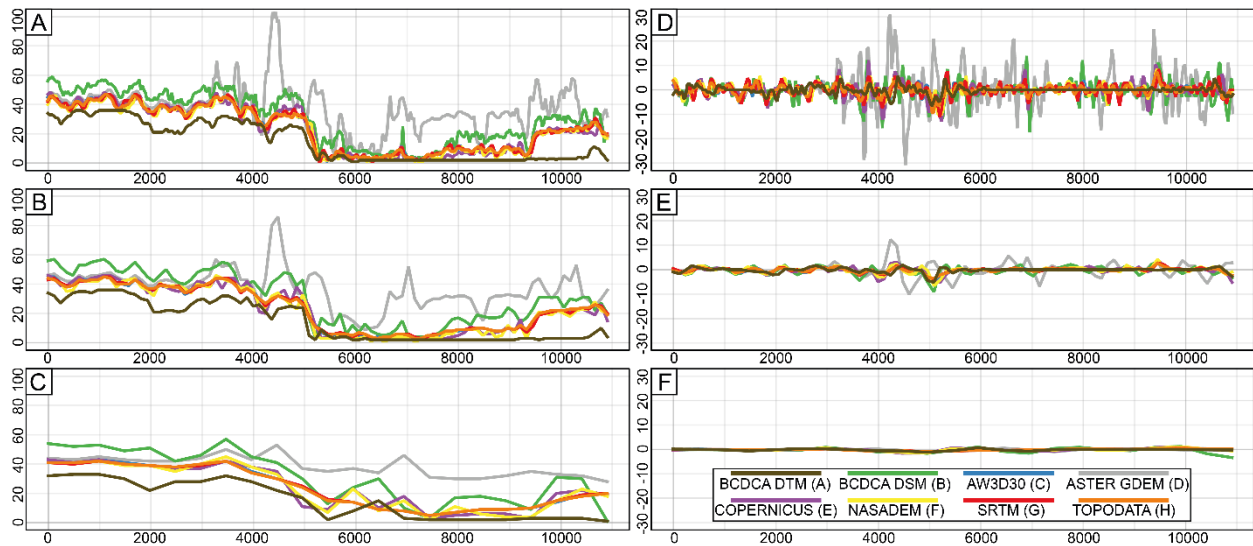


Figure 8: B-B' profile, for an area of moderate elevation in transition to lowland. On the left, the effect of resampling on elevation on mesh sizes of: A) 30m, B) 120m and C) 480m. On the right, the effect of resampling on slope on meshes of: D) 30m, E) 120m and F) 480m.

For slope, the effect is almost the opposite. At the 30 m mesh, the models do not show a clear relationship. The so-called "canopy effect" and the artifacts due to the different generation techniques are clearly visible. As the mesh is degraded, especially from 120 m (Figure 8E), the DSMs begin to show similarities with DTM in terms of slope. Although resolution degradation has removed the smallest terrain shapes, slope calculation and geomorphological interpretation become reliable in DSMs, except with ASTER GDEM. Still, it is noticeable that the increase in mesh size induces the disappearance of steep slopes, with slopes very close to zero at the 480 m mesh (Figure 8F). This effect confirms the importance of specifying the modeling scale.

5.2 Temporal aspects

The current landscape of the study area is marked by the action of several natural forces, responsible for the evolution of old fluvial systems, structured along the recent geological past.

The morphology of this region is conditioned to climatological and oceanographic dynamics and its coastal plain is seasonally flooded according to the flood regime of rivers and to semidiurnal macrotides, conditions governed by bimodal variations of the precipitation regime in ITCZ (Santos 2006). According to Silveira (1998) the meanders along the coastal plain were active during the last Holocene Transgression (about 7.000 years ago) and its plains were directly connected to the Amazon and had a strong influence of this river until about 5.000 years cal. BP.

