



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

sid.inpe.br/mtc-m19/2015/02.26.13.32-TDI

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DAS BACIAS DOS
RIOS PARAÍBA E MAMANGUAPE (PB), COM BASE
EM MDE-SRTM E IMAGEM PALSAR/ALOS-1**

Fabio Corrêa Alves

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti,
aprovada em 06 de abril de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3J3BGME>>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m19/2015/02.26.13.32-TDI

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DAS BACIAS DOS
RIOS PARAÍBA E MAMANGUAPE (PB), COM BASE
EM MDE-SRTM E IMAGEM PALSAR/ALOS-1**

Fabio Corrêa Alves

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti,
aprovada em 06 de abril de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3J3BGME>>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Alves, Fabio Corrêa.

A187a Análise morfoestrutural das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape (PB), com base em MDE-SRTM e imagem PALSAR/ALOS-1 / Fabio Corrêa Alves. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxviii + 151 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2015/02.26.13.32-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadora : Dr. Dilce de Fátima Rosseti.

1. Deformação tectônica. 2. Quaternário. 3. Sensoriamento remoto. I.Título.

CDU 555.43:528.8(282.2)

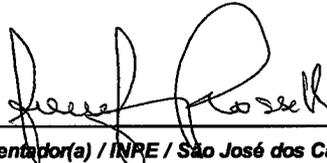


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

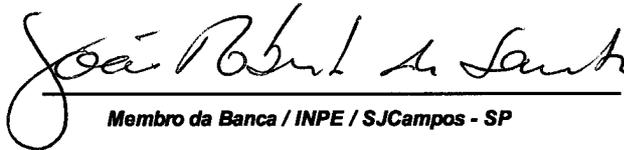
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



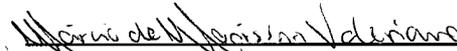
Presidente / Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. João Roberto dos Santos



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Márcio de Morisson Valeriano



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra



Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Título: "Análise morfoestrutural das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape (PB), com base em MDE-SRTM e imagem PALSAR/ALOS-1."

Aluno (a): **Fábio Corrêa Alves**

São José dos Campos, 06 de Abril de 2015

*“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu,
mas pensar o que ninguém ainda pensou
sobre aquilo que todo mundo vê.”*

Arthur Schopenhauer

A meus pais, Daize e Eugênio.

AGRADECIMENTOS

À Dra. Dilce Rossetti, pelo voto de confiança, e por todo apoio, orientação, incentivo, amizade e ensinamentos transmitidos, que contribuiu de forma incalculável com a minha formação e crescimento profissional.

Ao pesquisador, Marcio Valeriano, pelas longas e valiosas conversas e sugestões, que enriqueceram o conteúdo desta pesquisa.

Aos amigos, Édipo Cremon e Clódis Andrades Filho, por todo apoio, troca de informações e valiosas contribuições ao longo do desenvolvimento deste trabalho. À amiga Rosana Gandini e ao Jean Carlos Ferreira de Lima, por sua amizade, conhecimentos transmitidos, e por todo apoio e companheirismo nas pesquisas de campo na Bacia Paraíba.

À turma de 2013 de mestrado em sensoriamento remoto do INPE, e em especial a Ana Claudia, e aos amigos, Everton, Matheus, William, Denis, Vinicius, Sabil, Denise, Lorena, Thiago, Gabriel, Leandro e Carolina por sua amizade e companheirismo durante todo o período. À amiga do sigma, Silvia Polizel, por sua amizade e apoio durante o período de mestrado.

Ao Prof. Dr. André Sawakuchi e às laboratoristas Thays e Luciana, por todo apoio e auxílio às datações de LOE realizadas no laboratório de espectrometria gama e luminescência do IGc/USP.

À CAPES pelo fomento da bolsa de mestrado durante o período de dois anos.

À FAPESP pelo auxílio financeiro aos trabalhos de campo, por âmbito do projeto FAPESP # 2012/06010-5.

Ao INPE por toda infraestrutura disponível e corpo docente que possibilitou substancial aprendizado.

Aos amigos, Everton, João Bosco, Édipo, Marcelo e Felipe, que proporcionaram vários momentos de alegria e descontração.

Ao incentivo e apoio dos meus pais Daize e Eugênio, e à Maria Aparecida do Prado Asensão e família, que mesmo diante das dificuldades enfrentadas nunca mediram esforços em me ajudar.

A meus avós “*in memoriam*” Josias Carneiro e Antenor Razza que sempre me apoiaram, incentivando aos estudos.

Finalmente, a todos aqueles que não foram citados, mas que direta ou indiretamente contribuíram por sua ajuda e apoio durante o período de desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

Um número crescente de publicações tem demonstrado influência de atividades tectônicas cenozóicas na região Nordeste do Brasil, apesar de sua localização na margem passiva da placa Sulamericana. Influência tectônica na configuração da paisagem atual da Bacia Paraíba tem sido sugerida por características morfoestruturais derivadas do relevo e dos sistemas de drenagem. Porém, faltam ainda estudos detalhados que possam confirmar a presença de estruturas tectônicas em várias áreas dessa bacia. O objetivo desta pesquisa foi analisar a influência tectônica no desenvolvimento das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape na porção norte da Bacia Paraíba (PB) a partir de técnicas e produtos de sensoriamento remoto. Para isso, utilizou-se análise de bacias de drenagem e das características morfoestruturais com base em modelo digital de elevação (MDE) adquirido pela *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), variáveis geomorfométricas derivadas desse produto, além de imagem de radar multipolarizada do sensor PALSAR/ALOS-1. Os resultados demonstraram que a coerência topográfica foi mais eficiente do que o MDE-SRTM na extração da rede de drenagem da área de estudo. Além de auxiliar na extração de lineamentos morfoestruturais, esse MDE também foi útil para o cálculo de índices morfométricos, como o fator de simetria topográfica transversal (FSTT), que foi útil para sugerir influência tectônica em várias subbacias da área de estudo. Esse índice revelou rios com alta assimetria, principalmente, aqueles localizados em áreas da cobertura sedimentar, além de evidenciar dois conjuntos de subbacias com padrões de basculamentos diferenciados. A análise conjunta dos elementos morfoestruturais das bacias de drenagem pesquisadas permitiu reunir evidências em suporte a deformações tectônicas na área de estudo. Essas se manifestaram no Quaternário tardio e são devidas a reativações de esforços distensivos e compressivos já registrados no embasamento cristalino durante a deposição sedimentar. Isto ficou evidenciado pela boa correspondência dos lineamentos morfoestruturais da cobertura sedimentar com aquelas do embasamento cristalino pré-cambriano. Além desses resultados, o presente trabalho também contribuiu para a caracterização morfológica de depósitos residuais de um provável delta na desembocadura do rio Paraíba. Operações aritméticas utilizando imagens PALSAR/ALOS-1 foram essenciais na geração de um conjunto de dados que permitiu melhor caracterizar a feição deltaica em estudo. Técnicas de filtragem espacial (i.e., filtragem de média e direcional) permitiram realçar essa paleomorfologia, além de possibilitar discriminar detalhes das morfologias correspondentes a seus subambientes sedimentares. A morfologia cuspidada e a presença de inúmeras feições curvilíneas atribuídas a cordões litorâneos e à paleolinha de costa, validou a hipótese de que a paleomorfologia investigada corresponde a depósitos residuais de um paleodelta influenciado por ondas. A combinação de dados morfológicos e cronológicos sugere que esse delta tenha sido formado há cerca de 2.140 ± 144 anos, i.e., após tendência de queda do nível do mar no Holoceno médio. No entanto, a interpretação obtida com a análise morfoestrutural levou a propor que sua gênese também pode ter sido impulsionada por fator tectônico.

MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE PARAÍBA AND MAMANGUAPE RIVER BASINS (PB) BASED ON DEM-SRTM AND PALSAR/ALOS-1

ABSTRACT

An increasing number of publications have shown the influence of Cenozoic tectonic activities in northeastern Brazil, despite its localization in a passive margin of the Sulamerican plate. Tectonic influence in the current landscape configuration of the Paraíba Basin has been suggested by morphostructural characteristics derived from relief and drainage systems. However, detailed studies to confirm the presence of tectonic structures in various areas in this basin are lacking. The goal of this work was to analyze the tectonic influence in the development of the Paraíba and Mamanguape river basins, northern of Paraíba Basin (PB), from techniques and remote sensing products. The research was undertaken through the analysis of drainage basin and of morphostructural characteristics based on digital elevation model (DEM) acquired by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), geomorphometric variables derived from this product, and multi-polarized radar image from the PALSAR/ALOS-1 sensor. The results showed that the topographic coherence was more efficient than the DEM-SRTM to extract the drainage network of the study area. In addition to help the extraction of morphostructural lineaments, the DEM-SRTM was also useful for the calculation of morphometric indices, such as the Transverse Topographic Symmetry Factor (TTSF), which was useful to suggest tectonic influence in various sub-basins of the study area. This index revealed rivers with high asymmetry which mainly include those located in areas with sedimentary cover, in addition to highlight two sets of sub-basins with different tilting patterns. The integrated analysis of morphostructural elements of the analyzed drainage basins allowed provide evidence to support tectonic deformation in study area. This was manifested in the late Quaternary and is due to the reactivation of extensional and compressive efforts already recorded in the crystalline basement during sedimentary deposition. This was evidenced by the good correspondence between the morphostructural lineaments from the areas with sedimentary cover and those from the Precambrian crystalline basement. In addition to these results, the present work also contributed to the morphological characterization of residual deposits related to a delta located at the Paraíba River's mouth. Arithmetic operations using PALSAR/ALOS-1 images were essential for generating a data set that allowed the best characterization of the studied deltaic feature. Spatial filtering techniques (i.e., mean and directional filtering) allowed highlight this paleomorphology, in addition to help discriminating details of morphologies corresponding to its sedimentary sub-environments. The cusped morphology and the presence of curvilinear features attributed to beach ridges and paleoshoreline validated the hypothesis that the investigated paleomorphology corresponds to residual deposits of a wave-influenced paleodelta. The combination of morphological and chronological data suggest that this delta was formed during the past 2.140 ± 144 years, i.e., after the mid-Holocene sea-level

fall. However, the interpretation obtained from the morphostructural analysis led to propose that its genesis might have also been driven by tectonic factor.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - Propriedades da drenagem. Fonte: adaptado de Soares e Fiori (1976)	18
Figura 4.2 - Classificação morfológica de canais fluviais. Fonte: adaptado de Schumm (1981).....	20
Figura 4.3 - Padrões de drenagem básicos (A) e modificados (B). Fonte: adaptado de Howard (1967)	21
Figura 4.4 - Exemplos de anomalias de drenagem. Fonte: adaptado de Howard (1967)	23
Figura 4.5 - (A) Classes de falhas e estruturas tectônicas associadas; (B) Dobras. Fonte: adaptado de Fossen (2010).....	25
Figura 4.6 - Carta estratigráfica resumindo o preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba. Fonte: adaptado de Barbosa et al. (2003).....	29
Figura 4.7 - Exemplos de deltas marinhos. (A) Imagem OLI-Landsat 8 na composição RGB 654 do delta fluvial do rio Mississipi nos Estados Unidos; (B) imagem TM-Landsat 5 na composição RGB 543, do delta de ondas do rio Jequitinhonha na Bahia; e (C) delta de ondas do rio Doce, no Espírito Santo. Fonte: adaptado de Rossetti (2008).....	34
Figura 5.1 - Localização da área de estudo no nordeste brasileiro e seu arcabouço geológico, incluindo estruturas tectônicas principais (A) e localização política da área no Estado da Paraíba, PB (B). Fonte: adaptado de Barbosa et al. (2003).....	35
Figura 5.2 - Mapa geológico da porção oriental do Estado da Paraíba. O polígono tracejado em preto localiza a área de estudo. Fonte: adaptado de Rossetti et al. (2012)	37
Figura 5.3 - Altimetria da área de estudo a partir de MDE-SRTM refinados do projeto TOPODATA em paleta de cores personalizada e relevo sombreado (A) e perfil topográfico transversal (B). Polígono em branco = limites da área de estudo; linha tracejada amarela = limite	

- entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste. 39
- Figura 6.1 - Cenas de produtos do sensoriamento remoto, incluindo o MDE-SRTM do projeto TOPODATA, imagem PALSAR/ALOS-1 e imagem do sensor RapidEye utilizados no presente estudo..... 42
- Figura 6.2 - Exemplo de FSTT aplicado em intervalos regularmente espaçados a cada 500 m na subbacia de 3ª ordem do rio Currálinho (Da = distância da linha do eixo médio da bacia ao canal principal ativo; Dd = distância da linha do eixo médio ao interflúvio da bacia)..... 47
- Figura 6.3 - (A) Filtros direcionais de orientação NW e NE utilizados no presente estudo. (B) Síntese das operações de filtragem espacial aplicadas às imagens PALSAR originais e subprodutos, visando o realce de detalhes de subambientes de paleodelta do rio Paraíba.49
- Figura 6.4 - (A) Localização das amostras de sedimentos coletados na área de estudo e submetidas a datações por radiocarbono (pontos vermelhos) e luminescência (pontos amarelos). (B-D) Detalhe de imagem PALSAR de polarização HH com localização das amostras em região de planície aluvial dos rios Mamanguape (B), Paraíba (D) e em subambientes do paleodelta (C)..... 51
- Figura 6.5 - MDE-SRTM em paleta de cores personalizada que ilustra a localização dos poços (triângulos azuis) e dos pontos de campo (triângulos brancos) utilizados nessa pesquisa, incluindo os testemunhos dos rios Paraíba (triângulo verde) e Mamanguape (triângulo amarelo). Linhas azul e branca = transectos representativos das correlações estratigráficas realizadas ao longo desses vales; linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste.. 55
- Figura 7.1 - (A) Mapa da rede de drenagem proveniente de dados vetoriais de cartas topográficas em escala 1:100.000. (B) Mapa final da rede de drenagem editado a partir da integração de MDE-SRTM de resolução espacial de 30 m com o produto de coerência topográfica. 58
- Figura 7.2 - Comparação entre MDE-SRTM e coerência topográfica na extração da rede de drenagem. (A) Visualização da rede de drenagem no MDE-SRTM de resolução espacial de 30 m (linha

<p>tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste). (B) Realce da rede de drenagem no produto de coerência topográfica com janela móvel de dimensão 7x7 (setas amarelas = blocos topograficamente rebaixados no terreno; setas vermelhas = blocos elevados com leve inclinação para NE; setas brancas= vertentes no entorno dos canais fluviais).....</p>	59
<p>Figura 7.3 - Comparação de produtos do sensoriamento remoto no realce da rede de drenagem em áreas com predomínio de cobertura sedimentar e embasamento cristalino (ver localização na Figura 7.2A). (A-B) Área de cobertura sedimentar no MDE-30 m (A) e no produto coerência topográfica em paletas de tons de cinza (B). Notar que até mesmo tributários menores (setas vermelhas em B) foram salientados no produto de coerência. (C-D) Área de embasamento cristalino no MDE-30 m (C) e na coerência topográfica em paletas de tons de cinza (D). Notar que grandes tributários (setas azuis em D) foram realçados na coerência topográfica.</p>	60
<p>Figura 7.4 - Comparação de produtos do sensoriamento remoto na extração de canais de drenagem em áreas de predomínio de cobertura sedimentar e embasamento cristalino. Área de cobertura sedimentar no MDE-30 m (A) e na coerência topográfica (B). (C-D) Área de embasamento cristalino no MDE-30 m (C) e coerência topográfica (D). NC = Número de canais extraídos.....</p>	61
<p>Figura 7.5 - Bacias hidrográficas principais correspondentes aos sistemas fluviais da área de estudo</p>	62
<p>Figura 7.6 - Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba.....</p>	63
<p>Figura 7.7 - Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Mamanguape</p>	64
<p>Figura 7.8 - Bacia hidrográfica do rio Miriri.....</p>	65
<p>Figura 7.9 - Mapa de densidade de drenagem da área de estudo com valores absolutos e classes qualitativas de densidade. Linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste.....</p>	66
<p>Figura 7.10 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do baixo curso do rio Paraíba.</p>	68

- Figura 7.11 - Detalhe de anomalias de drenagem no curso principal do rio Paraíba (ver localização da área na Figura 7.10). (A) Vista geral do MDE-SRTM em paleta de cores personalizada e relevo sombreado de amplos meandros com fortes inflexões em ângulos ortogonais (círculos brancos). (B) Imagem PALSAR na polarização HH que ilustra anomalias de meandros comprimidos (setas amarelas) e forte inflexão em ângulo quase reto (setas vermelhas), o que redirecionou o curso do rio Paraíba de SE para NE em sua porção terminal 70
- Figura 7.12 - Detalhe de anomalias de drenagem dos principais afluentes do rio Paraíba (ver localização da área na Figura 7.10). (A) MDE-SRTM que ilustra anomalias de drenagem definidas por inflexões em ângulos retos (círculos brancos) nos rios Timbaúba, Santana e Açai. Notar, no canto superior direito dessa figura, a junção perfeitamente em 90° do rio Paraíba. (B) MDE-SRTM ilustrando detalhe de inflexão em ângulo reto (círculo branco) no médio curso do rio Engenho Novo da porção norte da bacia. (C) Imagem PALSAR na polarização HH com detalhe de meandros comprimidos (círculos brancos) na confluência dos rios Soé e Tapira..... 71
- Figura 7.13 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do baixo curso do rio Mamanguape..... 72
- Figura 7.14 - Anomalias de drenagem da bacia do baixo curso do rio Mamanguape (ver localização na Figura 7.13). (A) Visão geral de MDE-SRTM em paleta de cores personalizada e relevo sombreado ilustrando as anomalias de drenagem do rio Mamanguape e de seus tributários principais. Notar mudanças bruscas e ortogonais do rio principal (setas brancas) e inflexões em ângulos retos e obtusos dos tributários (círculos brancos). (B) MDE-SRTM com detalhe mostrando anomalias de drenagem representada por curvas anômalas (círculos) nos afluentes da porção norte da bacia. (C) Imagem PALSAR na polarização HH, que ilustra amplos meandros isolados e comprimidos, alguns com mudanças de cursos ortogonais (círculos) no curso terminal do rio Mamanguape. 73
- Figura 7.15 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do rio Miriri 75

- Figura 7.16 - MDE-SRTM em paleta de cores personalizada ilustrando anomalias de drenagem nos tributários da margem esquerda do alto e médio curso do rio Miriri (setas brancas = alto curso; setas amarelas = médio curso). Estas se configuram em fortes inflexões em ângulos retos a obtusos (ver localização da área na Figura 7.15)..... 75
- Figura 7.17 - Mapa de lineamentos morfoestruturais da área de estudo combinando drenagem e relevo em escala 1:100.000. 76
- Figura 7.18 - Mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais da área de estudo, com valores absolutos e classes qualitativas de densidade. Linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste 77
- Figura 7.19 - Diagramas de roseta segundo frequência e comprimento absoluto dos lineamentos morfoestruturais extraídos dos compartimentos geológicos da área de estudo. NL e CT correspondem ao número (NL) e comprimento (CT) total de lineamentos morfoestruturais..... 79
- Figura 7.20 - Assimetria de drenagem e cálculo de fator de assimetria das bacias hidrográficas principais da área de estudo (linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste; AR = área da bacia à direita; AT = área total da bacia e AF = fator de assimetria). 80
- Figura 7.21 - Subbacias de 3ª e 4ª ordem fluvial e diagramas polares com os valores de FSTT, incluindo valores de média (\bar{X} e estrelas vermelhas nos diagramas polares) e desvio padrão (S). Setas vermelhas indicam sentido de basculamento sugerido..... 82
- Figura 7.22 - Seções geológicas elaboradas com base na correlação estratigráfica regional a partir de dados de subsuperfície e superfície transversal aos vales dos rios Paraíba (A) e Mamanguape (B) (ver localização dos transectos na Figura 6.5).84
- Figura 7.23 - (A) Perfis litoestratigráficos representativos dos estágios finais de preenchimento dos rios Paraíba (F6) e Mamanguape (F11) (Ver localização nas Figuras 6.4 e 6.5). (B-C) Registros fotográficos em campo da planície dos rios Paraíba (B) e Mamanguape (C). 85