With the lowering of the sea level, the sedimentation that gave rise to the present substrate of the floodplain forests closed these river systems (Santos 2016; Silveira 1998). Swamps were formed, occupying the landscape, and originating the present floodable fields, so that this unit would have started its formation approximately 4,700 years ago (Santos 2016). Added to the natural dynamics of the region, buffalo farming is the main anthropic intervention in the morphology of this environment. Indeed, in addition to space consumption for grazing, resting and bathing of these animals, the movement of livestock favors the opening of pits that are easily confused with drainage networks in remote sensing images (Santos et al. 2008).

Considering the impact and speed of these modifications, especially those that have occurred in the last two decades, a limitation of this work is that DEMs made on different periods are compared (Table 1), so the differences observed between them may generate false interpretations about the quality of the DEM production methods, caused by the natural evolution of the landscapes relative to soil morphology, water, vegetation or human actions. Furthermore, a DEM can be generated from images from different dates. DEMs generated by photogrammetry can have important errors if the stereoscopic pair is not of a single date, as it happens when the orbital configuration and the presence of clouds require an important waiting time of several months or years, to acquire the second image. Unlike SRTM and its derived products, whose data were processed from simultaneous acquisitions made with 2 antennas, ASTER GDEM and AW3D30 were obtained by automatic correlation between optical images from different dates, over a landscape where the hydrography may have changed according to precipitation and other natural dynamics. This may have an important contribution to the errors observed here.

5.3 Improvement Strategies

The above results confirm the challenge of landform mapping in flatlands, such as the floodplains of ACZ. The impact of vegetation, the different sources of error in height calculation, and the resampling of elevations may be more important than the altimetric amplitude in those areas. Therefore, P-band radar that we have shown to be more faithful to the terrain representation, can also fail to describe the topography in lowland areas. Due to the limitations observed in the study, the existing techniques, such as photogrammetry and InSAR, can be implemented with more abundant data and with improved spatial resolution, however, such a solution implies an increase in cost and time, while most users tend to make use of global and free DEMs. Thus, it is clear that the burden of describing the terrain in detail to better meet users' needs should not be placed on only one technique, and improvement strategies must be applied case by case.

The limitation of the available DTMs can be compensated with the contribution of other databases, for example, locate drainages, which can be imported from an external data source where rivers are represented by 2D data with more reliable geometric and topological properties (Figure 9B). The use of optical images, being more intuitive in describing objects than radar images,

can also be an alternative, though limited by the cloudiness of the region (Figure 9C). This principle can be extended to the case where there is no river, but a slight depression that first fills when it rains. This drainage does not appear in maps and a DEM is not accurate enough to extract its lines, but the images used to produce the DEM are sensitive to its presence. If an area is a few centimeters lower, the ground is flooded for a longer period, and therefore, it may host different plant species that are distinguished by their response, texture and spatial organization, creating recognizable color patterns in the image, which act as contour lines, i.e., tracers of the relief. This possibility shows that the limitations of the DEM in flatlands, accentuated in the Amazon region because of cloudiness and dense vegetation cover, can be compensated by the availability of other sources of information, as well as field measurements for validation.

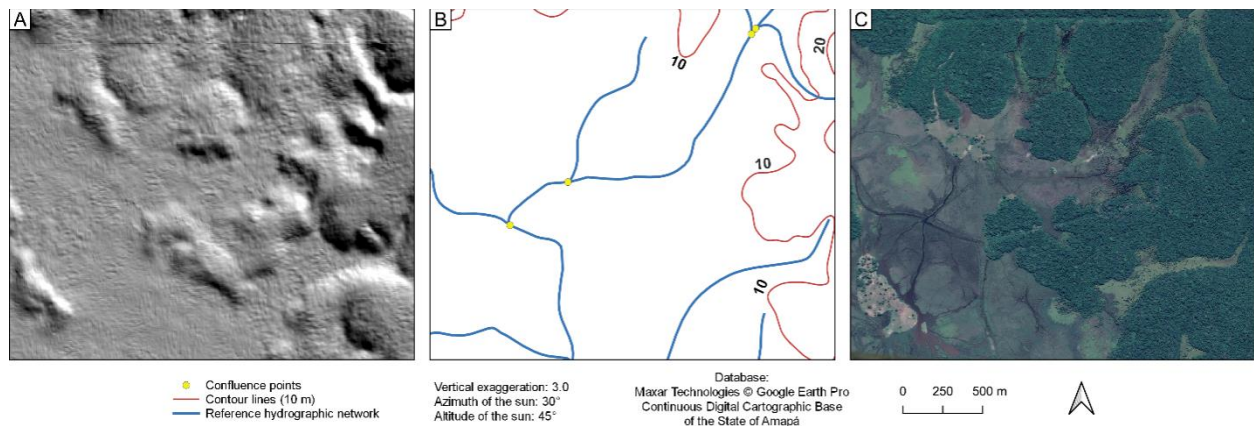


Figure 9: Floodplain in the study area, where: A) Shading visualization of BCDCA DTM; B) Vector data from the Continuous Digital Cartographic Base of the State of Amapá (BCDCA); and C) Optical images © Maxar Technologies, available on Google Earth Pro.

6. Conclusions

The analysis of eight DEMs resampled at 30 m showed that topographic mapping is a major challenge in flatlands, especially in the Amazon, where all techniques are potentially hampered by cloudiness and a dense forest cover. Indeed, vegetation and others sources of error in elevation calculation and resampling can have a greater effect than natural variations in the terrain topography. A comparison of these DEMs, based on different criteria related to elevation, slope and the hydrographic network, shows that the DEM obtained from P-band radar images (BCDCA DTM) is more consistent with the terrain shapes, as it is less sensitive to vegetation. The network automatically extracted from these models, compared to a 2D reference map, is well positioned in the hilly areas for all models, except for ASTER GDEM, while it is impossible to be positioned in the plains. This suggests alternative solutions including the use of external sources of information, such as vector data or optical imagery.

The results obtained are highly scale-dependent, especially for slope-based terrain analysis, and they are limited by the landscape changes between the dates of the different DEMs. Future studies may also include field measurements for further validation of this analysis. Finally, this work provides a better understanding of the limitations of different DEMs in flatlands, especially in the humid tropics, and proposes methods to improve the relief modeling of regions of similar complexity in a simple way.

ACKNOWLEDGMENT

This work was carried out as part of the main author's master's thesis, funded by a research scholarship from Brazilian Coordination for Improvement of Higher Education Personnel (CAPES). The authors thank the Amapá Environment Secretariat (SEMA-AP) for the availability of the images, and the Amapá State Government and the Brazilian Army, authors of the Continuous Digital Cartographic Base of Amapá project.

AUTHOR'S CONTRIBUTION

All authors contributed equally.

REFERENCES

- Abrams, M. Crippen, R. Fujisada, H. 2020. ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) and ASTER Global Water Body Dataset (ASTWBD). *Remote Sensing*, 12, 1156.
- Azevedo, L. 1971. Radar in the Amazon. *Proceedings of the 7th International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 3, pp.2303-2306.
- Buckley, S.M. Agram, P.S. Belz, J. E. Crippen, E. M. 2020. NASADEM User Guide. NASA JPL; Pasadena, CA, USA, 52p.
- Carrera-Hernández, J. J. 2021. Not all DEMs are equal: An evaluation of six globally available 30 m resolution DEMs with geodetic benchmarks and LiDAR in Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 261, 112474.
- Farr, T. G. Rosen, P. A. Caro, E. Crippen, R. Duren, R. Hensley, S. Kobrick, M. Paller, M. Rodriguez, E. Roth, L. Seal, D. Shaffer, S. Shimada, J. Umland, J. Werner, M. Oskin, M. Burbank, D. and Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, 45, RG2004.
- GRASS Development Team. 2022. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software, Version 7.8.7. Available at: <http://grass.osgeo.org>.
- Grohmann, C. H. 2018. Evaluation of TanDEM-X DEMs on selected Brazilian sites: Comparison with SRTM, ASTER GDEM and ALOS AW3D30. *Remote Sensing of Environment*. 212, pp.121–133.
- Guth, P. L. Niekerk, A. V. Grohmann, C. H. Muller, J. P. Hawker, L. Florinsky, I. V. Gesch, D. Reuter, H. I. Herrera-Cruz, V. Riazanoff, S. López-Vázquez, C. Carabajal, C. C. Albinet, C. and Strobl, P. 2021. Digital Elevation Models: Terminology and Definitions. *Remote Sensing*, 13(18), 3581.
- Hayakawa, Y. S. Oguchi, T. and Lin, Z. 2008. Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER G-DEM and SRTM-3. *Geophysical Research Letters*, 35, L17404.
- Holmgren, P. 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid-based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8(4), pp.327-334.
- JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency. 2021. *ALOS Global Digital Surface Model “ALOS World 3D – 30m” (AW3D30)*. Tsukuba, Japan.
- Kanoua, W. and Merkel, B. 2016. Modification of a digital elevation model (DEM) in a flat topographic area with respect to manmade features. *Geosciences Journal*. 20(1), pp.101-115.