- Figura 7.24 - (A) Localização do provável paleodelta no norte da desembocadura atual do rio Paraíba. (B-F) Detalhes de imagem PALSAR na polarização HH (B), HV (C) e nos subprodutos HH-HV (D), HH+HV (E) e HV-HH/HV+HH (F). Pontos amarelos em B = localização de amostras aleatórias utilizadas para análise estatística descritiva das imagens 89
- Figura 7.25 - Síntese das estatísticas descritivas extraídas de um conjunto de 1.000 amostras aleatoriamente distribuídas sobre as imagens PALSAR multipolarizadas originais e subprodutos 90
- Figura 7.26 - Comparação de imagem PALSAR de polarização HH sem filtragem (A) e com filtragem de média em janela de dimensão 3x3 (B). 91
- Figura 7.27 - Perfil transversal com a distribuição dos valores de pixels das imagens HH não filtrada (curva preta) e HH após filtragem de média (curva vermelha) (ver localização do perfil transversal na Figura 7.26A). Notar a maior suavização na curva de pixels da imagem filtrada 91
- Figura 7.28 - Síntese das estatísticas descritivas extraídas de um conjunto de 1.000 amostras aleatoriamente distribuídas sobre imagem PALSAR de polarização HH, relativamente à imagem HH submetida à técnica de filtragem de média, contraste linear e soma com imagem submetida a filtro direcional NE 92
- Figura 7.29 - Comparação de imagem PALSAR de polarização HH submetida à filtragem direcional de orientação NE (A) e NW(B). Setas amarelas em A = cordões litorâneos de direção em geral NW-SE; setas azuis = paleolinha de costa de direção geral NNW-SSE..... 93
- Figura 7.30 - Comparação de imagem PALSAR de polarização HH (A) e imagem HH/NE. Notar em B o maior realce de feições relacionadas com cordões litorâneos (setas amarelas) e com a paleolinha de costa (setas azuis)..... 94
- Figura 7.31 - Comparação de diferentes produtos do sensoriamento remoto a fim de avaliar o realce de subambientes do paleodelta estudado. (A-E-I) Imagem PALSAR em polarização HH com uso de filtro Lee de janela 3x3 (ver localização da área na Figura 7.30A). (B-F-J) Imagem HH/NE. (C-G-K) HH/NE com operação de realce

- por contraste negativo. (D-H-L) Imagem óptica do sensor RapidEye de resolução espacial de 5 m em composição colorida verdadeira RGB 321 (setas brancas = cordões litorâneos; linhas tracejadas na cor branca = paleolinha de costa). 95
- Figura 7.32 - Comparação dos diferentes produtos de sensoriamento remoto utilizados no mapeamento de feições geomorfológicas do paleodelta estudado (ver localização na Figura 7.30A). (A-F-K) Imagem HH/NE. (B-G-L) Imagem HV/NE. (C-H-M) Imagem HH+HV/NE. (D-I) Imagem óptica do sensor RapidEye de resolução espacial de 5 m na composição colorida verdadeira RGB 321. (N) Imagem óptica do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. (E-J-O) Classes geomorfológicas correspondentes (ver a distribuição geográfica das classes na Figura 7.34). (setas brancas = cordões litorâneos; setas amarelas = paleolinha de costa; linhas tracejadas azuis = laguna). 98
- Figura 7.33 - Depósitos representativos da classe laguna na porção central do delta (ver localização da área na Figura 7.30A). (A) Imagem óptica do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. (B) Classes geomorfológicas correspondentes (ver a distribuição geográfica das classes na Figura 7.34)..... 99
- Figura 7.34 - Mapa geomorfológico gerado principalmente a partir de imagens multipolarizadas do sensor PALSAR/ALOS-1 e subordinadamente de dados ópticos, o qual ressalta a morfologia cuspidada relacionada a um paleodelta a norte da desembocadura do rio Paraíba. Linha tracejada ao norte do paleodelta = limite inferido da ilha barreira; LOE = luminescência opticamente estimulada. 100
- Figura 8.1 - *Grabens* dos rios Paraíba e Mamanguape, com localização das unidades geológicas e dos lineamentos regionais principais (Z.C. Patos = zona de cisalhamento Patos; FM = Falha de Mamanguape; F.S.J.R = Falha de São José dos Ramos; e F.I = Falha de Itabaiana).
Fonte: Mapa geológico: adaptado de Rossetti et al. (2012); Lineamentos regionais: adaptado de Barbosa et al. (2003); Brito Neves et al. (2004, 2009); Bezerra et al. (2008, 2014). 122

Figura 8.2 - Sistemas deltaicos do tipo influenciados por ondas da costa leste brasileira, onde ocorrem conjuntos de cordões litorâneos organizados em morfologia cuspidada. (A) Depósitos residuais do paleodelta em estudo. (B) Delta do rio São Francisco. (C) Delta do rio Jequitinhonha; (D) Delta do rio Doce (D). (A-D) Imagens ópticas do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. Notar as características morfológicas similares do delta da área de estudo relativamente a outros deltas influenciados por onda da costa brasileira..... 126

Figura 8.3 - Curvas de variação do nível relativo do mar desde o Holoceno inicial para várias regiões da costa Sulamericana. Também inclusos estão os estágios evolutivos do delta aqui estudado. Fonte: Curvas reproduzidas a partir de Smith et al. (2011) e Suguio et al. (2013)..... 131

Figura 8.4 - Curva de variação do nível relativo do mar para o litoral da Paraíba e Pernambuco desde o Holoceno inicial (n.m.m = nível médio do mar). Também inclusos estão os estágios evolutivos do delta aqui estudado. Fonte: Curva reproduzida a partir de Suguio et al. (2013) 132

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Síntese dos principais produtos e técnicas de sensoriamento remoto que vem sendo utilizados na análise morfoestrutural da Bacia Paraíba	13
Tabela 4.2 - Características gerais do sensor PALSAR	17
Tabela 4.3 - Caracterização dos padrões de drenagem básicos e modificados com seus significados geológicos correspondentes	22
Tabela 6.1 - Características técnicas da imagem PALSAR utilizada no presente trabalho	43
Tabela 7.1 - Padrões de drenagem da área de estudo, com especificação da área e porcentagem de ocorrência	67
Tabela 7.2 - Idades obtidas pela técnica de datação por radiocarbono em amostras derivadas de testemunhos de planície dos rios Paraíba (F6) e Mamanguape (F11)	86
Tabela 7.3 - Valores de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) para os sedimentos arenosos do paleodelta estudado ..	101

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
2. HIPÓTESES	5
3. OBJETIVOS	7
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
4.1. Sensoriamento remoto	9
4.1.1. Sensoriamento remoto aplicado à análise morfoestrutural.....	9
4.1.2. MDE-SRTM	13
4.1.3. Reconhecimento de deltas por sensoriamento remoto	14
4.1.4. PALSAR/ALOS-1.....	16
4.2. Análise da drenagem.....	17
4.2.1. Propriedades de drenagem	17
4.2.2. Morfologias de canais.....	19
4.2.3. Padrões de drenagem	20
4.2.4. Anomalias de drenagem.....	23
4.2.5. Análise morfoestrutural.....	23
4.2.5.1. Definições de estruturas tectônicas.....	24
4.2.5.2. Lineamentos morfoestruturais e índices morfométricos	25
4.3. Neotectônica	27
4.3.1. Definição	27
4.3.2. Contexto neotectônico da região Nordeste do Brasil.....	27
4.3.3. Neotectônica na Bacia Paraíba	28
4.4. Deltas	31
4.4.1. Definição	31
4.4.2. Morfologia de deltas	32
4.4.3. Tipos de deltas marinhos	33
5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	35
6. MATERIAIS E MÉTODOS	41
6.1. Materiais.....	41

6.2. Métodos.....	44
6.2.1. Mapa de drenagem	44
6.2.2. Mapa de lineamentos morfoestruturais	45
6.2.3. Fator de assimetria de bacias hidrográficas	46
6.2.3.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	46
6.2.4. Caracterização morfológica e mapa do sistema deltaico	48
6.3. Trabalho de campo.....	50
6.3.1. Datação de sedimentos por LOE.....	51
6.3.2. Poços	53
7. RESULTADOS	57
7.1. Análise da metodologia de confecção do mapa da rede de drenagem	57
7.2. Descrição das bacias hidrográficas	61
7.2.1. Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba	62
7.2.2. Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Mamanguape.....	63
7.2.3. Bacia hidrográfica do rio Miriri	64
7.3. Caracterização da rede de drenagem	65
7.3.1. Sinuosidade e angularidade	65
7.3.2. Densidade	66
7.3.3. Padrões e anomalias.....	67
7.3.3.1. Baixo curso do rio Paraíba	67
7.3.3.2. Baixo curso do rio Mamanguape	71
7.3.3.3. Rio Miriri	74
7.3.4. Lineamentos morfoestruturais	75
7.3.5. Assimetria de drenagem.....	80
7.3.5.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	81
7.3.6. Caracterização geológica em subsuperfície e cronologia dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape	83
7.4. Caracterização do sistema deltaico.....	88
7.4.1. Análise da metodologia empregada	88
7.4.1.1. Operações aritméticas.....	88
7.4.1.2. Filtragem espacial	90

7.4.1.3. Integração dos dados PALSAR	93
7.5. Descrição das classes geomorfológicas.....	96
7.6. Descrição do mapa geomorfológico e cronologia.....	99
8. DISCUSSÃO	105
8.1. Eficiência dos produtos de sensoriamento remoto na análise morfoestrutural e caracterização morfológica do delta	105
8.1.1. Análise morfoestrutural.....	105
8.1.2. Caracterização morfológica do delta	107
8.2. Análise da influência tectônica a partir de elementos da paisagem ...	111
8.2.1. Drenagem.....	111
8.2.2. Lineamentos morfoestruturais	115
8.2.3. Análise da assimetria de drenagem	117
8.2.4. Análise das seções geológicas	120
8.3. Interpretação do sistema deltaico.....	124
8.3.1. Evidências para o reconhecimento do sistema deltaico.....	125
8.3.2. Fonte fluvial	127
8.3.3. Estágios evolutivos.....	128
8.3.4. Causas da origem e abandono do delta.....	130
9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
APÊNDICE A - DISTRIBUIÇÃO ESTATÍSTICA DAS AMOSTRAS DATADAS POR LOE	151

1. INTRODUÇÃO

A influência de atividade tectônica sobre as paisagens terrestres pode ser inferida com base em elementos morfoestruturais. Este tipo de abordagem, fundamentada na análise qualitativa e/ou quantitativa da drenagem e das formas de relevo, é facilitada pelo uso de produtos de sensoriamento remoto. Estruturas tectônicas, tais como falhas e dobras, têm sido reconhecidas com base na análise de lineamentos morfoestruturais extraídos principalmente de imagens de multissensores ópticos. Na última década, esta tarefa vem sendo executada também com auxílio de modelo digital de elevação (MDE), como o da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), adquirido na banda C (5,6 cm), por interferometria de radar de abertura sintética (inSAR) (RABUS et al., 2003; HUNG et al., 2005; MASOUD; KOIKE, 2006; GROHMANN et al., 2007; MASOUD; KOIKE, 2011a, 2011b; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012a). Relativamente a sensores ópticos, sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) tem como vantagem a detecção de formas de relevo devido à interação das micro-ondas com as propriedades eletrogeométricas dos alvos terrestres. Assim, sistemas SAR geram produtos de maior potencial de aplicação em análises morfoestruturais que, por sua vez, permitem o reconhecimento de controle tectônico sobre a superfície terrestre. O MDE-SRTM tem gerado resultados promissores em investigações dessa natureza em diversos ambientes tropicais do território nacional, apesar do efeito de dossel da vegetação, (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007; MANTELLI; ROSSETTI, 2009; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012a; HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012; IBANEZ et al., 2014).

A região Nordeste do Brasil foi considerada, por muito tempo, como tectonicamente estável desde o final do Mesozóico devido à sua localização na margem passiva da placa Sulamericana. No entanto, é crescente o número de publicações com registro de deformações tectônicas nessa região que são evidenciadas por um número expressivo de falhas e dobras em depósitos sedimentares neógenos e quaternários, inclusive holocênicos. A Bacia Paraíba

destaca-se entre as demais bacias marginais da porção oriental da placa Sulamericana por ter permanecido tectonicamente ativa por mais tempo e por representar a última ponte de ligação entre a América do Sul e África (SUGUIO; MARTIN, 1996). Como consequência, tem sido crescente o registro de reativações tectônicas nessa bacia (BEZERRA et al., 1998; BRITO NEVES et al., 2004; LIMA FILHO et al., 2006; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; ROSSETTI et al., 2009; 2011b; ANDRADES FILHO, 2014; BEZERRA et al., 2014).

Várias publicações prévias propuseram que a paisagem atual da Bacia Paraíba tem controle tectônico (BRITO NEVES et al., 2004; FURRIER et al., 2006; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; ROSSETTI et al., 2011b; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012b). Porém, faltam ainda estudos detalhados que possam confirmar a presença de estruturas tectônicas em várias áreas dessa bacia. Por exemplo, foi proposto que os cursos terminais dos rios Paraíba e Mamanguape possuem canais principais confinados a sistemas de *grabens* (BRITO NEVES et al., 2004; FURRIER et al., 2006; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014), porém falta ainda uma análise morfoestrutural detalhada desses sistemas fluviais a fim de comprovar essa interpretação.

Por formarem as maiores bacias de drenagem da Bacia Paraíba, os rios Mamanguape e Paraíba são de interesse especial em investigações morfoestruturais objetivando o reconhecimento de efeito tectônico na evolução da paisagem ao longo do tempo geológico. Além disto, merece investigação uma paleomorfologia cuspidada preliminarmente relacionada a um delta do tipo influenciado por ondas a norte da desembocadura do rio Paraíba, sugerida em análises preliminares de dados de sensoriamento remoto. Caso comprovada a hipótese desse delta, teria ocorrido uma mudança relevante nessa costa, hoje dominada por sistemas estuarinos. Possíveis fatores que poderiam ter impulsionado tal mudança na dinâmica costeira incluem principalmente variações no nível do mar, flutuações climáticas com impactos na descarga

sedimentar dos rios e tectônica. É crescente o número de publicações atestando a influência da tectônica na gênese e evolução de sistemas deltaicos em várias áreas do globo (GOODBREAD JR; KUEHL, 2000; GOODBRED JR et al., 2003; ELSHEIKH et al., 2009; LIMA et al., 2014). Esta constatação, aliada ao registro prévio de atividade tectônica em alguns setores da Bacia Paraíba motiva o detalhamento desse provável delta, incluindo-se seu posicionamento temporal. Tal abordagem, se combinada com a análise morfoestrutural, pode resultar em evidências adicionais para se demonstrar que as áreas correspondentes às bacias dos rios Mamanguape e Paraíba tem controle tectônico. Dada essa importância, é necessário explorar produtos de sensoriamento remoto que possam comprovar a existência desse paleodelta, bem como auxiliar na sua caracterização. Em geral, sistemas deltaicos modernos têm sido caracterizados principalmente com base em imagens ópticas (p.e., MSS, TM, ETM+). Porém, essas são de uso limitado em áreas tropicais com grande volume de nuvens, como é o caso do Nordeste do Brasil. Portanto, deve ser testada a eficácia de imagens de radar com maior potencial para a caracterização do paleodelta proposto. Tal abordagem pode contribuir não só para o melhor reconhecimento e caracterização desse paleodelta, mas também de outros importantes deltas da costa leste brasileira, onde esses sistemas deposicionais são comuns.

2. HIPÓTESES

Neste trabalho testaram-se as seguintes hipóteses:

- a) Se o processamento de imagens *fine beam dual* do sensor PALSAR/ALOS-1 pode contribuir para o reconhecimento e caracterização de sistemas deltaicos;
- b) Se há controle tectônico nos sistemas de drenagem das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape e, em particular, se seus cursos terminais ocorrem em depressões tectônicas do tipo *graben*;
- c) Se a paleomorfologia cuspidada reconhecida a norte da desembocadura do rio Paraíba corresponde a depósitos residuais formados em um sistema deposicional deltaico influenciado por ondas;
- d) Se houve controle tectônico na gênese e evolução do referido paleodelta.

3. OBJETIVOS

O presente estudo tem por objetivo geral analisar a influência tectônica no desenvolvimento das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape na porção norte da Bacia Paraíba com base na análise morfoestrutural e comprovar a existência de um paleodelta na zona litorânea. Para alcançar este propósito, têm-se os seguintes objetivos específicos:

- a) Relacionar propriedades de drenagem das bacias analisadas e de seus interflúvios com estruturas tectônicas por meio da análise qualitativa e quantitativa de dados do MDE-SRTM;
- b) Investigar a influência de controle tectônico nas porções terminais das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape com base na análise morfoestrutural;
- c) Explorar imagens *fine beam dual* do PALSAR/ALOS-1 visando salientar a morfologia e caracterizar depósitos sedimentares de um paleodelta localizado a norte da desembocadura do rio Paraíba;
- d) Gerar mapa geomorfológico do paleodelta a fim de melhor caracterizar seus subambientes de deposição;
- e) Estabelecer a cronologia dos diferentes estágios de evolução do sistema deltaico;
- f) Reconstituir a evolução do paleodelta proposto no contexto de evolução tectono-sedimentar da Bacia Paraíba durante o Quaternário;
- g) Aplicar a variável coerência topográfica derivada do MDE-SRTM na extração de redes de drenagem a fim de se proceder com uma análise morfoestrutural detalhada.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. Sensoriamento remoto

O tema desta pesquisa é a análise morfoestrutural e morfológica com base em dados de sensoriamento remoto visando investigar a influência da neotectônica na área de estudo, bem como a ocorrência de uma paleomorfologia preliminarmente atribuída a um sistema deposicional do tipo deltaico. Por isto, neste capítulo serão apresentados, primeiramente, os vários produtos e técnicas de sensoriamento remoto mais comumente utilizados nesse tipo de abordagem. Em seguida, será feita a fundamentação de temas relacionados com bacias de drenagem, bem como com as análises morfoestrutural e neotectônica. Devido à ocorrência de morfologia preliminarmente atribuída a um paleodelta na área de estudo, e dada sua importância no entendimento da neotectônica, este capítulo inclui, ainda, a fundamentação sobre sistemas deltaicos.

4.1.1. Sensoriamento remoto aplicado à análise morfoestrutural

A abordagem morfoestrutural fundamentada na análise das características de sistemas de drenagem e de formas de relevo para verificar sua relação com estruturas tectônicas têm sido favorecida pelo uso de dados de sensoriamento remoto. Estruturas tectônicas podem ser sugeridas pela presença de lineamentos e anomalias morfoestruturais utilizando-se imagens de multisensores.

Por muito tempo, a única fonte de informação disponível para a análise morfoestrutural era a base cartográfica, obtida, em grande parte, por meio de fotografias aéreas (SOARES; FIORI, 1976). Mais recentemente, análises dessa natureza têm sido favorecidas pelo avanço de técnicas e produtos do sensoriamento remoto. Produtos orbitais tem resultado na geração de imagens com séries temporais amplas, além de resoluções espaciais e espectrais finas, que tem permitido análises aprimoradas de alvos terrestres.

Imagens orbitais, particularmente as ópticas derivadas de sensores do programa Landsat (i.e., MSS, TM, ETM+), tem sido bastante exploradas em estudos morfoestruturais (ARLEGUI; SORIANO, 1998; HUNG et al., 2005; MASOUD; KOIKE, 2006; ELSHEIKH et al., 2009). Porém, tal uso é limitado em áreas tropicais, com cobertura vegetal densa e nuvens frequentes, como no caso do litoral nordestino, onde a área de estudo está localizada. Tais características prejudicam a análise dos alvos, bem como a identificação de elementos morfoestruturais.

Alternativamente, tem havido interesse crescente no uso de modelos digitais de elevação (MDEs) em estudos morfoestruturais. Isto porque a análise das formas de relevo é favorecida nesses dados, que representam a distribuição espacial da elevação de dada região da superfície terrestre (MOORE et al., 1991). Diversas são as fontes de informações de elevação utilizadas na geração destes modelos, tais como isolinhas de cartas topográficas, imagens estereoscópicas de sistemas multissensores ópticos (p.e., sensor HRS do SPOT 5) e técnicas de interferometria SAR (inSAR) (TOUTIN; GRAY, 2000). MDE como os derivados de sensores ópticos (p.e., ASTER), pela sua sensibilidade à cobertura de nuvens, contêm artefatos, o que prejudica a análise de alvos em superfície (AREFI; REINARTZ, 2011).

Por outro lado, sistemas ativos de radares imageadores, por operarem em região espectral diferente relativamente aos dados ópticos (i.e., micro-ondas), são favoráveis à análise das formas de relevo devido à interação das micro-ondas com as propriedades eletrogeométricas dos alvos terrestres (HENDERSON; LEWIS, 1998). Em especial, a elaboração de MDEs, como os derivados da missão SRTM foi de extrema importância no conhecimento do relevo global e direcionamento de estudos com abordagem topográfica. Isto apesar da natureza deste produto ser sensível principalmente ao dossel da vegetação no terreno (FARR et al., 2007). Publicações recentes têm demonstrado resultados promissores da aplicação de MDE-SRTM na abordagem geomorfológica e investigação morfoestrutural em ambientes

tropicais, tanto em escalas regionais quanto de detalhe (ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007; MANTELLI; ROSSETTI, 2009; HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012; IBANEZ et al., 2014).

Várias são as técnicas de processamento digital de imagens aplicadas a MDEs visando análise morfoestrutural. Um número crescente de publicações tem registrado o uso de diversos algoritmos, não apenas para extração automática de redes de drenagem (JENSON; DOMINGUE, 1988; MARTZ; GARBRECHT, 1992; CURKENDALL et al., 2003) mas também, de lineamentos morfoestruturais (MASOUD; KOIKE, 2006, 2011a, 2011b), inclusive, de índices morfométricos (SHAHZAD; GLOAGUEN, 2011). Por exemplo, Grohmann et al. (2007) obteve bons resultados na extração automática de redes de drenagem utilizando MDE-SRTM, cuja análise permitiu interpretar áreas sujeitas a deformações neotectônicas em Poços de Caldas (MG). Métodos automáticos aplicados nesse produto foram utilizados na detecção de lineamentos morfoestruturais, os quais mostraram boa compatibilidade com lineamentos extraídos de dados gravimétricos e magnéticos na península Sinai, Egito (MASOUD; KOIKE, 2011a). Apesar desses estudos terem revelado resultados promissores quanto à extração automática de elementos morfoestruturais, ressalta-se que em áreas com características altitudinais diversas, essa técnica pode resultar em produtos pouco satisfatórios. Assim, existe ainda a necessidade em se utilizar métodos de edição baseada na experiência do intérprete, apesar da subjetividade inerente a técnica.

Dentre os métodos mais comumente empregados na análise de dados de MDEs visando a análise morfoestrutural, destacam-se a filtragem direcional e operações de relevo sombreado utilizando diversos ângulos de iluminação, visando ao realce de morfoestruturas em superfície (JORDAN et al., 2005; GROHMANN, 2008; ANDRADES FILHO; FONSECA, 2009; MASOUD; KOIKE, 2011b). Além disto, grande interesse tem sido demonstrado na utilização de variáveis geomorfométricas em estudos morfoestruturais, não apenas do território nacional (GROHMANN, et al., 2007; ANDRADES FILHO, 2010;

ROSSETTI et al., 2011b; VALERIANO; ROSSETTI, 2011), mas também de outras áreas do globo (JORDAN et al., 2005). Em particular, análises prévias durante a elaboração da presente pesquisa indicaram que a variável coerência topográfica (VALERIANO; ROSSETTI, 2011) tem potencial para a extração de redes de drenagem, apesar de não ter sido avaliada ainda para tal finalidade.

Publicações prévias na Bacia Paraíba demonstraram a grande inserção de técnicas e produtos de sensoriamento remoto, sobretudo os de natureza topográfica nos estudos morfoestruturais, conforme sumarizado na Tabela 4.1. Em particular, o MDE-SRTM tem se destacado como principal produto na análise de elementos morfoestruturais em escala regional visando à caracterização da história neotectônica dessa bacia sedimentar (FURRIER et al., 2006; BEZERRA et al., 2008; ROSSETTI et al., 2009; ANDRADES FILHO, 2010; ROSSETTI et al., 2011a, 2011b). Isto porque, nessa escala de análise, o dossel pouco influencia na caracterização da paisagem. Dada essa importância e o seu potencial de uso como suporte à análise morfoestrutural, uma descrição detalhada das características desse produto é apresentada a seguir.

Tabela 4.1 - Síntese dos principais produtos e técnicas de sensoriamento remoto que vem sendo utilizados na análise morfoestrutural da Bacia Paraíba.

Trabalhos	Produto(s)	Método(s) empregados
Bezerra et al. (2001)	Imagens SAR, SPOT e mapas topográficos	Componentes principais, filtragem passa-alta, realce de contraste
Furrier et al. (2006)	MDE-SRTM	-
Lima Filho et al. (2006)	Informações de sísmica	-
Bezerra et al. (2008)	Imagens SAR, fotografias aéreas, ETM+/Landsat-7 e MDE-SRTM	Edição vetorial e composições coloridas
Andrades Filho (2010)	MDE-SRTM, variáveis geomorfométricas e Imagem PALSAR/ALOS-1	Edição vetorial, paleta de cores, relevo sombreado, composições coloridas, operações aritméticas e transformação IHS
Rossetti et al. (2011a)	MDE-SRTM	Paleta de cores
Rossetti et al. (2011b)	MDE-SRTM e variáveis geomorfométricas	Paleta de cores e relevo sombreado

4.1.2. MDE-SRTM

A missão SRTM foi uma iniciativa essencial na geração de um MDE global para a superfície terrestre. Ela teve o objetivo de coletar dados topográficos utilizando técnicas interferométricas de SAR (inSar) a bordo do ônibus espacial *Endeavour*. O programa SRTM foi realizado em parceria com a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) do departamento de defesa dos Estados Unidos, além das agências espaciais da Itália e Alemanha (RABUS et al., 2003). Para a obtenção desses dados, foram necessários dois pares de antenas nas bandas X (3,1 cm) e C (5,6 cm) com diferentes polarizações (HH e HV). A aquisição desses dados foi realizada durante o período de 11 dias em fevereiro de 2000 (RABUS et al., 2003). Uma das antenas interferométricas estava posicionada na extremidade de um mastro distante cerca de 60 m do corpo da plataforma. Este posicionamento foi necessário para assegurar diferença de fase entre a onda eletromagnética retroespalhada dos alvos terrestres (FARR et al., 2007). Exceto para o território americano, os MDEs gerados com a banda C foram distribuídos, inicialmente, na resolução espacial de 3 arcos segundo, ou seja,

com aproximadamente 90 m. Porém, mais recentemente, também foram disponibilizados com cobertura global, os MDEs na banda C, de 1 arco de segundo ou 30 m de resolução espacial, embora sua disponibilização relativamente recente não permitiu, ainda, sua aplicação em estudos morfoestruturais.

De forma complementar, também foi disponibilizado um banco de dados topográficos (TOPODATA) gerados a partir de dados do MDE-SRTM para o território brasileiro (VALERIANO, 2008). O TOPODATA teve como objetivo geral o refinamento dos dados topográficos presentes nos MDE-SRTM de resolução espacial original de 90 m. Com base em técnicas geoestatísticas, foi possível a geração de MDE com resolução espacial mais fina, isto é de 30 m (VALERIANO, 2004). Além disso, algoritmos foram aplicados para a derivação de variáveis geomorfométricas (p.e., declividade, orientação de vertentes, curvatura vertical e horizontal) de relevância em estudos morfológicos e morfométricos.

4.1.3. Reconhecimento de deltas por sensoriamento remoto

Estudos de deltas têm sido beneficiados pelo uso de diversos produtos de sensoriamento remoto. Feições morfológicas de deltas que, muitas vezes, não são reconhecidas em campo, podem ser facilmente identificadas em imagens orbitais. Imagens de sistemas multissensores (ópticos e radar) associadas a dados geológicos permitem a caracterização atual dessas morfologias, bem como a reconstituição de sistemas deltaicos pretéritos. Uma vez que deltas são feições efêmeras no espaço e no tempo, o uso de imagens orbitais de várias datas é útil na análise da evolução de sistemas deposicionais modernos (ROSSETTI, 2008).

Diversas fontes de dados têm sido utilizadas na análise morfológica de deltas, porém pode-se resumir que a maioria dos estudos disponíveis na literatura tem feito uso principalmente de imagens de multissensores ópticos (p.e., MSS, TM, ETM+). Com poucas exceções, a maioria das análises utilizadas nesses

estudos objetivou reconstituir a evolução temporal de deltas, como demonstra os estudos realizados nos deltas dos rios Nilo no Egito (WHITE; ASMAR, 1999), Amarelo na China (YANG et al., 1999), Vermelho no Vietnã (MATHERS; ZALASIEWICZ, 1999), Gash no Sudão (ELSHEIKH et al., 2009), Gediz na Turquia e Rhone na França (ERNOUL et al., 2012). Todos os autores utilizaram pelo menos uma das seguintes técnicas de processamento digital de imagens aplicadas à caracterização de deltas: segmentação (p.e., crescimento de regiões); composições coloridas no espaço RGB; filtragem espacial; fusão de imagens; realce de contraste; edições vetoriais; e classificação automática (p.e., pixel a pixel).

Recentemente, outra fonte de dados disponível à caracterização morfológica de deltas são as imagens SAR. Estas revelam feições geomorfológicas não identificáveis em outros produtos de sensoriamento remoto devido à interação das micro-ondas com as propriedades eletrogeométricas dos alvos terrestres, como já mencionado previamente. Por isso, essas imagens são promissoras à caracterização morfológica de sistemas deltaicos. Apesar disso, ressalta-se que poucos são os estudos disponíveis na literatura que utilizaram esse tipo de dado com essa finalidade (ELSHEIKH et al., 2009; POLIZEL; ROSSETTI, 2014).

Dados topográficos de MDE-SRTM com resolução espacial de 90 m já foram utilizados no estudo morfológico de deltas em outros locais (ELSHEIKH et al., 2009; HO et al., 2010). As principais aplicações com esses produtos consistiram na delimitação de unidades morfológicas de deltas (p.e., planície deltaica), bem como na identificação de áreas susceptíveis a inundações. Por exemplo, a fim de mapear áreas inundáveis no delta do rio Vu Gia – Thu Bon (Vietnã), Ho et al. (2010) alcançaram bons resultados ao refinar os dados altimétricos originais do MDE-SRTM a partir de informações de elevação em escala mais fina. Além disso, a estratificação dos valores de elevação do modelo gerado permitiu, ainda, individualizar classes morfológicas visando ao mapeamento temático do delta por eles investigado. Elsheikh et al. (2009)

integraram um conjunto de informações (i.e., dados de sensoriamento remoto, morfoestruturais e geofísicos) com o objetivo de detectar mudanças na morfologia do delta do rio Gash no Sudão. Os resultados obtidos por eles revelaram forte influência tectônica nas mudanças do curso principal desse rio, que provocou mudança na morfologia do delta. Além disso, o uso de imagens SAR (RADARSAT-1) permitiu o reconhecimento de duas feições de paleodeltas naquela região. Um estudo mais recente baseado na análise visual de MDE-SRTM, bem como de dados cronológicos e de poços, permitiu reunir importantes evidências do efeito tectônico como fator controlador da gênese do delta do rio São Francisco da costa leste brasileira (LIMA et al., 2014).

Com base em análises preliminares realizadas sobre imagem multipolarizada do sensor *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar* (PALSAR), pode-se afirmar que tal produto é promissor como fonte de informação aplicável à caracterização morfológica de detalhe do possível delta do rio Paraíba. Por esta razão, segue uma descrição geral das características deste sensor.

4.1.4. PALSAR/ALOS-1

O sensor PALSAR foi o único sistema SAR a bordo do satélite *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS-1). A plataforma foi lançada em 24 de janeiro de 2006 por meio da *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS). O objetivo da missão foi atender uma consistência espacial e temporal de imageamento sobre escalas continentais em resolução fina (JAXA, 2013).

Por ser um sistema multipolarizado e polarimétrico, o sensor PALSAR é uma versão aprimorada do sistema SAR a bordo do satélite *Japanese Earth Resources Satellite* (JERS), que também operava na banda L (23,6 cm). Os modos de imageamento disponíveis no PALSAR incluem: o *Fine Beam Single Polarization* (FBS); *Fine Beam Dual Polarization* (FBD); *Polarimetric mode* (POL); e *Wide Beam ScanSAR Mode* (WB). A resolução espacial varia entre 10

e 100 m, com um ângulo de incidência médio de 34,3° padronizado para os modos *fine* (ROSENQVIST et al., 2007). Uma síntese das principais características técnicas do sensor PALSAR é apresentada na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Características gerais do sensor PALSAR.

Plataforma:	ALOS-1
Período de imageamento:	2006-2011
Banda (cm):	L (23,6)
Modos de imageamento:	FBS, FBD, POL e ScanSAR
Órbita:	Ascendente nos modos FBS, FBD e POL
	Descendente no modo ScanSAR
Modos de Polarização:	FBS - HH ou VV
	FBD - HH/HV ou VV/VH
	POL - HH/VV/HV/VH
	ScanSAR - HH ou VV
Largura da faixa imageada:	70 km nos modos FBS e FBD
	30 km no modo POL
	360 km no modo ScanSAR
Resolução temporal:	46 dias

Fonte: adaptado de Rosenqvist et al. (2007)

4.2. Análise da drenagem

Devido à sensibilidade a mudanças ambientais, a análise de drenagem pode fornecer informações de relevância, especialmente em estudos visando verificar controle tectônico na paisagem. Características de drenagem como propriedade, morfologia de canais, padrão e anomalias, disponibilizam elementos favoráveis a esse tipo de abordagem. Por isso, os tópicos seguintes visam contextualizar os elementos de drenagem utilizados na investigação de influência de atividade tectônica na paisagem, uma vez que este é o tema central da presente dissertação.

4.2.1. Propriedades de drenagem

As propriedades de drenagem principais são sumarizadas no diagrama da Figura 4.1 (SOARES; FIORI, 1976). Dentre essas, destaca-se pela simplicidade de análise e importância como elemento auxiliar na interpretação

de influência tectônica no terreno, a densidade, a sinuosidade, a angularidade e a assimetria.

Grau de integração	Grau de continuidade	Densidade	Tropia	Grau de controle	Sinuosidade	Angularidade	Assimetria
			Unidirecional				
Alto	Alto	Alta	Bidirecional	Forte	Curvos	Alta	Fraca
			Tridirecional				
Médio	Médio	Média	Multidirecional desorientada		Mistos	Média	Média
			Multidirecional orientada	Fraco			
Baixo	Baixo	Baixa			Retilíneos	Baixa	Forte

Figura 4.1 – Propriedades da drenagem.

Fonte: adaptado de Soares e Fiori (1976)

A densidade de drenagem representa o comprimento da drenagem por unidade de área. Essa propriedade fornece informações sobre a dissecação e maturidade do terreno, bem como a capacidade de retenção de água e permeabilidade do substrato (SOARES; FIORI, 1976; LIMA, 1995). Além disso, considerando terrenos geologicamente similares, densidade de drenagem elevada pode indicar maior quantidade de lineamentos morfoestruturais no terreno com controle de estruturas tectônicas. A sinuosidade da drenagem é obtida a partir da divisão entre o comprimento do canal fluvial com o comprimento da distância, do seu vale, medida em linha reta (KELLER; PINTER, 1996). Em geral, ocorre aumento de sinuosidade dos canais fluviais em áreas rebaixadas e tectonicamente ativas, enquanto áreas soerguidas tendem a ter canais com sinuosidades menores (KELLER; PINTER, 1996).

A angularidade refere-se ao ângulo formado entre os afluentes e entre esses e o canal principal na região de confluência (SOARES; FIORI, 1976). Ângulos agudos indicam ausência de controle estrutural, enquanto ângulos retos são relacionados com forte controle estrutural (LIMA, 1995).

A assimetria é definida pela relação entre o comprimento dos segmentos da drenagem das margens direita e esquerda do canal principal de uma bacia hidrográfica (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991). Caso exista diferença nos comprimentos da drenagem em relação às margens do canal principal, têm-se forte evidência da ação da tectônica no basculamento de blocos no terreno (COX, 1994).

4.2.2. Morfologias de canais

Canais fluviais apresentam diversas morfologias, cuja caracterização pode contribuir para a análise e interpretação dos sistemas de drenagem. A diversidade de morfologias está associada aos processos de erosão e sedimentação inerentes à dinâmica natural do sistema fluvial, bem como às características litológicas e a fatores como clima e tectônica (SCHUMM, 2005). De acordo com os tipos de sedimentos transportados nos sistemas fluviais (carga suspensa, mista e de fundo), bem como o tamanho dos grãos e a velocidade de fluxo (SCHUMM, 1981), canais fluviais são classificados em retilíneos, meandrantés e entrelaçados (Figura 4.2). Além disso, canais fluviais podem ser classificados como anastomosados (KNIGHTON, 1998).

Canais retilíneos são raramente encontrados na natureza, embora possam ocorrer em pequenos segmentos dos sistemas de drenagem. Esse tipo de canal é caracterizado por margens com alta estabilidade e, geralmente, possuem carga de sedimentos em suspensão (SCHUMM, 1981). Canais meandrantés apresentam alta sinuosidade e carga mista constituída basicamente de sedimentos em suspensão ou da mistura destes com sedimentos de fundo. Alta capacidade de transporte e concentração de carga de fundo ocorre no sistema entrelaçado, que apresenta fluxo distribuído em

canais múltiplos devido à presença de barras e ilhas fluviais no canal principal. Canais anastomosados são caracterizados por sedimentos suspensos e apresentam alta estabilidade de suas margens, o que se deve principalmente à presença de vegetação (CHARLTON, 2008).

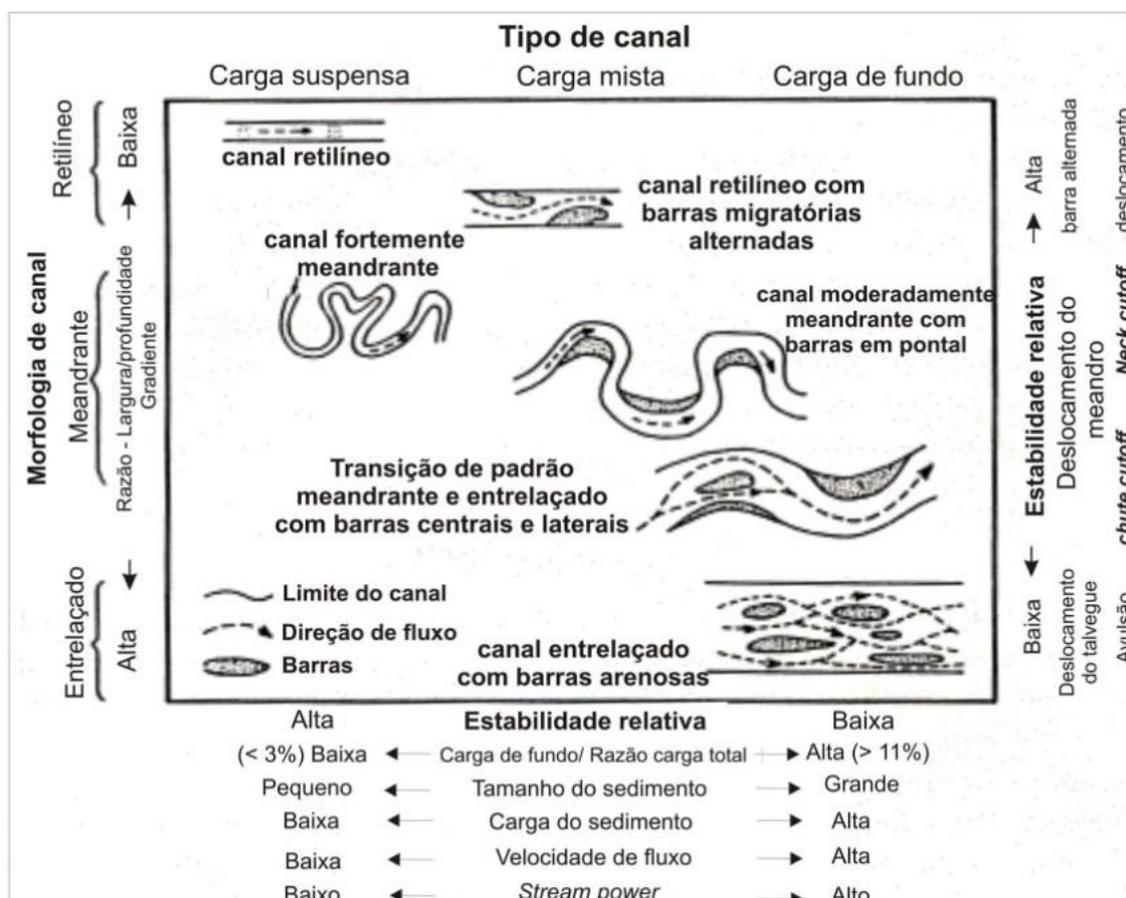


Figura 4.2 – Classificação morfológica de canais fluviais. Fonte: adaptado de Schumm (1981)

4.2.3. Padrões de drenagem

O padrão de drenagem é representado pelo arranjo de canais fluviais dentro de um sistema de drenagem. A sua abordagem qualitativa é um dos meios robustos na análise da rede de drenagem, que permite extrair informações sobre as características litológicas do substrato, além de fornecer elementos importantes para inferir a presença de estruturas tectônicas. Várias publicações têm contribuído para a descrição de padrões de drenagem na natureza

(HOWARD, 1967; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991). Com base nesses autores, padrões de drenagem básicos incluem o dendrítico, paralelo, treliça, treliça contorcida, retangular, radial, anelar e multibacinal (Figura 4.3A).