- Lakshmi, S. E. and Yarrakula, K. 2018. Review and critical analysis on digital elevation models. *Geofizika*, 35(2), pp.129–157.
- Leister-Taylor, V. Jacob, P. Schrader, H. and Kahabka H. 2020. *Copernicus Digital Elevation Model Product Handbook*. Tech. Rep. GEO.2018-1988-2, AIRBUS.
- Nittrouer, C. A. Brunskill, G. J. and Figueiredo, A. G. 1995. Importance of tropical coastal environments. *Geo-Marine Letters*, 15: pp.121-126.
- Pereira, L. C. C. Alveirinho Dias, J. Carmo, J. A. and Polette, M. 2009. A zona costeira amazônica. *Journal of Integrated Coastal Zone Management*, 9(2), pp.3-7.
- Pham, H. T. Price, L.M. Johnson, F. and Sharma, A. 2018. A method for combining SRTM DEM and ASTER GDEM2 to improve topography estimation in regions without reference data. *Remote Sensing of Environment*, 210, pp.229-241.
- Polidori, L. El Hage, M. and Valeriano, M. D. M. 2014. Digital elevation model validation with no ground control: Application to the Topodata DEM in Brazil. *Bulletin of Geodetic Sciences*, 20, pp.467–479.
- Polidori, L. El Hage, M. Villard, L. Koleck, T. and Le Toan T. 2018. Potential of P-Band Sar Topographic products over forested areas in terms of terrain morphological description: A preliminary study in the framework of the Biomass Mission. *Proceedings of the Simposio Latinoamericano de Percepción Remota y Sistemas de Información Espacial*, La Havana, Cuba, pp.6–9.
- Polidori, L. and El Hage, M. 2020. Digital elevation model quality assessment methods: A critical review. *Remote Sensing*. 12(21), 3522.
- QGIS Development Team. 2022. QGIS Geographic Information System Version 3.22.5. Open-Source Geospatial Foundation. Available at: <http://qgis.osgeo.org>.
- Rabelo, B. V. ed. 2008. *Macrodiagnóstico do Estado do Amapá primeira aproximação do ZEE*. 3. ed. Macapá: IEPA-COT-ZEE. 139 p.
- Santos Filho, H. and Oliveira, M. J. 2016. Avaliação do Modelo Digital de Terreno (MDT) do projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá: estudo de caso do perímetro urbano de Macapá. *Anais do VI Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*, 2016, Cuiabá, Mato Grosso.
- Santos Filho, H. Oliveira, M. J. and Norris, D. 2017. Análise comparativa das cartas hipsométricas SRTM e do projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá - BCDCA. *Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Campinas, Galoá.
- Santos, V. C. El Hage, M. Polidori, L. and Stevaux, J. 2017. Effect of digital elevation model mesh size on geomorphic indices: a case study of the Ivaí River watershed – state of Paraná, Brazil. *Bulletin of Geodetic Sciences*, 23 (4), pp.684-699.
- Santos, V. F. D. 2006. *Ambientes Costeiros Amazônicos. Avaliação de modificações por sensoriamento remoto*. PhD. Universidade Federal Fluminense, CPGGM, IGEO, Niterói.
- Santos, V. F. D. 2016. Dinâmica de inundação em áreas úmidas costeiras: zona urbana de Macapá e Santana, costa amazônica, Amapá. *Revista Eletrônica de Humanidades do Curso de Ciências Sociais da UNIFAP*, 9, pp.121-144.
- Santos, V. F. D. Polidori, L. Silveira, O. F. M. D. and Figueiredo Jr, A. G. D. 2008. Aplicação de dados multisensor (SAR e ETM+) no reconhecimento de padrões de uso e ocupação do solo em costas tropicais: Costa amazônica, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27, pp.39-55.
- Shimada, M. Tadono, T. and Rosenqvist, A. 2010. Advanced land observing satellite (ALOS) and monitoring global environmental change. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), pp.780–799.
- Silveira, O. F. M. D. 1998. *A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. PhD. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