Além dos padrões básicos, também existem os padrões modificados, que mantêm parte das características associadas aos padrões básicos (HOWARD, 1967). Exemplos de padrões modificados incluem: sub-dendrítico, pinado, variações do padrão treliça, anastomótico, distributário, angular, centrípeto, colinear, complexo, composto e palimpsesto (Figura 4.3B). Uma síntese das principais características de padrões de drenagem básicos e modificados, bem como sua conotação geológica, é resumida na Tabela 4.3.

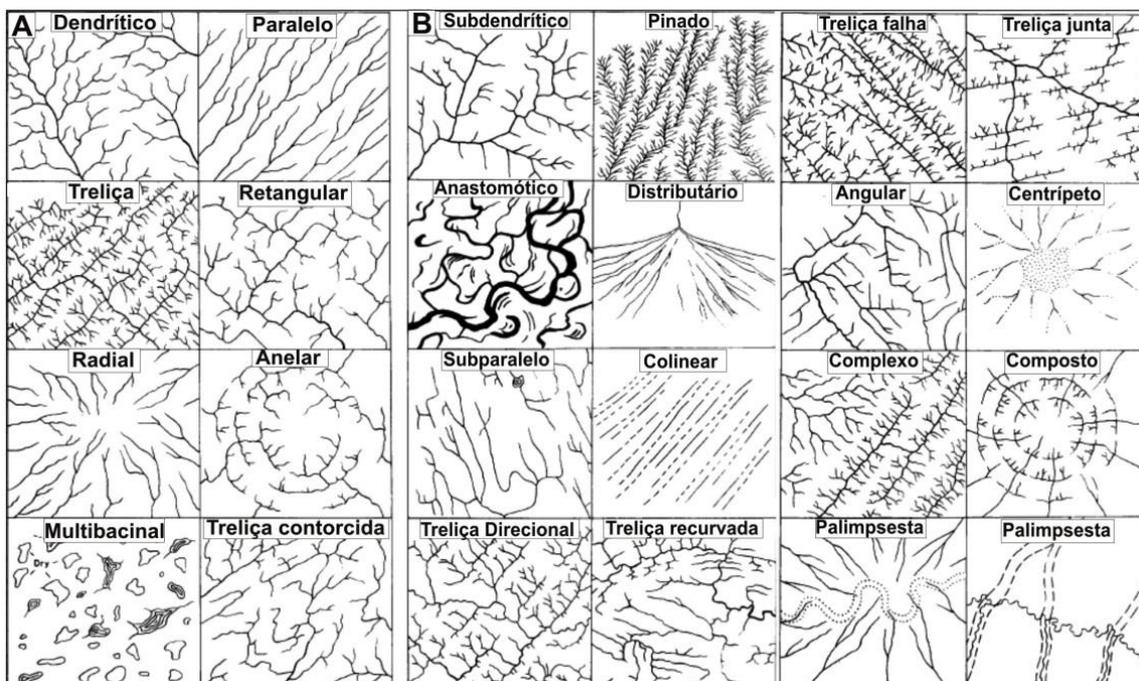


Figura 4.3 – Padrões de drenagem básicos (A) e modificados (B).
 Fonte: adaptado de Howard (1967)

Tabela 4.3 – Caracterização dos padrões de drenagem básicos e modificados com seus significados geológicos correspondentes.

Padrões básicos de drenagem	Características gerais	Causas
Dendrítico	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares em diversas direções - Ramos com formas semelhantes a galhos de árvores 	<ul style="list-style-type: none"> - Associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo - Ausência de controle estrutural
Treliça	Tipo de padrão intermediário entre o dendrítico e retangular	<ul style="list-style-type: none"> - Característica de estratos dobrados e inclinados - Ocorre em rochas sedimentares, vulcânicas, ou rochas metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas - Associado a áreas com fraturas paralelas
Paralelo	Canais dispostos de forma paralela uns aos outros	Feições topográficas paralelas são controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais
Retangular	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas em ângulos retos entre os tributários e áreas de confluência fluvial - Apresenta maior irregularidade em relação ao padrão treliça 	<ul style="list-style-type: none"> - Controle estrutural dominante Fluxos seguem linhas de fraqueza como falhas e fraturas no relevo - Ocorre em rochas sedimentares e metamórficas
Radial ou Centrífugo	Os canais irradiam de uma área central	Podem ocorrer em estruturas de domos, montanhas (vulcões e erosões residuais)
Padrões de drenagem modificados <u>Padrão dendrítico modificado</u> Subdendrítico	<ul style="list-style-type: none"> - Tributários se estendem horizontalmente - Variação relativamente comum do padrão dendrítico 	Controle estrutural ou topográfico fraco Ocorre em rochas homogêneas
Pinado	<ul style="list-style-type: none"> - Junções de canais em ângulos agudos, uniformemente espaçados e os tributários são quase paralelos - Padrão em forma de pena 	Rochas homogêneas resistentes Materiais facilmente erodíveis (textura fina)
Distributário	<ul style="list-style-type: none"> - Ocorre em forma de leques aluviais e deltas - Tributários divergem de um canal principal 	
<u>Padrão treliça modificado</u> Treliça direcional	<ul style="list-style-type: none"> - Direção de treliça dominante é controlada pela litologia ou estrutura - Tributários de um lado são mais longos que no outro 	Associado a falhas paralelas ou juntas
Treliça falha	Os ramos divergem, convergem em falhas paralelas	<ul style="list-style-type: none"> - Controlada por falhas paralelas - Ocorre em estruturas de <i>grabens</i>, <i>horsts</i> ou em sucessão de ríftes paralelos
Treliça junta	Associado a falhas paralelas	
Treliça recurvada	Curvas acentuadas ao redor de padrões treliça	
<u>Padrão paralelo modificado</u> Subparalelo	Canais orientados em direções semelhantes, mas falta a regularidade do padrão paralelo	Ocorre em rochas com xistosidade, estruturas de falhas e complexo de dobras
<u>Padrão retangular modificado</u> Angular	Junções em ângulos agudos ou obtusos e ausência de ângulos retos	<ul style="list-style-type: none"> - Intersecta zonas de falhas ou sistemas de juntas, mas nem sempre em ângulos retos - Ocorre em rochas ígneas ou metamórficas falhadas
<u>Padrão centrípeto modificado</u> Centrípeto	<ul style="list-style-type: none"> - Ocorre em crateras - Canais fluem para o interior em direção a depressões centrais fechadas 	Associado a crateras e demais depressões
<u>Padrão contorcido modificado</u> Palimpsesta	<ul style="list-style-type: none"> - Padrões de drenagem superimpostos - Antigos canais fluviais ou rede de drenagem abandonada 	

Fonte: adaptado de Howard (1967) e Deffontaines e Chorowicz (1991)

4.2.4. Anomalias de drenagem

Anomalias de drenagem são definidas como a modificação local da drenagem em relação ao seu arranjo regional (HOWARD, 1967). Em substrato homogêneo, a identificação de anomalias de drenagem tem grande significado na análise morfoestrutural, uma vez que pode revelar influência tectônica no terreno (HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976). As principais anomalias de drenagem incluem: mudança brusca no padrão de drenagem, como, por exemplo, ocorrência de padrão dendrítico com padrão radial, anelar ou treliça (HOWARD, 1967); entrelaçamento localizado; retilinearidade entre canais; meandramento local e comprimido; alargamento e estreitamento anômalo de vales; formas anômalas de lagos, pântanos e depósitos aluviais; interrupção de diques marginais e variação de sua largura; e curvas e inflexões anômalas em canais de drenagem (Figura 4.4).

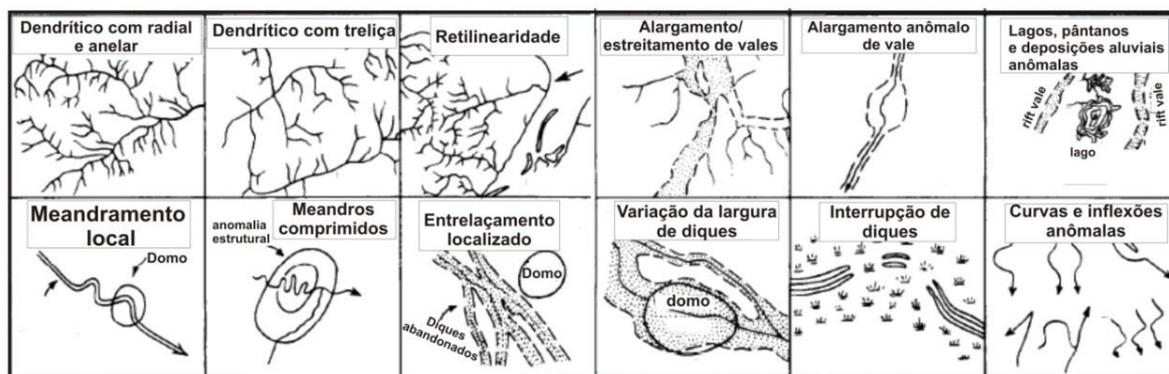


Figura 4.4 – Exemplos de anomalias de drenagem.
Fonte: adaptado de Howard (1967)

4.2.5. Análise morfoestrutural

Crítérios de reconhecimento de estruturas tectônicas no terreno são diversos, sendo os principais gerados por informações de campo, dados geofísicos e sensoriamento remoto (FOSSEN, 2010). Em áreas de acesso difícil em campo e ausência de afloramentos rochosos na superfície, o sensoriamento remoto representa um método que permite a caracterização regional de estruturas tectônicas por meio da análise geomorfológica. Em particular, a análise

morfoestrutural é a abordagem mais utilizada na verificação de controle litológico e/ou tectônico no desenvolvimento das formas do relevo (GOUDIE, 2004).

4.2.5.1. Definições de estruturas tectônicas

As rochas, quando sujeitas a esforços ao longo do tempo geológico, sofrem deformações. Dependendo do esforço aplicado, elas podem sofrer mudanças em sua forma, volume, orientação e posição (FOSSEN, 2010). Os mecanismos de deformação ocorrem preferencialmente ao longo de planos de fraqueza das rochas, podendo ser primários, ou seja, surgem no momento de formação da rocha, ou secundários, quando ocorrem em fase posterior a este processo (FOSSEN, 2010). Ao sofrerem esforço, as rochas apresentam comportamento elástico ou plástico, dependente de sua constituição. O comportamento elástico é reversível, enquanto no plástico a deformação é mantida ao cessar o esforço. Como resultante da interação de esforços compressivos e/ou distensivos, as rochas podem se dobrar (estado dúctil), romper (estado rúptil), ou apresentarem ambos os comportamentos.

Deformações de natureza rúptil geram estruturas fraturadas e/ou falhadas. Falhas podem ser agrupadas de acordo com o movimento relativo de deslocamento dos blocos, sendo divididas em três classes principais: normal, inversa e transcorrente (Figura 4.5). Falhas normais são geradas sobre regime extensional e se caracterizam por movimento relativo de abatimento do bloco de cima (teto) em relação ao bloco de baixo (piso) (COSTA et al., 1992; FOSSEN, 2010). Falhas inversas associam-se a regime compressional e caracterizam-se por movimentação de blocos em sentidos opostos aos que ocorrem em falhas normais. Falhas de transcorrência são geradas por movimentos laterais de bloco no plano horizontal (FOSSEN, 2010). Esta última classe de falha pode ser, ainda, dividida em dextral e sinistral, de acordo com a direção de movimentação do bloco em relação ao observador (i.e., para a direita e esquerda, respectivamente).

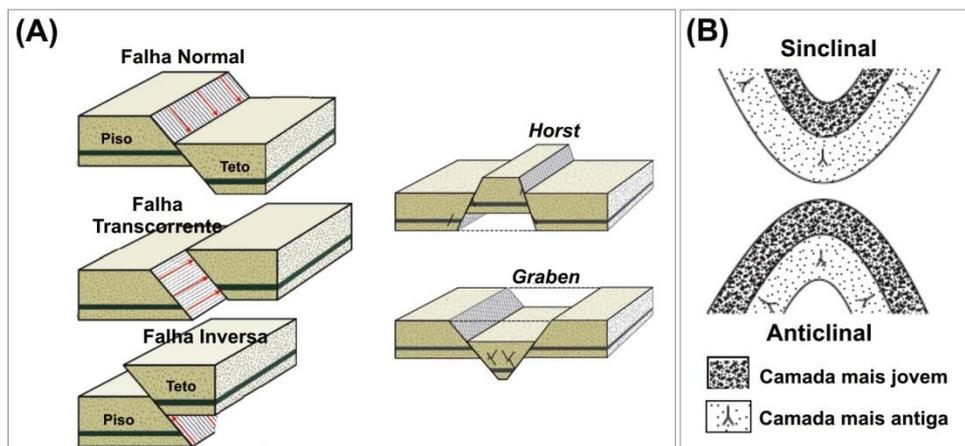


Figura 4.5 - (A) Classes de falhas e estruturas tectônicas associadas; (B) Dobras.
 Fonte: adaptado de Fossen (2010)

A presença de falhas normais no terreno gera um conjunto de blocos desnivelados, sendo os blocos elevados denominados *horsts* e os rebaixados *grabens* (Figura 4.5) (PLUIJM; MARSHAK, 2004). Na literatura geomorfológica clássica, falhas ocorrem em relevos escalonados e escarpados (CASSETTI, 1994). Já a deformação dúctil gera dobras, classificadas como sinclinais, quando apresentam forma côncava e com camadas litológicas mais jovens em direção aos seus núcleos, ou anticlinais, quando exibem forma convexa e camadas mais jovens distantes de seus núcleos (Figura 4.5) (PLUIJM; MARSHAK, 2004).

4.2.5.2. Lineamentos morfoestruturais e índices morfométricos

Lineamento morfoestrutural corresponde à feição linear simples ou composta, mapeável na superfície terrestre por meio de elementos morfológicos, como cristas de morros ou limites de áreas elevadas (altos estruturais), linhas de drenagem e linhas de costa (baixos estruturais) (O'LEARY et al., 1976). Desse modo, lineamentos são essencialmente feições geomórficas que podem estar associadas com feições geológicas e/ou tectônicas, como falhas e fraturas (O'LEARY et al., 1976), assim como podem ocorrer ao longo de cristas de dobras.

Além da análise de lineamentos, índices morfométricos com suporte quantitativo têm auxiliado no reconhecimento de áreas sujeitas a deformações tectônicas. Vários índices têm sido aplicados a segmentos únicos da rede de drenagem (p.e., relação declividade-extensão - RDE) (HACK, 1973), a bacias hidrográficas (p.e., integral hipsométrica, fator de assimetria de bacias – AF e fator de simetria topográfica transversal - FSTT) (STRAHLER, 1952; COX, 1994), ou ainda a áreas de interesse particular. Muitos desses índices são baseados em dados topográficos obtidos diretamente de MDE, o que facilita sua aplicação. Para alguns deles, operações de aquisição de dados e cálculos matemáticos representam um consumo de tempo considerável. Porém, índices como o fator de assimetria (COX, 1994) permitem reconhecer, de maneira simples, movimentações de blocos tectônicos em escala de bacias hidrográficas. Este índice é definido de acordo com a Equação 4.1:

$$AF = (AR/AT)*100 \quad (4.1)$$

Onde: AR é a área da bacia à direita do canal principal (olhando no sentido a jusante); e AT é a área total da bacia hidrográfica. Considerando-se litologia homogênea, pode-se relacionar AF maior ou menor que 50 à influência de atividades tectônicas (p.e., basculamento de blocos no relevo devido à ocorrência de falhas) (COX, 1994). Para valores deste índice próximos de 50, a bacia é considerada simétrica e, portanto, sem influência tectônica.

Um outro método eficaz na análise de efeito tectônico de bacias de drenagem é o FSTT (COX, 1994), como documentado em publicações prévias (IBANEZ et al., 2014; JACQUES et al., 2014). Este fator quantifica a assimetria em setores de um rio em sua bacia, de acordo com a Equação 4.2:

$$FSTT = Da/Dd \quad (4.2)$$

Onde: Da corresponde à distância da linha média do eixo da bacia até o canal principal e Dd equivale à distância da linha do eixo médio da bacia ao seu interflúvio. Valores de FSTT próximos a 0 indicam que não há alteração do perfil topográfico, enquanto a assimetria aumenta à medida que os valores se

aproximam de 1. As causas dessas variações podem estar relacionadas à dinâmica natural inerente ao sistema fluvial ou, mais comumente, a fatores tectônicos (GARROTE et al., 2008).

4.3. Neotectônica

4.3.1. Definição

Neotectônica é um termo utilizado para se referir à reativação de estruturas antigas e formação de novas nos últimos milhões de anos (NIKOLAEV, 1974), principalmente a partir do Neógeno (BECKER, 1993). Existe interesse na abordagem deste tema no território brasileiro, dado o registro crescente de reativações tectônicas em várias regiões (SAADI, 1993; SUGUIO; MARTIN, 1996; SALAMUNI et al., 2004; SAADI et al., 2005). Na sequência, apresenta-se uma síntese sobre o contexto neotectônico da região Nordeste do Brasil, dada sua importância na configuração do relevo atual dessa região, onde a área proposta para este estudo está localizada.

4.3.2. Contexto neotectônico da região Nordeste do Brasil

A região Nordeste do Brasil está localizada na margem passiva da placa Sulamericana. Devido a esse contexto geológico, por muito tempo se considerou essa região como tectonicamente estável desde o final do Mesozóico, sendo as principais respostas à gênese e evolução das morfologias do relevo atribuídas a eventos climáticos (KING, 1956, 1967). De fato, as principais bacias sedimentares marginais encontradas ao longo da porção oriental da região Nordeste (p.e., Bacia Potiguar, Pernambuco e Paraíba) formaram-se na fase rifte (abertura do Oceano Atlântico), ou seja, ainda no Mesozóico (SUGUIO; MARTIN, 1996). No entanto, têm sido crescente o número de publicações documentando movimentações tectônicas recentes nessa região (SAADI et al., 2005), inclusive durante o Quaternário (BEZERRA et al., 1998, 2008; ROSSETTI et al., 2011a, 2011b).

Os principais processos de preenchimento sedimentar das bacias do Nordeste do Brasil ocorreram após a fase rifte principal. Isto porque zonas de cisalhamento neoproterozóicas foram reativadas não somente durante o Cretáceo (BEZERRA et al., 2008), mas também no Cenozóico, quando se registra uma abundância de reativações de falhas (BEZERRA et al., 1998, 2001; ROSSETTI et al., 2011b). Estudos sismológicos também têm apresentado um amplo registro de atividade sísmica no nordeste brasileiro (LIMA, 2000; SAADI et al., 2005; ROSSETTI et al., 2011a). A Bacia Paraíba têm se revelado particularmente ativa tectonicamente. Isto porque ela representa a última ponte de ligação entre os continentes Sulamericano e Africano (SUGUIO; MARTIN, 1996).

Eventos de reativação de falhas na porção oriental da região Nordeste têm tido forte controle no preenchimento sedimentar das bacias marginais, no desenvolvimento das morfologias do relevo, e no estabelecimento dos padrões da rede de drenagem. Como exemplo disto, uma série de deformações de natureza rúptil e dúctil foi registrada nos depósitos sedimentares da Formação Barreiras (NOGUEIRA et al., 2006; ROSSETTI et al., 2009) e dos Sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI et al., 2011b).

4.3.3. Neotectônica na Bacia Paraíba

A Bacia Paraíba, juntamente com as demais bacias sedimentares marginais da costa brasileira, foi formada durante a fase de separação dos continentes Sulamericano e Africano no final do Mesozóico. As etapas de preenchimento sedimentar desta bacia iniciaram-se nesta época e se estenderam até o Quaternário, com as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame, Maria Farinha, Barreiras e Pós-Barreiras (BARBOSA et al., 2003; ROSSETTI et al., 2012) (Figura 4.6). Estudos prévios na Bacia Paraíba revelaram uma série de estruturas de *horst* e *graben* ao longo da zona litorânea do Estado da Paraíba (BEZERRA et al., 2001). Segundo esses autores, as estruturas foram formadas

durante o Plioceno a partir de regimes de falhas normais e transcorrentes orientadas preferencialmente na direção NW-NE.

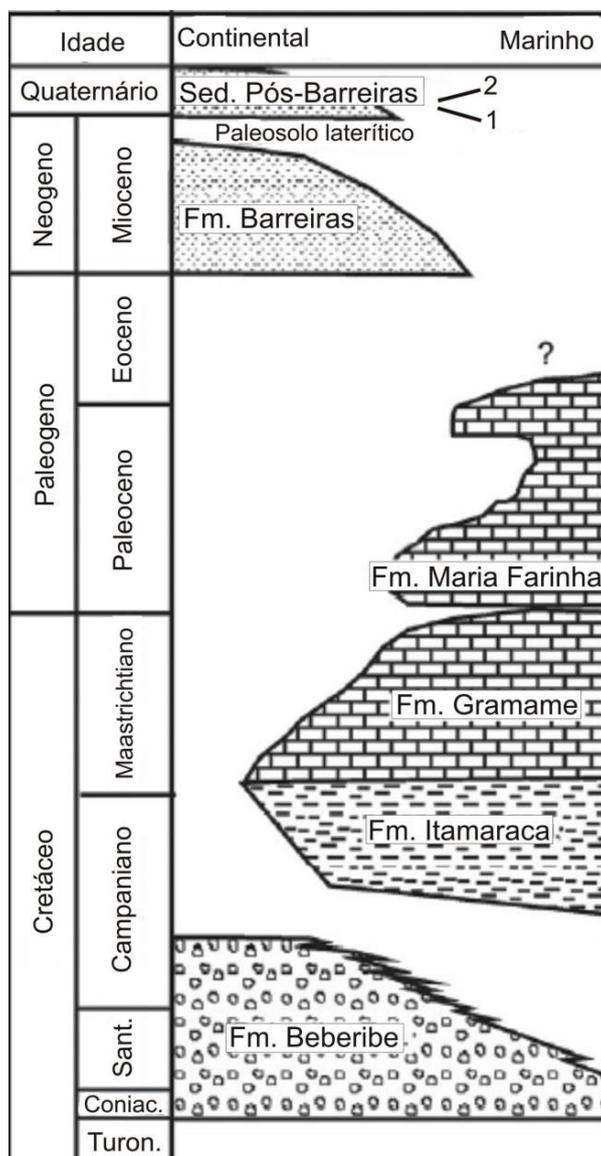


Figura 4.6 – Carta estratigráfica resumando o preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba.

Fonte: adaptado de Barbosa et al. (2003)

Brito Neves et al. (2004), ao estudar o sistema tafrogênico¹ cenozóico do setor oriental do Estado da Paraíba, constataram orientação geral de estruturas tectônicas de E-W a ENE-WSW, com forte imposição no desenvolvimento da

¹ Sistema tafrogênico: bacia sedimentar originada por movimentos crustais verticais e limitada por falhas normais de alto ângulo.

paisagem e da drenagem regional. Três grandes unidades tectônicas foram reconhecidas por esses autores e atribuídas ao *graben* de Cariatá, *horst* de Boqueirão e *graben* do rio Mamanguape. Bezerra et al. (2008) apresentaram uma análise mais detalhada do *graben* de Cariatá com base na integração de elementos geomorfológicos e registro sedimentar. Os resultados permitiram identificar dois sistemas de falhas principais (normal e transcorrente), que controlaram o desenvolvimento deste *graben*, cujo evento de reativação tectônica mais recente ocorreu durante o Pleistoceno Tardio.

Furrier et al. (2006), ao estudar os tabuleiros litorâneos do Estado da Paraíba, sugeriram a existência de intensa movimentação tectônica cenozóica em blocos falhados, que originaram soerguimentos distintos (p.e., Alto Estrutural Coqueirinho). Atividade tectônica é também sugerida pela grande variação altimétrica das falésias do litoral e pelas morfologias de vales encaixados, como ocorre nos afluentes do médio e baixo curso do rio Miriri, que seguem direção NNW-SSW (i.e., paralelamente a zonas de falhas principais da Bacia Paraíba) (FURRIER et al., 2006).

Ao analisar a Subbacia Olinda, Lima Filho et al. (2006) reconheceram pelo menos três fases de evolução tectono-sedimentar. De acordo com esses autores, a última delas é registrada no Cenozóico, quando ocorreu evento de movimentação das estruturas na direção NW-SE por movimentos transcorrentes sinistrais, evidenciados por falhas com padrão sigmoidal. A análise detalhada da sucessão sedimentar na Subbacia de Alhandra permitiu que Brito Neves et al. (2009), além de reforçar a presença de desníveis estratigráficos, relatasse estruturas de *graben*, *horst* e feições dômicas. No entanto, a idade de muitas destas estruturas ainda depende de investigações mais detalhadas.

Mais recentemente, Rossetti et al. (2011b), ao analisarem exposições geológicas da Formação Barreiras nas margens do rio Gramame, sul da Bacia Paraíba, documentaram amplo conjunto de estruturas dobradas em anticlinais

e sinclinais. Esses autores relacionaram tais estruturas a drenagem com padrão em treliça fortemente recurvada. As ocorrências, nessa mesma área, de exposições contendo dobras sinclinais e anticlinais, validam essa interpretação e confirmam a atuação de esforços compressivos na definição da paisagem e acomodação dos sedimentos nesta região da Bacia Paraíba.

Uma variedade de estruturas deformacionais sin-deposicionais foi registrada na Formação Barreiras e nos Sedimentos Pós-Barreiras, neste último em nível relacionado a sismo (ROSSETTI et al., 2011a). Tais depósitos levaram esses autores a propor a ocorrência de eventos sísmicos durante e após o Mioceno, que se estenderam até o Quaternário.

4.4. Deltas

A análise de uma paleomorfologia possivelmente atribuída a um delta na área de estudo e que ainda não foi reconhecido na literatura pode fornecer informações relevantes para melhor entendimento do contexto tectono-sedimentar da porção norte da Bacia Paraíba. Por esta razão, os tópicos seguintes fornecem uma descrição geral de morfologias e tipos de deltas marinhos.

4.4.1. Definição

Deltas consistem em ambientes deposicionais costeiros localizados na foz de um rio ou próximos a ela, onde o acúmulo de sedimentos transportados pelo canal fluvial é mais rápido do que a sua remoção por processos erosivos (WRIGHT, 1976; CHRISTOFOLETTI, 1981). Condição essencial para o estabelecimento de um delta é que parte da carga sedimentar transportada pelo rio permaneça retida na área de sua desembocadura, de modo a causar a progradação local da linha de costa (FISHER, 1969; BACOCOLI, 1971). Os sedimentos transportados através do canal fluvial são depositados numa bacia de captação de energia relativamente menor que o sistema fluvial, podendo ser um lago, estuário ou oceano (ELLIOT, 1986).

4.4.2. Morfologia de deltas

A presente abordagem é direcionada à caracterização morfológica de deltas que desembocam em bacias marinhas, que é o contexto do suposto paleodelta a ser investigado nesta pesquisa. Deltas apresentam morfologias diversas e não assumem, necessariamente, a forma triangular da quarta letra do alfabeto grego ao qual se deve o seu nome (CHRISTOFOLETTI, 1981). A construção de deltas na natureza depende da ação conjunta de processos fluviais (p.e., volume e granulometria dos sedimentos), da dinâmica costeira, que inclui a energia das ondas, correntes de marés e correntes litorâneas, bem como de fatores como nível do mar, clima e tectônica (BACOCOLI, 1971; GALLOWAY, 1975; WRIGHT, 1976; ELLIOT, 1986). Deltas marinhos são subdivididos basicamente em duas partes: subaérea e subaquosa (FISHER, 1969). A parte subaérea corresponde à porção mais continental do delta, onde se desenvolve a planície deltaica. A porção superior dessa planície apresenta dinâmica relacionada com os processos fluviais (CHRISTOFOLETTI, 1981), enquanto que a planície deltaica inferior se caracteriza por processos marinhos, principalmente sob ação de correntes de maré e/ou onda. A planície deltaica, de modo geral, possui topografia baixa e inclui um número considerável de canais distributários ativos e abandonados, em geral, limitados por diques marginais e pântanos (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975; GUPTA, 2011).

A parte subaquosa do delta localiza-se marginalmente à planície deltaica inferior em direção ao mar, onde ocorre rápida deposição de areias devido à perda de energia do fluxo fluvial ao adentrar na bacia marinha, dando origem às barras de desembocadura (frente deltaica). As barras distais são formadas pelo acúmulo de areias que escapam desse ambiente e são depositadas mais para dentro da bacia, durante fases de fluxos mais energéticos (ROSSETTI, 2008). O prodelta localiza-se na parte terminal do delta, correspondendo a ambiente de baixa energia, onde são depositados siltes e argilas a partir de suspensões derivadas de transporte fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981; GUPTA, 2011).

4.4.3. Tipos de deltas marinhos

Com base na análise da forma subaérea de deltas marinhos, foi possível classificá-los em sistemas altamente construtivos (deltas fluviais alongados ou lobados) e altamente destrutivos (dominado por ondas ou marés) (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975). A distinção morfológica entre os tipos de deltas marinhos varia basicamente em função do equilíbrio de energia entre o fluxo fluvial e os processos marinhos que atuam na bacia de captação (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975).

Deltas fluviais apresentam grande afluxo de sedimentos em relação aos processos bacinais, que são de baixa energia (BACOCOLI, 1971; ROSSETTI, 2008). Sistemas deltaicos fluviais, classificados como altamente construtivos, apresentam vários canais distributários que se desenvolvem sobre uma grande planície deltaica, geralmente caracterizada por acúmulo significativo de depósitos orgânicos (FISHER, 1969). Barras de desembocadura são formadas marginalmente à planície deltaica, sendo que à medida que ocorre progradação dos depósitos em direção ao mar, a superfície do delta torna-se progressivamente mais aplainada (ROSSETTI, 2008). A forma de delta fluvial em imagens orbitais lembra o “pé de um pássaro” (Figura 4.7A), tendo como exemplo clássico na literatura o delta do rio Mississipi, na costa leste dos Estados Unidos.

Deltas de onda são classificados como altamente destrutivos, com energia predominantemente associada à ação de ondas (FISHER, 1969, BACOCOLI, 1971). Canais fluviais únicos, bem como, canais múltiplos ou distributários, podem alimentar sistemas deltaicos deste tipo (FISHER, 1969). Nesse tipo de delta, os processos litorâneos retrabalham os sedimentos trazidos por canais fluviais ao longo da costa. Isto permite a formação de cordões litorâneos alongados, que são distribuídos de forma transversal em relação ao sentido de progradação da linha de costa (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975; ROSSETTI, 2008). Deltas dominados por onda apresentam forma relativamente convexa

em relação ao mar e feição típica em cuspide (Figura 4.7B e 4.7C). Exemplos de deltas de onda ocorrem ao longo da costa leste brasileira, como, por exemplo, os deltas dos rios Doce (Espírito Santo), Jequitinhonha (Bahia) e São Francisco (divisa entre Sergipe e Alagoas) (BACOCOLI, 1971).

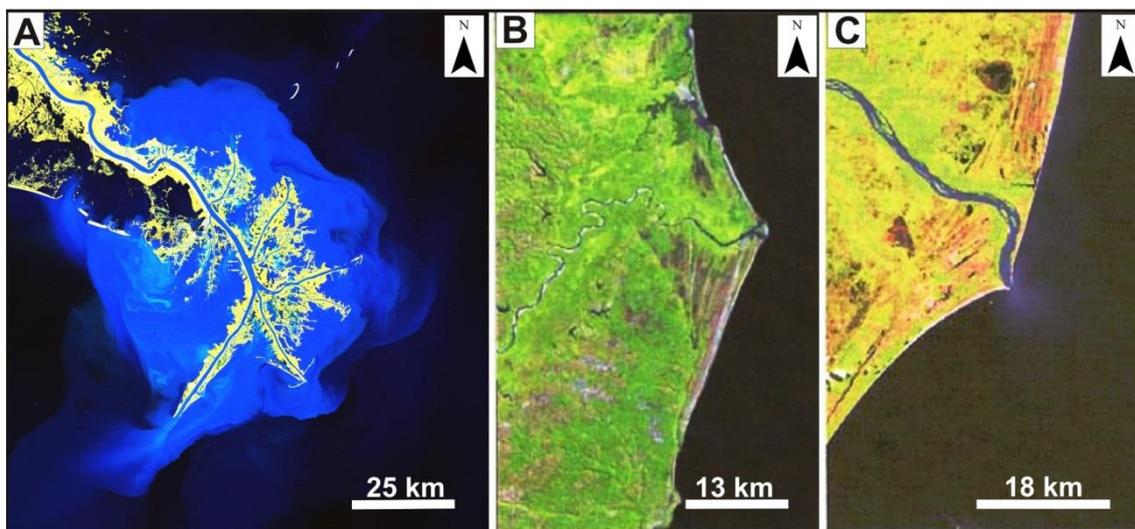


Figura 4.7 - Exemplos de deltas marinhos. (A) Imagem OLI-Landsat 8 na composição RGB 654 do delta fluvial do rio Mississippi nos Estados Unidos; (B) imagem TM-Landsat 5 na composição RGB 543, do delta de ondas do rio Jequitinhonha na Bahia; e (C) delta de ondas do rio Doce, no Espírito Santo.

Fonte: adaptado de Rossetti (2008)

Deltas de maré são encontrados em costas que apresentam grande predomínio de correntes de maré (GALLOWAY, 1975). A ação das marés no retrabalhamento dos sedimentos depositados pelo canal fluvial na desembocadura de um rio favorece o desenvolvimento de barras de areia aproximadamente transversais à costa. A ocorrência desses depósitos de marés faz com que o fluxo fluvial principal seja dividido, formando um complexo de canais secundários, planícies de marés e mangues (FAGHERAZZI, 2008; ROSSETTI, 2008). O delta do rio Ganges-Brahmaputra (Índia) é um exemplo clássico de delta dominado por maré (GALLOWAY, 1975).

5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção oriental do Estado da Paraíba, região Nordeste do Brasil (Figura 5.1A). Essa área possui 3107,7 km² e seus limites diagonais abrangem as coordenadas geográficas de 6°43'20" - 7°18'31" de latitude sul e 34°55'56" - 35°21'48" de longitude oeste. O acesso a campo é favorecido a partir de uma densa malha de rodovias pavimentadas, que se estendem sobre os municípios de João Pessoa, Sapé, Mamanguape e Rio Tinto (Figura 5.1B). Os sistemas fluviais principais encontrados na área de estudo ocorrem em sua porção oeste. Estes são dominados pelas bacias do rio Miriri e do curso inferior dos rios Paraíba e Mamanguape, cuja caracterização, permanece, ainda, por ser detalhada na literatura. Todos esses rios têm escoamento para o Oceano Atlântico e encontram-se orientados preferencialmente na direção SW-NE (Figura 5.1B). Tanto o rio Paraíba quanto o Mamanguape apresentam vales amplos, cujas planícies de inundação são muito mais expressivas relativamente a seus cursos atuais, restritos a canais com menos de 100 m de largura em seus baixos cursos, i.e., antes de serem amplificados nas zonas estuarinas (ver Figuras 5.1 e 5.3).

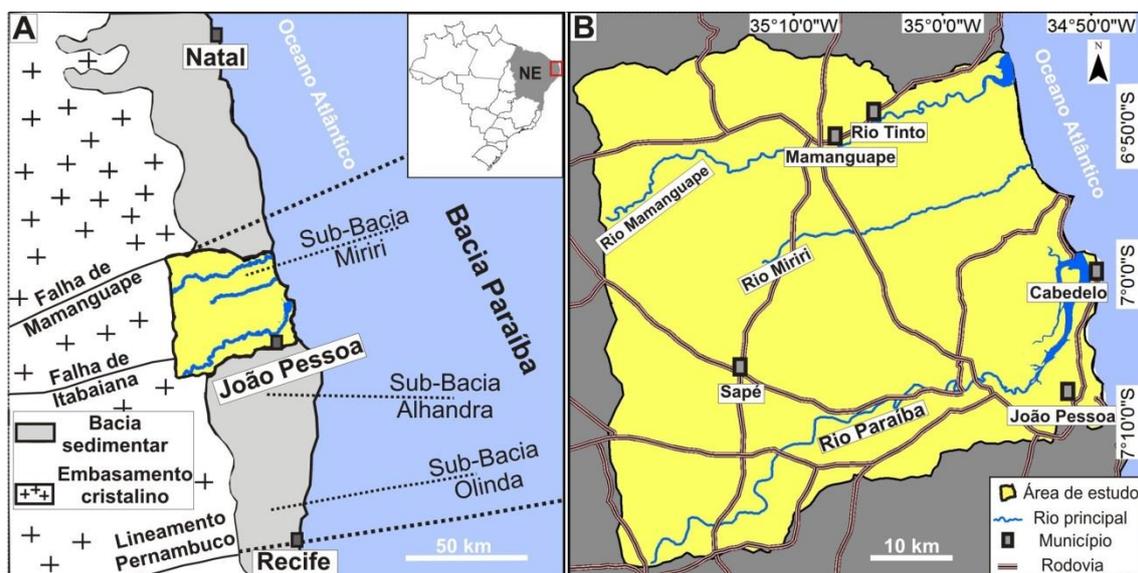


Figura 5.1 – Localização da área de estudo no nordeste brasileiro e seu arcabouço geológico, incluindo estruturas tectônicas principais (A) e localização política da área no Estado da Paraíba, PB (B).
Fonte: adaptado de Barbosa et al. (2003)

As litologias da área de estudo são representadas por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano e rochas sedimentares da Bacia Paraíba. As primeiras envolvem terrenos deformados da província estrutural Borborema, constituída basicamente por complexos de gnaisses e migmatitos (ALMEIDA et al., 2000; BRITO NEVES et al., 2009). Terrenos tectono-estratigráficos de litologias distintas foram reconhecidos sobre este embasamento, denominadas de norte para sul: terreno Rio Grande do Norte, Alto Pajeú e Alto Moxotó (BRITO NEVES et al., 2004). Essas rochas recobrem apenas a região oeste da área deste estudo (Figura 5.2).

A Bacia Paraíba é limitada pela falha de Mamanguape a norte e pelo lineamento Pernambuco a sul. Com base em critérios estratigráficos, essa bacia foi ainda dividida nas Subbacias Miriri, localizada ao norte, Alhandra na parte central e Olinda ao sul (BARBOSA et al., 2003; LIMA FILHO et al., 2006) (Figura 5.1A). As unidades sedimentares que recobrem a área de estudo incluem a Formação Barreiras (BARBOSA et al., 2003) e os Sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI et al., 2007, 2012) (Figura 5.2). Em escala de análise maior, a Formação Barreiras ocorre ao longo de uma extensa faixa da costa brasileira, entre os estados do Rio de Janeiro e Amapá. Na área de estudo, essa unidade geológica ocorre em superfície de forma restrita e é coberta pelos Sedimentos Pós-Barreiras (Figura 5.2). Primeiramente atribuída a ambientes essencialmente continentais dos tipos fluvial entrelaçado, leques aluviais (ARAÚJO et al., 2006; MORAIS et al., 2006), a Formação Barreiras têm sido mais recentemente interpretada como formada em ambientes litorâneos influenciados por correntes de maré (ROSSETTI et al., 1990).

Sobrejacente à Formação Barreiras ocorrem os Sedimentos Pós-Barreiras, estes de idade pleistocênica tardia a holocênica. Os Sedimentos Pós-Barreiras são constituídos por dois intervalos estratigráficos morfologicamente distintos, designados de unidades PB1 e PB2 (ROSSETTI et al., 2007, 2012). Geologicamente, a unidade PB1 inclui arenitos intercalados com argilitos e conglomerados, comumente associados a concreções de laterita. Esta unidade

apresenta natureza deposicional associada a ambiente fluvial e de fluxo de detritos, mas pode apresentar influência marinha (ROSSETTI et al., 2012; GANDINI et al., 2014). De forma discordante a estes depósitos e aos demais subjacentes, ocorre a unidade PB2, constituída por sedimentos arenosos, em geral maciços. Os sedimentos PB1 e PB2 ocorrem com maior representatividade na porção leste da área de estudo. Além destes conjuntos, também são encontrados sedimentos aluviais mais recentes associados aos canais fluviais (Figura 5.2).