- Silveira, O. F. M. D. and Santos, V. F. D. 2006. *Aspectos Geológicos-Geomorfológicos Região Costeira Entre o Rio Amapá Grande e a Região dos Lagos do Amapá*. MMA/PROBIO, Macapá.
- Souza, E. B. and Cunha, A. C. 2010. Climatologia de Precipitação no Amapá e mecanismos climáticos de grande escala. In: Cunha, A.C. Souza, E. B. Cunha, H.F.A. ed. *Tempo, Clima e Recursos Hídricos: Resultados do projeto REMETAP no estado do Amapá*. Macapá: IEPA, 2010. pp.177-195.
- Souza Filho, P. W. M., Gonçalves, F. D. Beisl, C. H. Miranda, F. P. Almeida, E. F. and Cunha E. R. 2005. Sistemas de observação costeira e o papel dos sensores remotos no monitoramento da costa norte brasileira, Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia*, 57(2), pp.79-86.
- Tachikawa, T. Hato, M. Kaku, M. and Iwasaki A. 2011. Characteristics of ASTER GDEM version 2. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp.3657–3660.
- Takaku, J. Tadono, T. and Tsutsui, K. 2014. Generation of high-resolution global DSM from ALOS PRISM. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 4, pp.243–248.
- Tavares, J. P. N. 2014. Características da climatologia de Macapá-AP. *Caminhos de Geografia*, 15, pp.138-151.
- Torres, A. M. and El-Robrini, M. 2006. Amapá. In: Muehe, D. ed. 2006. *Erosão e Progradação do litoral Brasileiro*. Brasília: M.M.A.
- Uemaa, E. Ahi, S. Montibeller, B. Muru, M. and Kmoch, A. 2020. Vertical Accuracy of Freely Available Global Digital Elevation Models (ASTER, AW3D30, MERIT, TanDEM-X, SRTM, and NASADEM). *Remote Sensing*, 12(21), 3482.
- Valeriano, M. M. Kuplich, T. M. Storino, M. Amaral, B. D. Mendes Jr, J. N. and Lima, D. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazônia with SRTM-90 m data. *Computers and Geosciences*, 32, pp.1169-1181.
- Valeriano, M. M. and Rossetti, D. F. 2008. Topographic modeling of Marajó Island with SRTM data. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 9, pp.53-63.
- Valeriano, M. M. and Rossetti, D. F. 2012. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Applied Geography*, 32, pp.300-309.
- Van Roessel, J. W. and Godoy, R. C. 1974. SLAR Mosaics for Project RADAM. *Photogrammetric Engineering*, 40(5), pp.583-595.
- Vieira, M. S. 2015. Base cartográfica contínua do estado do Amapá. *Revista Digital Simonsen*, 1(3), pp.47-61.
- Wehr, A. and Lohr, U. 1999. Airborne laser scanning—an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2–3), pp.68-82.
- Zebker, H. A. and Goldstein, R. M. 1986. Topographic mapping from interferometric SAR observations. *Journal of Geophysical Research*, 91: pp.4993-4999.
- Zingaro, M. La Salandra, M. Colacicco, R. Roseto, R. Petio, P. and Capolongo, D. 2021. Suitability assessment of global, continental and national digital elevation models for geomorphological analyses in Italy. *Transactions in GIS*, 00, pp.1–26.