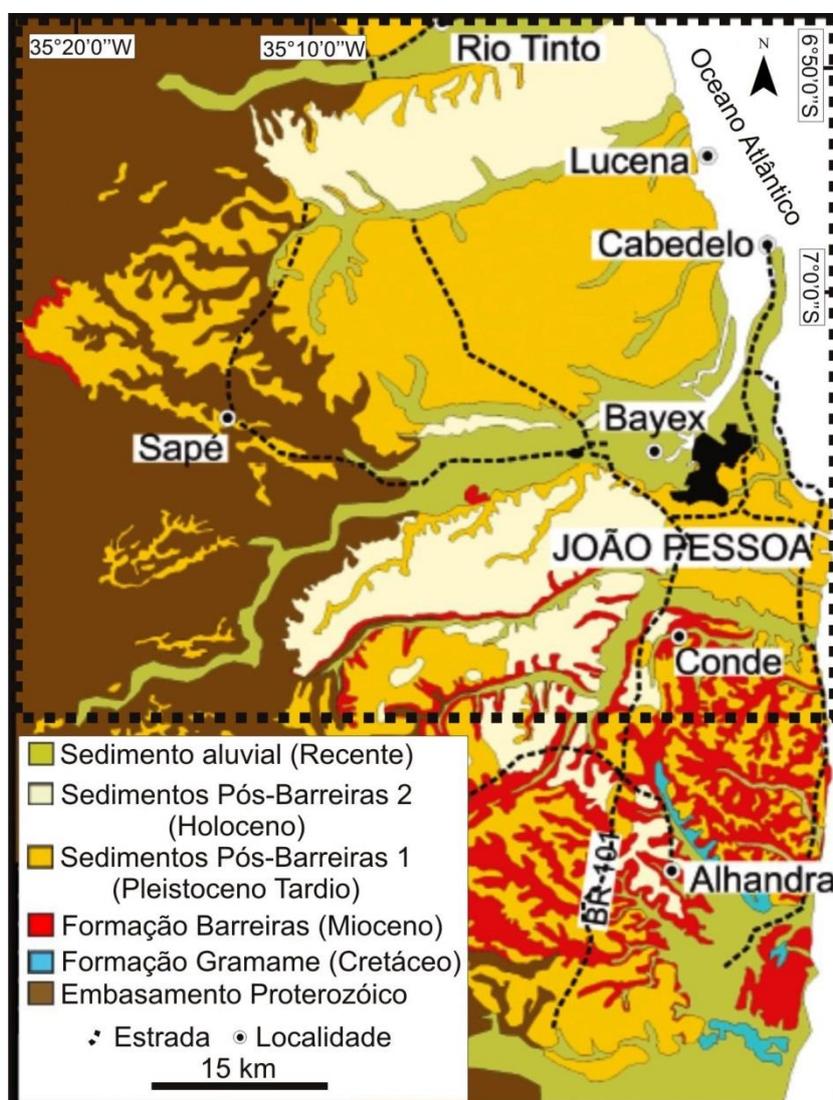


Figura 5.2 - Mapa geológico da porção oriental do Estado da Paraíba. O polígono tracejado em preto localiza a área de estudo.
 Fonte: adaptado de Rossetti et al. (2012)

Os modelos de evolução do relevo da porção oriental da região Nordeste foram atribuídos, por muito tempo, ao clima (KING, 1956, 1967). Porém, mais recentemente tem-se dado maior importância a processos tectônicos como principais influenciadores da morfologia da paisagem dessa região (BEZERRA et al., 2008). As morfologias desenvolvidas sobre o embasamento cristalino, que envolve a porção oeste da área de estudo, são atribuídas ao planalto da Borborema. Enquanto os tabuleiros litorâneos ocorrem sobre o domínio da cobertura sedimentar da Bacia Paraíba na porção leste da área de estudo. Estas morfologias apresentam uma leve inclinação de oeste para leste e revelam alternadamente blocos soerguidos e rebaixados de norte a sul, separados pelos principais sistemas fluviais que cortam esta região perpendicularmente à linha de costa (FURRIER et al., 2006) (Figura 5.3B). O relevo apresenta uma baixa densidade de drenagem, e embora esteja situado sobre as mesmas unidades sedimentares em algumas regiões, revela diferenças estruturais marcantes, principalmente no estabelecimento do padrão de drenagem regional.

A amplitude altimétrica da área de estudo é de até 278 m acima do nível do mar. Os maiores valores de altitude são encontrados na região oeste dessa área e, secundariamente, em sua porção central, enquanto que os menores valores ocorrem na região leste, onde se encontram as regiões mais rebaixadas (Figura 5.3A). Planícies fluviais estão desenvolvidas ao longo dos principais rios da área de estudo e, na porção oriental, ocorrem planícies litorâneas.

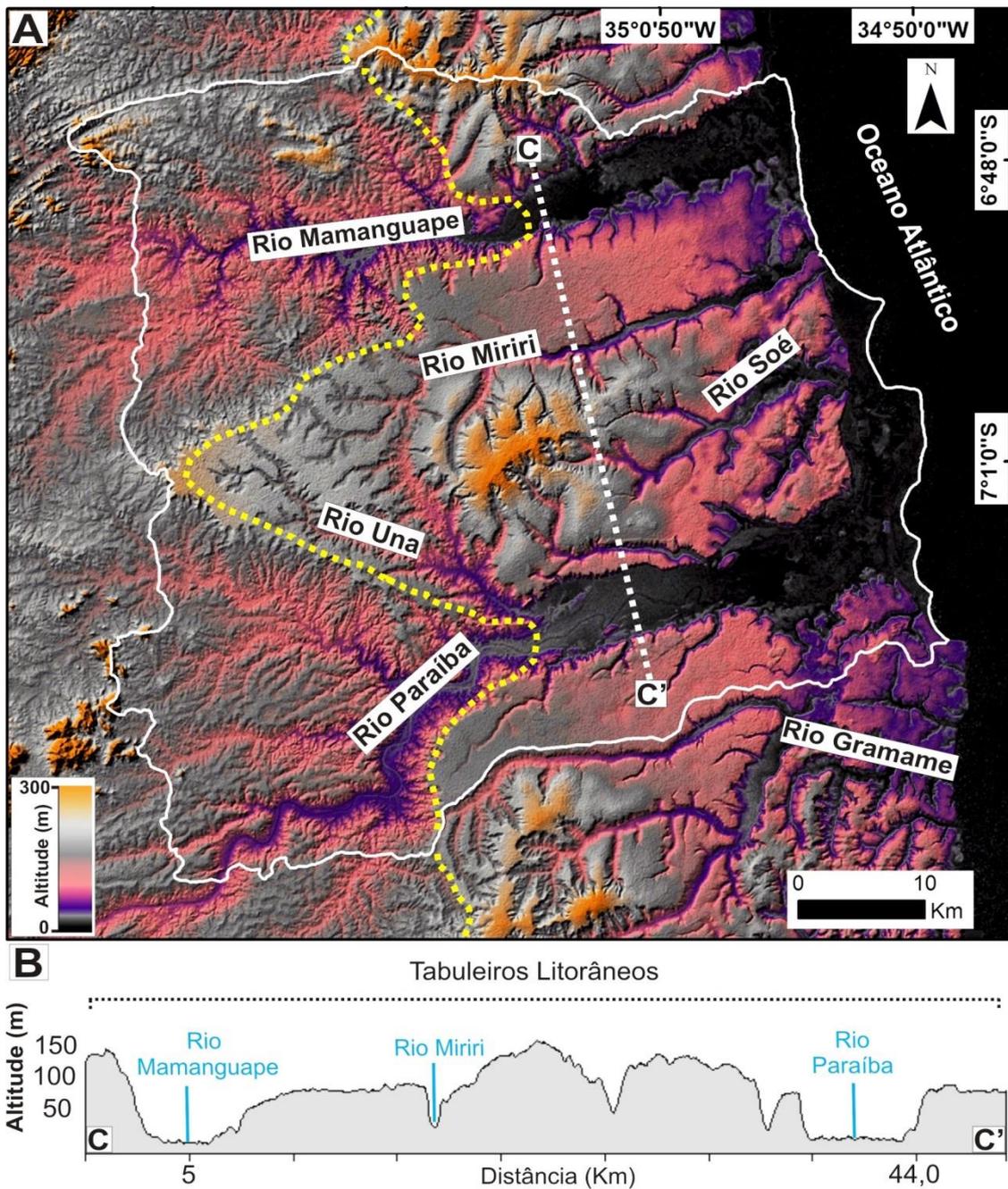


Figura 5.3 – Altimetria da área de estudo a partir de MDE-SRTM refinados do projeto TOPODATA em paleta de cores personalizada e relevo sombreado (A) e perfil topográfico transversal (B). Polígono em branco = limites da área de estudo; linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa foi desenvolvida a partir dos seguintes materiais: (i) dados vetoriais de cartas topográficas da porção oriental do Estado da Paraíba; (ii) MDE-SRTM refinados (i.e., 30 m) e variáveis geomorfométricas do projeto TOPODATA; (iii) imagens SAR do sensor PALSAR; e (iv) informações geológicas disponíveis na literatura (ROSSETTI et al., 2012). A metodologia foi desenvolvida a fim de caracterizar a influência tectônica na área de estudo e subsidiar o reconhecimento de morfologia supostamente atribuída a um paleodelta reconhecido em análise preliminar nos estágios iniciais dessa pesquisa. Todos os dados foram integrados em um banco de dados georreferenciado no sistema de projeção UTM e *datum* WGS84 e executados em Sistema de Informação Geográfica (SIG).

6.1. Materiais

Os dados de drenagem foram obtidos em formato vetorial (acesso em: <http://www.aesa.pb.gov.br/>) a partir de cartas topográficas disponibilizadas pela Diretoria do Serviço Geográfico (DSG) do exército brasileiro, em escala 1:100.000. As cenas utilizadas correspondem às folhas de Cabedelo (SB.25-Y-A-VI), João Pessoa (SB.25-Y-C-III), Sapé (SB.25-Y-C-II) e Guarabira (SB.25-Y-A-V). As bacias hidrográficas correspondentes aos sistemas fluviais principais da área de estudo também foram obtidas em formato vetorial (acesso em: <http://www.aesa.pb.gov.br/>).

O MDE-SRTM e as variáveis geomorfométricas locais curvatura horizontal e orientação de vertentes foram obtidas do banco de dados TOPODATA (acesso em: <http://www.dpi.inpe.br/topodata>). Duas cenas de MDE-SRTM e variáveis geomorfométricas locais, já devidamente georreferenciadas, foram necessárias para o recobrimento da área de estudo (Figura 6.1). A variável geomorfométrica não local atribuída à coerência topográfica foi gerada por filtragem de média em janela móvel de dimensão 7x7 (VALERIANO; ROSSETTI, 2011).

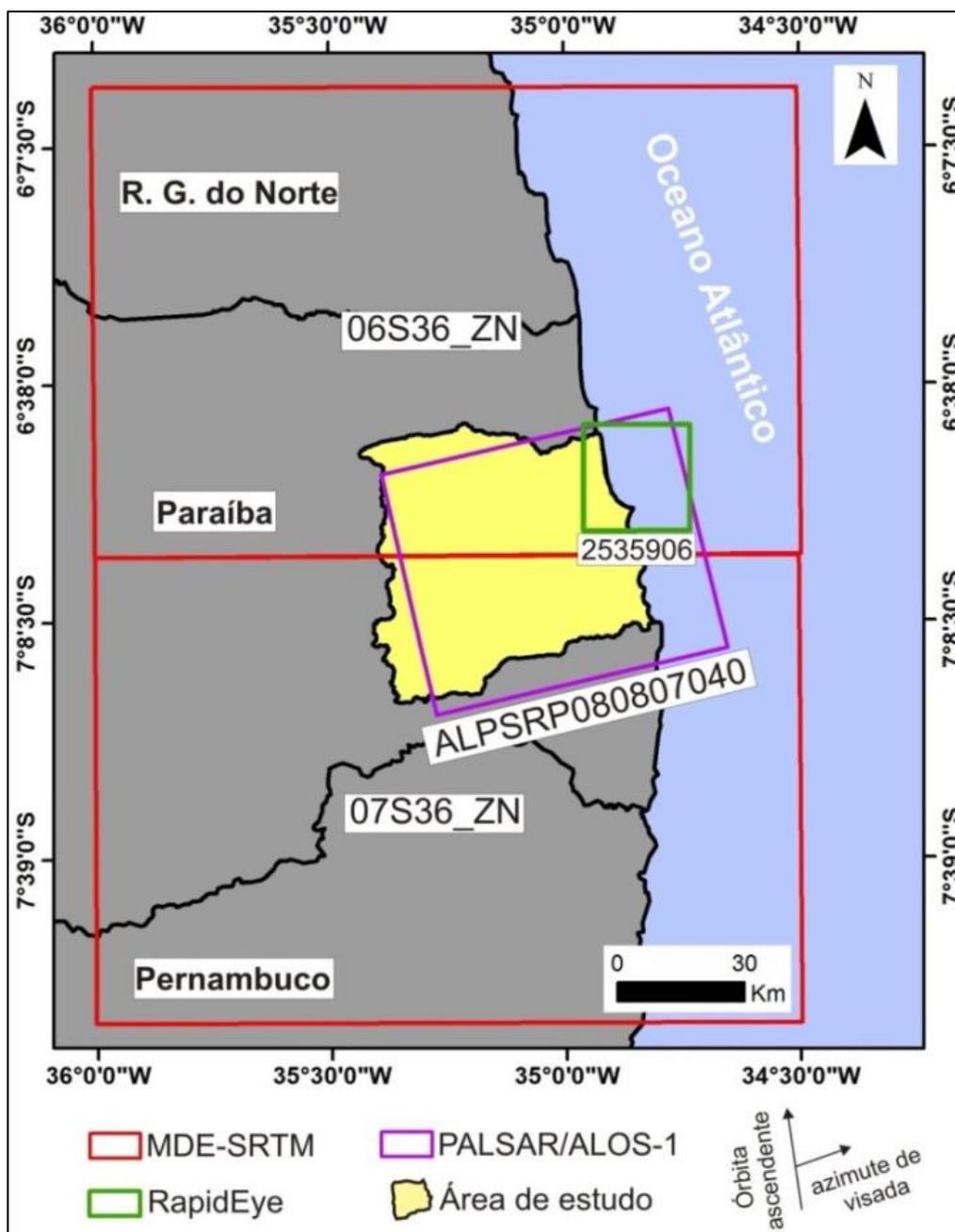


Figura 6.1 – Cenas de produtos do sensoriamento remoto incluindo o MDE-SRTM do projeto TOPODATA, imagem PALSAR/ALOS-1, e imagem do sensor RapidEye utilizados no presente estudo.

A imagem PALSAR utilizada foi extraída do banco de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), onde ela foi disponibilizada com processamento no nível 1.5, no modo de imageamento FBD, em polarizações HH e HV, e com ângulo de incidência médio (i.e., *near-far range*) em 34,3°.

Esse produto foi utilizado por ele apresentar resolução espacial fina, menor tamanho de pixel (12,5 m) e realçar feições do relevo por vezes não passíveis de serem observadas no MDE-SRTM e em imagens ópticas de resolução espacial de 30 m. Apenas uma cena, datada de 01/08/2007, foi necessária para o recobrimento da área desse estudo (Figura 6.1). A escolha dessa data, que corresponde à estação seca, deveu-se à análise de dados pluviométricos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) acumulada de dez dias anteriores à passagem do satélite nessa região, a fim de minimizar os efeitos da umidade sobre a constante dielétrica dos alvos na cena (HENDERSON; LEWIS, 1998). Uma síntese dos detalhes técnicos dessa imagem é apresentada na Tabela 6.1.

Também foi utilizada, de maneira subsidiária, uma cena de imagem óptica do sensor RapidEye (Figura 6.1), de resolução espacial fina (i.e., 5 m) datada de 23/06/2012, proveniente do banco de dados do Ministério do Meio Ambiente (MMA). A imagem, constituída pelas bandas do espectro óptico, foi fonte de referência para validação dos resultados obtidos com as imagens PALSAR. Além disso, também se utilizou, quando necessário, a imagem RapidEye e cenas de imagens ópticas de alta resolução espacial disponíveis no *Google Earth*, a fim de se extrair detalhes das morfologias de interesse.

Tabela 6.1 - Características técnicas da imagem PALSAR utilizada no presente trabalho.

Data:	01/08/2007	Polarização:	HH e HV
Cena:	ALPSRP080807040	Resolução (m) (range x azimuth):	20 x 10
Banda (cm):	L (23,6)	Resolução radiométrica:	16 bits
Órbita:	Ascendente	Tamanho do <i>pixel</i> (m):	12,5
Azimute de visada:	78°	Ângulo de incidência:	34,3°
Modo de imageamento:	FBD	Nível de processamento:	4 looks

6.2. Métodos

Os tópicos que seguem fornecem uma descrição aprofundada dos métodos utilizados na geração do mapa da drenagem e de lineamentos morfoestruturais. Também são apresentados os processamentos utilizados para o cálculo do fator de assimetria de bacias e do fator de simetria topográfica transversal. É descrita, ainda, a metodologia utilizada na caracterização morfológica do sistema deltaico, bem como os métodos empregados na geração do mapa geomorfológico.

6.2.1. Mapa de drenagem

O mapa da rede de drenagem foi gerado a partir da integração de dados vetoriais de cartas topográficas, MDE-SRTM e coerência topográfica. Inicialmente, os dados vetoriais da drenagem foram convertidos para o sistema de referência geográfica do projeto e ajustados manualmente (complementados e corrigidos), quando necessários, por interpretação visual e edição vetorial. Para isso, utilizou-se, como base, o MDE-SRTM e a coerência topográfica. Ambos os processamentos foram realizados com auxílio do aplicativo ArcGIS 10.

Para as duas cenas do MDE-SRTM, foi gerado um mosaico no aplicativo ENVI 4.7. Em seguida, aplicaram-se paletas de cores e operações de relevo sombreado pelo aplicativo ArcGIS 10, a fim de realçar as morfologias do relevo e os canais de drenagem. Isto permitiu melhor visualização dessas feições no terreno e posterior edição vetorial dos canais de drenagem ausentes na base da drenagem original.

A vetorização da drenagem também se baseou no uso da coerência topográfica. A geração da coerência topográfica consiste essencialmente no cálculo da resultante dos vetores de orientação de vertentes em uma determinada área de pixels no MDE (VALERIANO; ROSSETTI, 2011). Isto envolve processos de decomposição da orientação de vertentes em senos e

cossenos, integração dessas componentes por janela móvel (i.e., de média) e cálculo do vetor resultante. Apenas um pré-processamento foi aplicado nesse produto, o que incluiu sua correção geométrica com base em MDE-SRTM, tendo-se obtido um erro quadrático médio inferior a 0,5 pixels. Com a base vetorial da drenagem corrigida, foi possível elaborar os mapas de drenagem e de densidade de drenagem em escala 1:100.000. A partir do mapa de drenagem, foram identificados, por interpretação visual, os padrões e as anomalias de drenagem. Padrões de drenagem foram, ainda, compartimentados por edição vetorial, com auxílio do aplicativo ArcGIS 10.

6.2.2. Mapa de lineamentos morfoestruturais

Com o intuito de reunir o maior número de informações possível para se discutir a influência da tectônica nos elementos da paisagem da área de estudo, procedeu-se com o mapeamento de lineamentos morfoestruturais em relevo positivo e negativo. Para isso, foram utilizadas as variáveis geomorfométricas locais de curvatura horizontal e orientação de vertentes derivadas do MDE-SRTM do TOPODATA. Esses dois produtos já se encontram georreferenciados, sendo que o seu pré-processamento consistiu na geração de um mosaico das cenas no aplicativo ENVI 4.7. No caso da orientação de vertentes, a etapa de pré-processamento consistiu, ainda, na elaboração de paleta circular em níveis de cinza em meio SIG, dada à natureza circular desta variável (VALERIANO, 2007). Isto permitiu melhor visualização dos lineamentos morfoestruturais no terreno.

Os produtos orientação de vertentes e curvatura horizontal foram utilizados de forma complementar para a extração dos lineamentos morfoestruturais presentes em relevo positivo, enquanto, aqueles de relevo negativo foram extraídos integralmente a partir da base vetorial da drenagem corrigida. Em ambos os casos, a vetorização dos lineamentos foi realizada em escala cartográfica fixa (i.e., 1:100.000), com mapeamento apenas dos lineamentos de comprimento maior e/ou igual a 2 cm nessa escala de observação, a partir do

aplicativo ArcGIS 10. Isto permitiu a geração dos mapas de lineamentos morfoestruturais e de densidade de lineamentos em escala cartográfica de 1:100.000.

Dados de lineamentos morfoestruturais foram ainda analisados em diagramas de roseta, relativamente à frequência absoluta (i.e., número absoluto de lineamentos) e comprimento absoluto (i.e., tamanho absoluto de lineamentos) em cada intervalo de 10° azimutal, com auxílio do aplicativo Spring v.5.2.3.

6.2.3. Fator de assimetria de bacias hidrográficas

O fator de assimetria de bacias foi calculado a partir dos dados vetoriais dos canais principais e das bacias hidrográficas. Para a base vetorial de bacias hidrográficas foi necessária a correção vetorial dos interflúvios, tomando-se como referência o MDE-SRTM e a orientação de vertentes. A etapa seguinte incluiu a edição vetorial de conexão do canal principal com a área da margem direita da bacia hidrográfica, a partir do aplicativo ArcGIS 10. Em seguida, foram realizados os cálculos referentes à área total e da margem direita em cada bacia avaliada. Esses dados foram exportados em formato de planilhas, tendo-se obtido valores de assimetria a partir do cálculo da equação do índice (ver item 4.2.5.2.).

6.2.3.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

A abordagem quantitativa da análise morfoestrutural incluiu, ainda, o cálculo de FSTT, que permitiu avaliar detalhadamente, segmentos de drenagem com alta assimetria. O uso desse índice explorou dados de MDE-SRTM de 30 m de resolução espacial com aplicação do FSTT de forma automatizada. Inicialmente, foi aplicada a operação “*burn streams*” no MDE-SRTM a partir do aplicativo ArcGIS 10, com o intuito de aprofundar os vales dos rios com base em imagem binária da drenagem de referência (i.e., ND = 0 e 1). Isto permitiu a extração automática da rede de drenagem, sobretudo, de áreas planas, a partir do aplicativo TecDEM (*Tectonics from Digital Elevation Models*), implementado

em ambiente MATLAB (SHAHZAD; GLOAGUEN, 2011). Subbacias de 3ª e 4ª ordem (STRAHLER, 1957) foram extraídas e utilizadas nessa análise, dada sua distribuição uniforme e, portanto, melhor representatividade na área.

Para cada subbacia analisada, o método de FSTT (COX, 1994) (ver equação no item 4.2.5.2.) foi aplicado ao longo do canal principal, em intervalos regularmente espaçados a cada 500 m, a fim de se obter amostras com representatividade estatística (Figura 6.2). Este procedimento resultou num conjunto de vetores, cujas magnitudes e direções de assimetria foram representadas em diagramas polares. Com o cálculo do vetor resultante, foram obtidos os valores médios e de desvio padrão das amostras, o que permitiu a análise da tendência média de direção de migração lateral dos canais fluviais, bem como inferir sobre as direções de basculamentos das subbacias correspondentes.

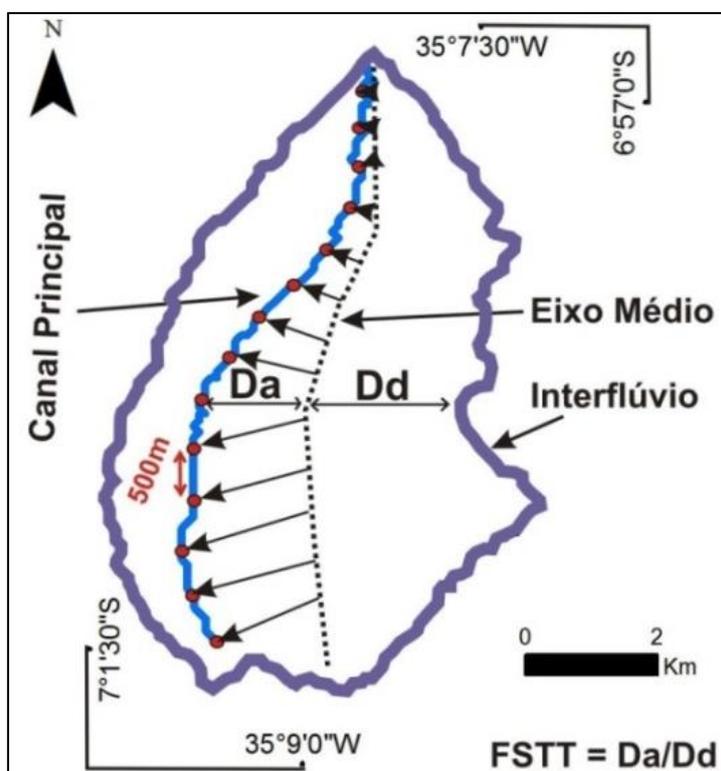


Figura 6.2 – Exemplo de FSTT aplicado em intervalos regularmente espaçados a cada 500 m na subbacia de 3ª ordem do rio Curralinho (D_a = distância da linha do eixo médio da bacia ao canal principal ativo; D_d = distância da linha do eixo médio ao interflúvio da bacia).

6.2.4. Caracterização morfológica e mapa do sistema deltaico

Imagem SAR do sensor PALSAR foi utilizada com o intuito de caracterização morfológica detalhada e de subambientes de um possível paleodelta a norte da desembocadura do rio Paraíba, sugerido na análise preliminar. O pré-processamento da imagem PALSAR, já realizado em trabalho prévio (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012a), incluiu ortorretificação a partir do MDE-SRTM-3”, além de correção geométrica para o sistema de referência de coordenadas planas e *datum* WGS84.

Na presente análise, foram aplicadas inicialmente diversas operações aritméticas entre as polarizações HH e HV (p.e., soma, subtração), com auxílio do aplicativo ENVI 4.7, visando à geração de maior variedade de imagens para a análise da morfologia de interesse. Esses dados foram avaliados qualitativamente a partir das características de brilho, textura e contraste dos alvos. Foi, ainda, realizada análise quantitativa com base em estatística descritiva, com a utilização de um conjunto de 1.000 amostras aleatoriamente distribuídas sobre a feição estudada.

Outra técnica utilizada nas imagens multipolarizadas consistiu no uso de filtragem espacial. Inicialmente, foi aplicado filtro de média, em janela de dimensão 3x3, no aplicativo Spring v.5.2.3, a fim de agrupar melhor os *pixels* representativos de feições curvilineares da imagem. Isto possibilitou, ainda, uma diminuição do ruído *speckle* nesses dados. Em seguida, com o intuito de amplificar o contraste dos alvos, foi utilizada operação de realce de contraste linear, com auxílio do mesmo aplicativo. A imagem resultante dessa operação foi representada por *pixels* com valores de níveis de cinza (ND) inteiros e positivos, variando de 0 a 65.535.

No segundo momento, foi utilizada operação de filtragem passa-alta do tipo direcional nos produtos processados previamente. Isto porque feições curvilineares atribuídas a cordões litorâneos presentes em grande parte da morfologia em estudo, apresentam contrastes bem definidos com as áreas

adjacentes e, portanto, são concordantes com as informações de contornos das imagens (i.e., alta frequência). Para tanto, testaram-se dois filtros direcionais nas orientações NE e NW, com pesos distribuídos assimetricamente em torno de janela móvel de dimensão 3x3 (Figura 6.3A). Esses foram aplicados exclusivamente no aplicativo Spring v.5.2.3.

A fim de combinar as informações de detalhe dos alvos da imagem processada previamente com as provenientes da imagem submetida à filtragem de média, esses dois produtos foram somados. O resultado dessa adição foi comparado com os seguintes produtos: imagem PALSAR original não somada, submetida apenas à operação de filtro adaptativo (i.e., Lee, 3x3); imagem somada submetida à operação de contraste negativo; e imagem óptica do sensor RapidEye, com intuito de validação do produto somado. A síntese das operações de filtragem espacial utilizadas em cada imagem até a geração do produto final é ilustrada na Figura 6.3B.

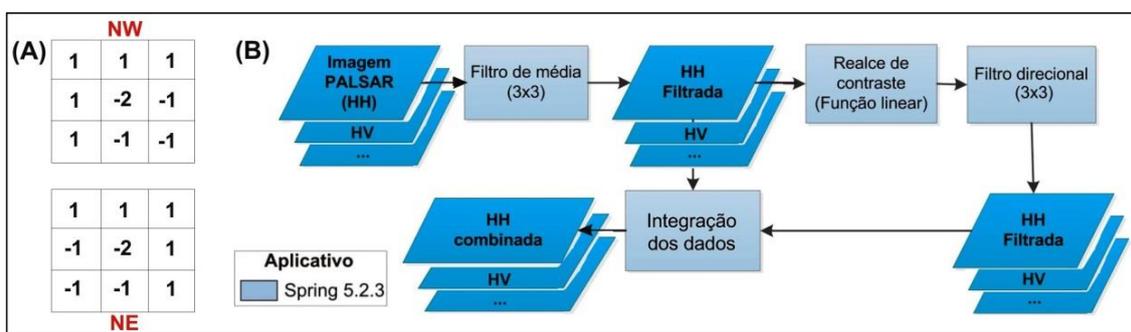


Figura 6.3 – (A) Filtros direcionais de orientação NW e NE utilizados no presente estudo. (B) Síntese das operações de filtragem espacial aplicadas às imagens PALSAR originais e subprodutos, visando o realce de detalhes de subambientes de paleodelta do rio Paraíba.

Com base nos produtos de radar processados previamente, foi elaborado o mapa geomorfológico da feição em estudo. Das classes mapeadas, aquelas mais representativas dessa feição incluíram: cordão litorâneo, superfície de reativação, paleolinha de costa, água, laguna e ilha barreira. Todas as classes foram extraídas vetorialmente com auxílio do aplicativo ArcGIS 10, com base integralmente no método de interpretação visual, utilizando-se características

dos alvos, como cor, textura e brilho (JENSEN, 2009). Embora grande parte dessas classes tenha sido mapeada com base nos produtos de radar, é importante destacar que, para as classes de cordão litorâneo e laguna, foi utilizada também, imagens ópticas de alta resolução espacial, derivadas do sensor RapidEye, bem como, aquelas disponíveis no *Google Earth*.

6.3. Trabalho de campo

Além das informações extraídas dos produtos de sensoriamento remoto, também foram utilizadas as obtidas por meio de registros feitos em trabalhos de campo realizado entre o período de 8 a 13 de março de 2014. Essas incluíram observações e registros fotográficos das feições do relevo visando validar interpretações das estruturas sugeridas nos produtos de sensoriamento remoto. Também foram coletadas amostras para datações por radiocarbono e luminescência opticamente estimulada (LOE), a fim de se estabelecer a idade dos sedimentos da planície dos rios Mamanguape e Paraíba e dos depósitos correspondentes ao paleodelta. Sete amostras de litologias argilosas foram coletadas para a datação pela técnica de radiocarbono, com profundidades de até 4,75 m, que se referem à planície dos rios Paraíba e Mamanguape (pontos vermelhos na Figura 6.4). Essas datações foram realizadas no *Beta Laboratory Ltd*, em Miami, Florida. O único processamento aplicado a esses dados consistiu na calibração das idades convencionais para o calendário atual, a partir do aplicativo Calib v. 7.1.

Para a datação por LOE, foram coletadas 10 amostras de sedimentos arenosos, porém, apenas nove delas foram passíveis de datação por essa técnica. Desse total, oito amostras são representativas de sedimentos costeiros distribuídos sobre o paleodelta, enquanto uma amostra corresponde à planície do rio Mamanguape (pontos amarelos na Figura 6.4). A escolha das amostras de interesse em campo foi feita com base na análise prévia de produtos orbitais.

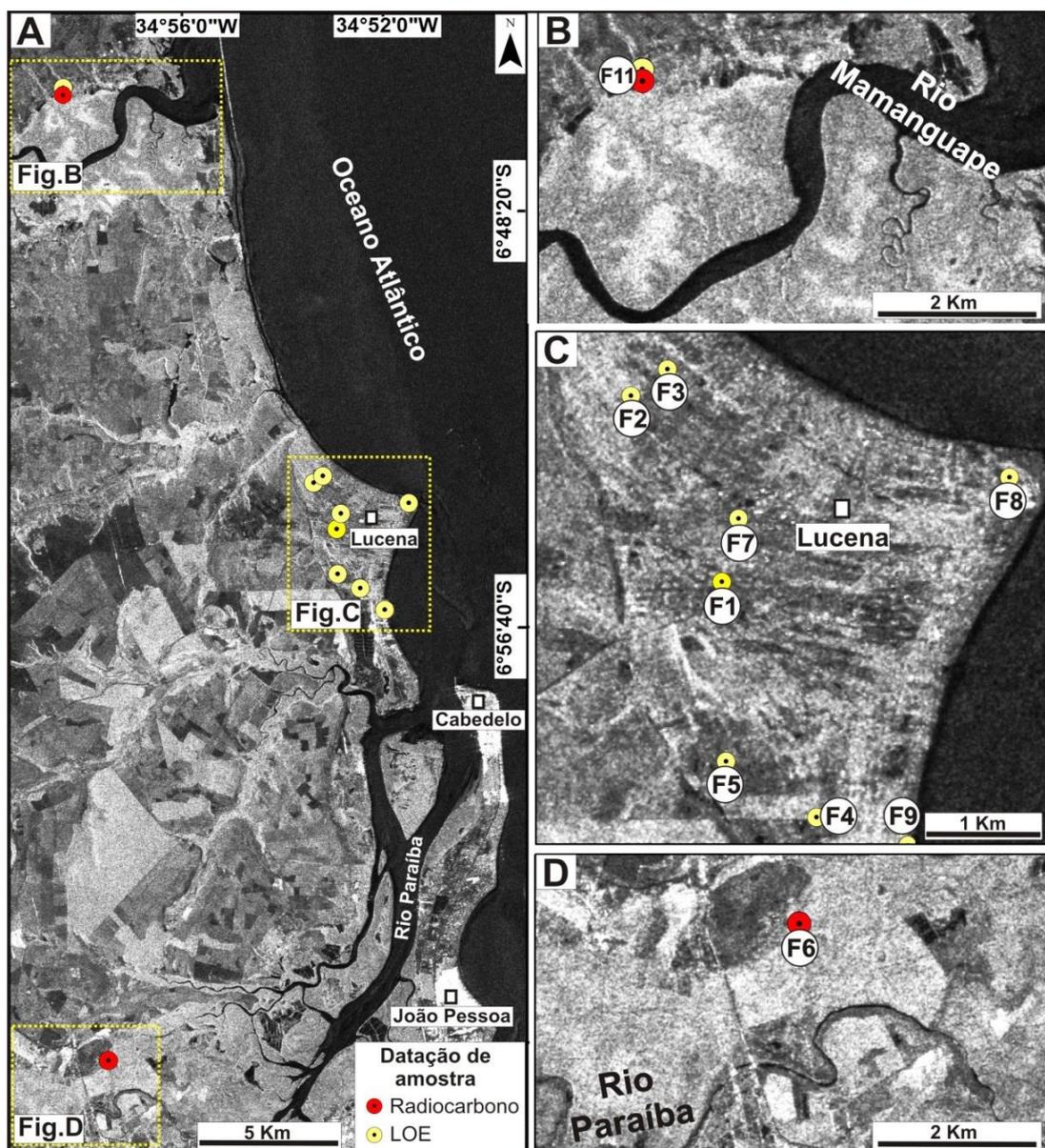


Figura 6.4 – (A) Localização das amostras de sedimentos coletados na área de estudo e submetidas a datações por radiocarbono (pontos vermelhos) e luminescência (pontos amarelos). (B-D) Detalhe de imagem PALSAR de polarização HH com localização das amostras em região de planície aluvial dos rios Mamanguape (B), Paraíba (D) e em subambientes do paleodelta (C).

6.3.1. Datação de sedimentos por LOE

As amostras de sedimentos arenosos submetidas à técnica de LOE foram testemunhadas em trincheiras abertas sobre os cordões litorâneos e ilha barreira com auxílio de tubos plásticos do tipo PVC opacos para proteção

contra a radiação solar. Em todos os casos, a amostragem foi realizada em até 1 m de profundidade, exceto, a amostra de planície que foi coletada a 2,70 m por gradagem manual. Todas as amostras foram devidamente processadas pelo autor dessa dissertação durante o período de junho a julho de 2014. As análises foram realizadas no laboratório de espectrometria gama e luminescência do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP). A idade absoluta de cada amostra foi calculada de acordo com a seguinte Equação 6.1:

$$\text{Idade (Ka): Dose equivalente (Gy}^2\text{)/ Taxa de dose (Gy/ka)} \quad (6.1)$$

Onde: Dose equivalente corresponde à dose natural da amostra; e Taxa de dose corresponde à energia proveniente de elementos radioativos da série do Th^{232} , U^{238} e K^{40} e da radiação cósmica ambiental. No geral, para o cálculo da taxa de dose realizaram-se, inicialmente, leituras de concentração dos espectros de elementos radioativos presentes na amostra a partir de leitor de espectrometria gama. Os valores desses elementos foram estimados com base na análise de curvas de espectros conhecidos, cálculo da integral dessas curvas e informações de umidade de cada amostra. A energia proveniente da radiação cósmica ambiental foi estimada a partir de informações da amostra em campo, tais como localização, profundidade, altitude e densidade, com auxílio do aplicativo *Kosmische*.

Por outro lado, o cálculo da dose equivalente de cada amostra incluiu número maior de processamentos. Inicialmente, foram realizadas três etapas de pré-tratamento: (i) descarte da borda da amostra e separação da fração de areia média (180-250 μm); (ii) ataque químico com o uso de H_2O_2 , HCl e HF , a fim de eliminar teor de matéria orgânica, carbonatos e feldspatos; e (iii) uso de

² 1 Gray equivale a 1 joule/kg

solução de metatungstato de lítio, a fim de separar não somente os grãos de quartzo dos minerais pesados, mas também, possíveis resíduos de feldspatos.

No segundo momento, foram realizados testes iniciais (i.e., *dose test*, *bleaching* e *recovery test*) que visam a estimativa preliminar da magnitude do sinal de luminescência, bem como, a avaliação da qualidade dos grãos de quartzo em cada amostra. Isto permitiu a construção adequada das leituras de datação, com valores de dose crescentes e conhecidas, que foram aplicadas para um conjunto de 24 alíquotas representativas de cada amostra, a partir do leitor RISO *TL/OSL Reader Model DA-20*. Em todos os casos, utilizaram-se as etapas estabelecidas no protocolo *Single-Aliquot Regenerative-Dose (SAR)* (MURRAY; WINTLE, 2000; WINTLE; MURRAY, 2006).

Com os resultados das leituras de luminescência em cada alíquota, foi realizado o cálculo da razão da integral da curva de luminescência do 1s de leitura do aparelho com os 10s finais (i.e., *background* da curva), a partir do aplicativo *Analyst*. Porém, devido ao baixo sinal de luminescência de todas as amostras coletadas sobre o paleodelta, esses parâmetros foram devidamente ajustados para os valores de 0,5 e 10s iniciais de *background*. Os dados resultantes foram plotados em gráficos de regressão simples ajustados à função exponencial (i.e., curva dose-resposta), aos quais foi possível estimar os valores de dose equivalente para cada alíquota. Assim, o valor de dose equivalente representativo de cada amostra resulta do valor médio das alíquotas que apresentaram erros de reciclagem e recuperação inferiores a 10%. Exceção foi à amostra F8, para a qual se utilizou de limiares inferiores a 15%. A amostra F9 não apresentou erros aceitáveis estatisticamente. Por fim, o valor de dose equivalente média foi ajustado com base em modelo de idade central (*Central Age Model*), dada à distribuição relativamente gaussiana e simétrica das alíquotas.

6.3.2. Poços

A fim de validar as estruturas sugeridas de *grabens* nas porções terminais dos rios Paraíba e Mamanguape, foi realizada uma correlação estratigráfica regional, a partir da interpretação de sete perfis de poços dessa área (Figura 6.5). Quatro desses dados se referem ao acervo obtido pela empresa Hidrotec – Poços Artesianos, enquanto, três perfis de poços derivam dos projetos do Serviço Geológico do Brasil - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (CPRM, 2001). Para efeitos descritivos, as informações geológicas contidas nesses dados foram agrupadas em quatro unidades geológicas de interesse (i.e., sedimentos aluviais; Pós-Barreiras/Formação Barreiras; Formações Gramame/Maria Farinha e embasamento cristalino).

Além de dados de poços, também foram utilizadas informações de dois testemunhos rasos (i.e., até 5,20 m) obtidos por tradagem manual em depósitos aluvionares das planícies dos rios Mamanguape e Paraíba; e de descrições geológicas feitas em campanhas de campo realizadas previamente nessa área. Todos esses dados tiveram suas coordenadas plotadas em SIG, com auxílio do aplicativo ArcGIS 10. De acordo com a disposição desses dados no terreno, foi possível a elaboração de dois transectos (ver linhas azul e branca na Figura 6.5). Esses transectos foram combinados com perfis topográficos extraídos do MDE-SRTM e manipulados em aplicativo de edição gráfica.

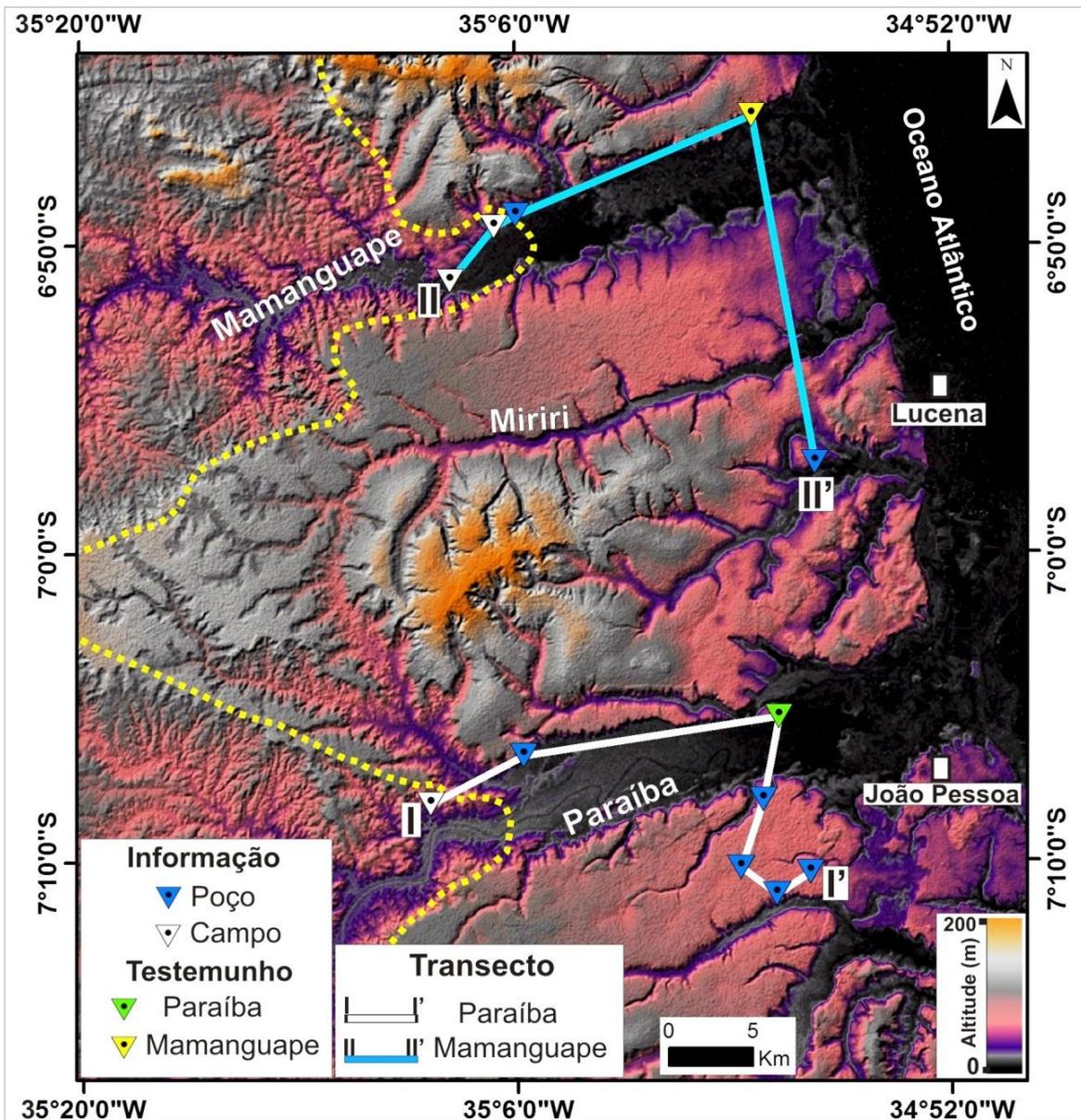


Figura 6.5 – MDE-SRTM em paleta de cores personalizada que ilustra a localização dos poços (triângulos azuis) e dos pontos de campo (triângulos brancos) utilizados nessa pesquisa, incluindo os testemunhos dos rios Paraíba (triângulo verde) e Mamanguape (triângulo amarelo). Linhas azul e branca = transectos representativos das correlações estratigráficas realizadas ao longo desses vales; linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste.

7. RESULTADOS

No presente capítulo são apresentados, inicialmente, os resultados referentes à análise da metodologia de confecção do mapa da rede de drenagem da área de estudo a partir de produtos do sensoriamento remoto. Estes são seguidos pelos resultados da análise do mapa relativo aos seguintes itens: bacias hidrográficas, caracterização da rede de drenagem; padrões e anomalias de drenagem; e lineamentos morfoestruturais. Este capítulo contém, ainda, os resultados do cálculo do fator de assimetria de bacias e do fator de simetria topográfica transversal das subbacias hidrográficas analisadas, bem como a caracterização das seções geológicas em subsuperfície e cronologia dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape.

7.1. Análise da metodologia de confecção do mapa da rede de drenagem

O mapa da rede de drenagem foi gerado com o intuito de caracterizar as propriedades qualitativas e quantitativas da drenagem. Estas se constituíram em elementos importantes para analisar a influência da neotectônica na paisagem atual. Investigação preliminar dos dados vetoriais de drenagem proveniente de cartas topográficas em escala 1:100.000 (Figura 7.1A) revelou a necessidade de sua complementação. Isto se deveu pela presença de áreas inexplicavelmente sem registro de drenagem, bem como de drenagens desconectadas (Figura 7.1A). A correção da rede de drenagem por interpretação visual, integrando cartas topográficas com o MDE-SRTM e a coerência topográfica, resultou na elaboração de um mapa de drenagem significativamente melhorado. Este contém maior detalhe de canais de drenagem comparativamente ao mapa proveniente somente de cartas topográficas (Figura 7.1A-B). Além disso, um número maior de segmentos de drenagem de ordens hierárquicas inferiores (i.e. pequenos tributários) foi registrado no mapa final (Figura 7.1B).

A coerência topográfica foi submetida a uma comparação visual com o MDE-SRTM, a fim de avaliar o potencial desse produto, sobretudo na extração de

segmentos de drenagem. Isto foi feito uma vez que inexistem estudos mostrando a aplicação deste produto para este fim, como já mencionado no capítulo 4 (ver item 4.1.1). A edição vetorial da drenagem aplicando coerência topográfica revelou maior eficiência no detalhamento de canais fluviais relativamente ao MDE-SRTM de resolução espacial refinada (Figura 7.2A-B).

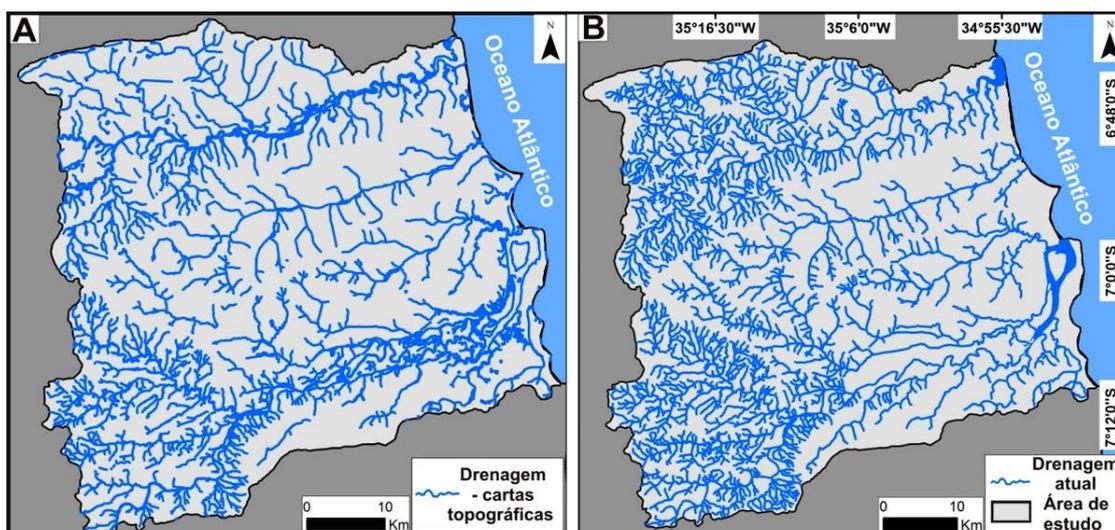


Figura 7.1 – (A) Mapa da rede de drenagem proveniente de dados vetoriais de cartas topográficas em escala 1:100.000. (B) Mapa final da rede de drenagem editado a partir da integração de MDE-SRTM de resolução espacial de 30 m com o produto de coerência topográfica.

Em geral, canais de drenagem foram salientados em áreas contendo pixels de valores de coerência topográfica menores, i.e., tendendo a zero (Figuras 7.2 e 7.3). Exceção são áreas onde o agrupamento desses pixels realçou blocos topograficamente rebaixados, i.e., próximos aos cursos inferiores dos rios Mamanguape e Paraíba (ver setas amarelas na Figura 7.2B), bem como, em blocos elevados e levemente inclinados para NE (setas vermelhas da Figura 7.2B). Adicionalmente, vertentes no entorno dos canais de drenagem foram salientadas em áreas com pixels de valores de coerência topográfica maiores, i.e., que tendem a 1 (setas brancas na Figura 7.2B). O potencial da coerência topográfica no realce de canais de drenagem foi avaliado analisando-se duas regiões geologicamente distintas, correspondentes à cobertura sedimentar e ao embasamento cristalino (Figura 7.3).

Assim, em áreas de cobertura sedimentar onde a distribuição da rede de drenagem é mais esparsa relativamente ao embasamento cristalino, a coerência topográfica foi eficiente no realce dos canais de drenagem apresentando boa concordância com as feições de drenagens identificadas no MDE-SRTM (Figura 7.3A-B). Porém, os canais tiveram seus entornos amplificados na coerência topográfica, o que favoreceu traçado mais preciso, sobretudo no caso de pequenos tributários (setas vermelhas na Figura 7.3B).

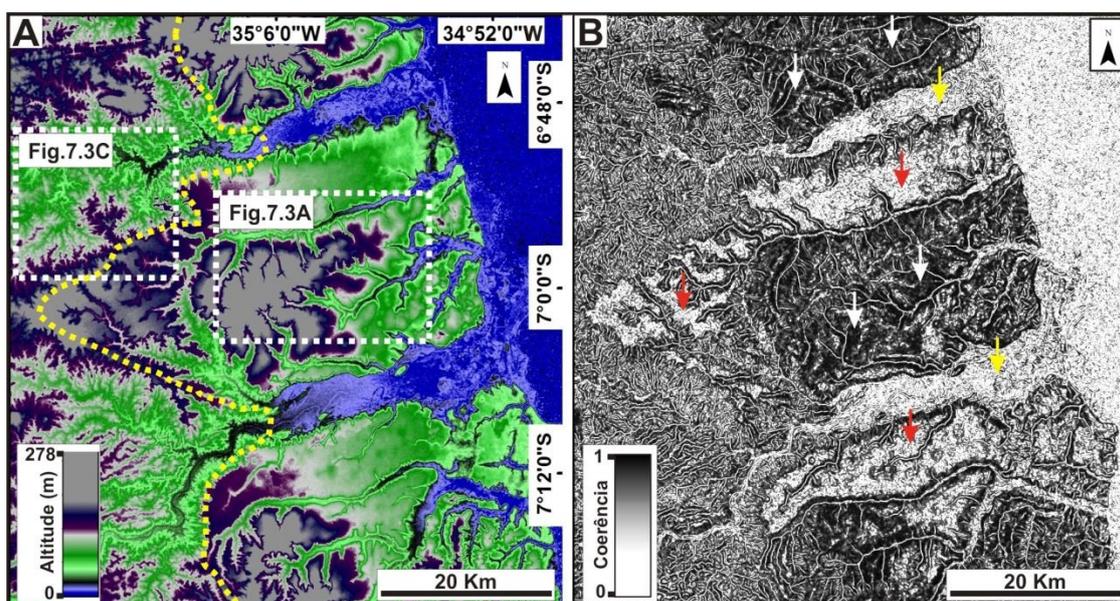


Figura 7.2 – Comparação entre MDE-SRTM e coerência topográfica na extração da rede de drenagem. (A) Visualização da rede de drenagem no MDE-SRTM de resolução espacial de 30 m (linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e cobertura sedimentar a leste). (B) Realce da rede de drenagem no produto de coerência topográfica com janela móvel de dimensão 7x7 (setas amarelas = blocos topograficamente rebaixados no terreno; setas vermelhas = blocos elevados com leve inclinação para NE; setas brancas = vertentes no entorno dos canais fluviais).

Por outro lado, na área do embasamento cristalino verificou-se correspondência dos canais de drenagem comparando-se o MDE-SRTM com a coerência topográfica (Figura 7.3C-D). Esse registro foi relativamente mais complexo no produto de coerência topográfica (Figura 7.3D), onde houve contraste reduzido dos alvos. A presença constante de pixels de valores altos e baixos neste produto gerou incertezas, principalmente no mapeamento de

pequenos tributários (Figura 7.3D). Porém, canais de drenagem de ordens hierárquicas superiores (i.e., grandes tributários) foram realçados mais precisamente no produto de coerência topográfica relativamente ao MDE-SRTM (setas azuis na Figura 7.3D).

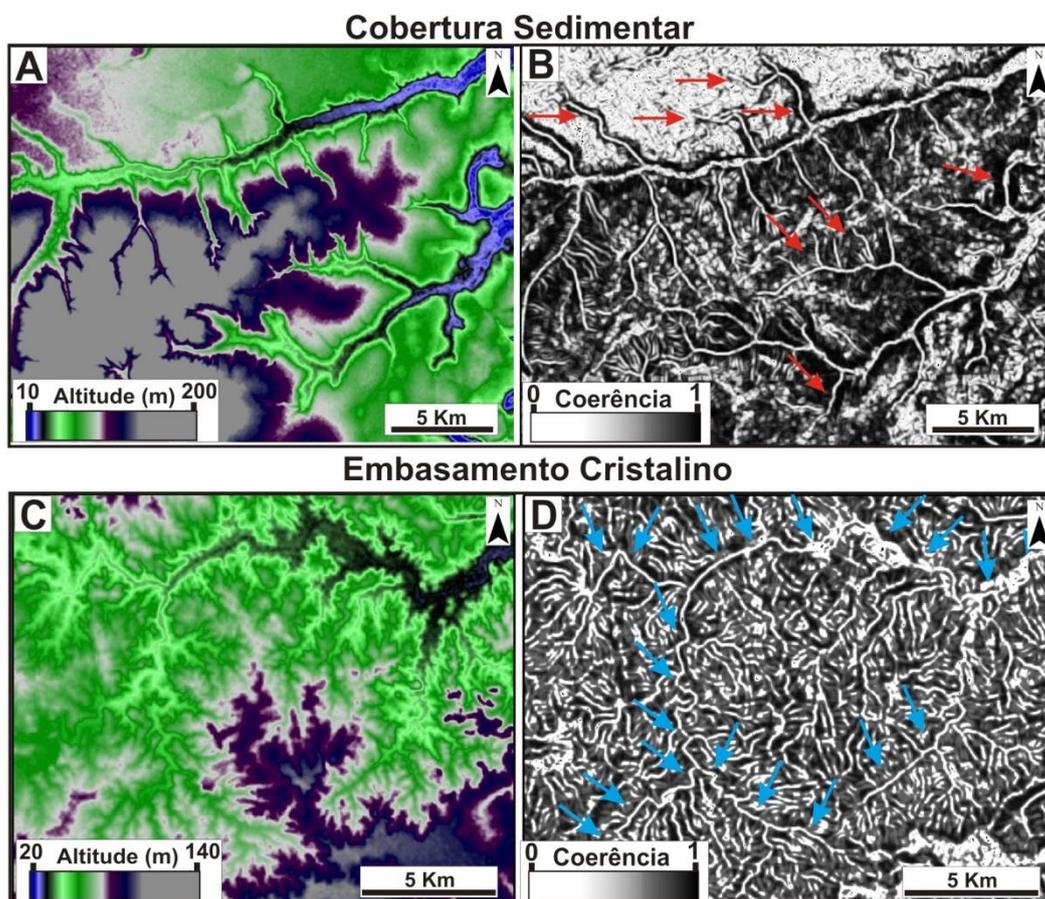


Figura 7.3 – Comparação de produtos do sensoriamento remoto no realce da rede de drenagem em áreas com predomínio de cobertura sedimentar e embasamento cristalino (ver localização na Figura 7.2A). (A-B) Área de cobertura sedimentar no MDE-30 m (A) e no produto coerência topográfica em paletas de tons de cinza (B). Notar que até mesmo tributários menores (setas vermelhas em B) foram salientados no produto de coerência. (C-D) Área de embasamento cristalino no MDE-30 m (C) e na coerência topográfica em paletas de tons de cinza (D). Notar que grandes tributários (setas azuis em D) foram realçados na coerência topográfica.

De forma absoluta, a coerência topográfica e o MDE-SRTM também foram avaliados em relação ao número de vetores extraídos (Figura 7.4A-D). No geral, em áreas de cobertura sedimentar, observou-se que, tanto a coerência

topográfica, quanto o MDE-SRTM apresentaram uma pequena diferença em relação ao número de canais extraídos no terreno (i.e., 17 canais) (Figura 7.4A-B). Em contrapartida, essa diferença foi amplificada em áreas de domínio do embasamento cristalino, onde o produto de coerência topográfica registrou um total de 47 vetores extraídos a mais do que no MDE-SRTM (Figura 7.4C-D).

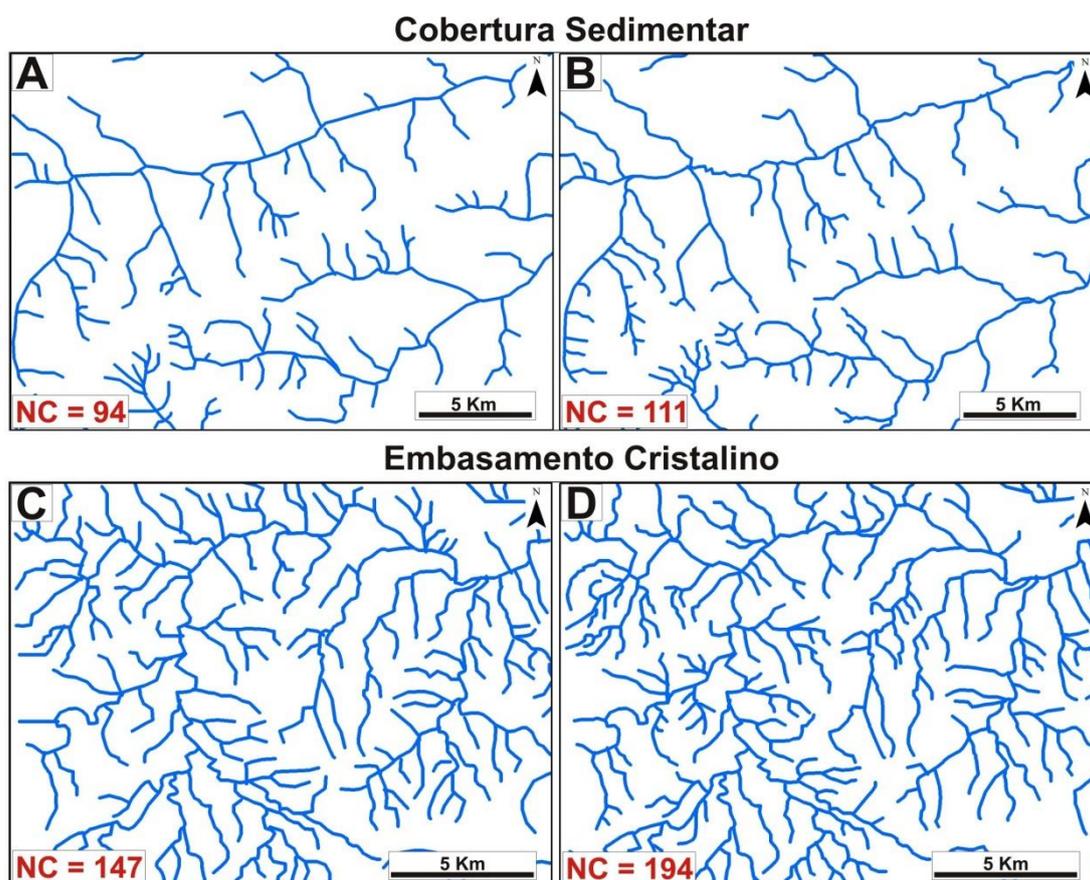


Figura 7.4 – Comparação de produtos do sensoriamento remoto na extração de canais de drenagem em áreas de predomínio de cobertura sedimentar e embasamento cristalino. Área de cobertura sedimentar no MDE-30 m (A) e na coerência topográfica (B). (C-D) Área de embasamento cristalino no MDE-30 m (C) e coerência topográfica (D). NC = Número de canais extraídos.

7.2. Descrição das bacias hidrográficas

A área de estudo é constituída por três bacias hidrográficas principais, que incluem bacias dos baixos cursos dos rios Paraíba e Mamanguape, além da bacia do rio Miriri (Figura 7.5).

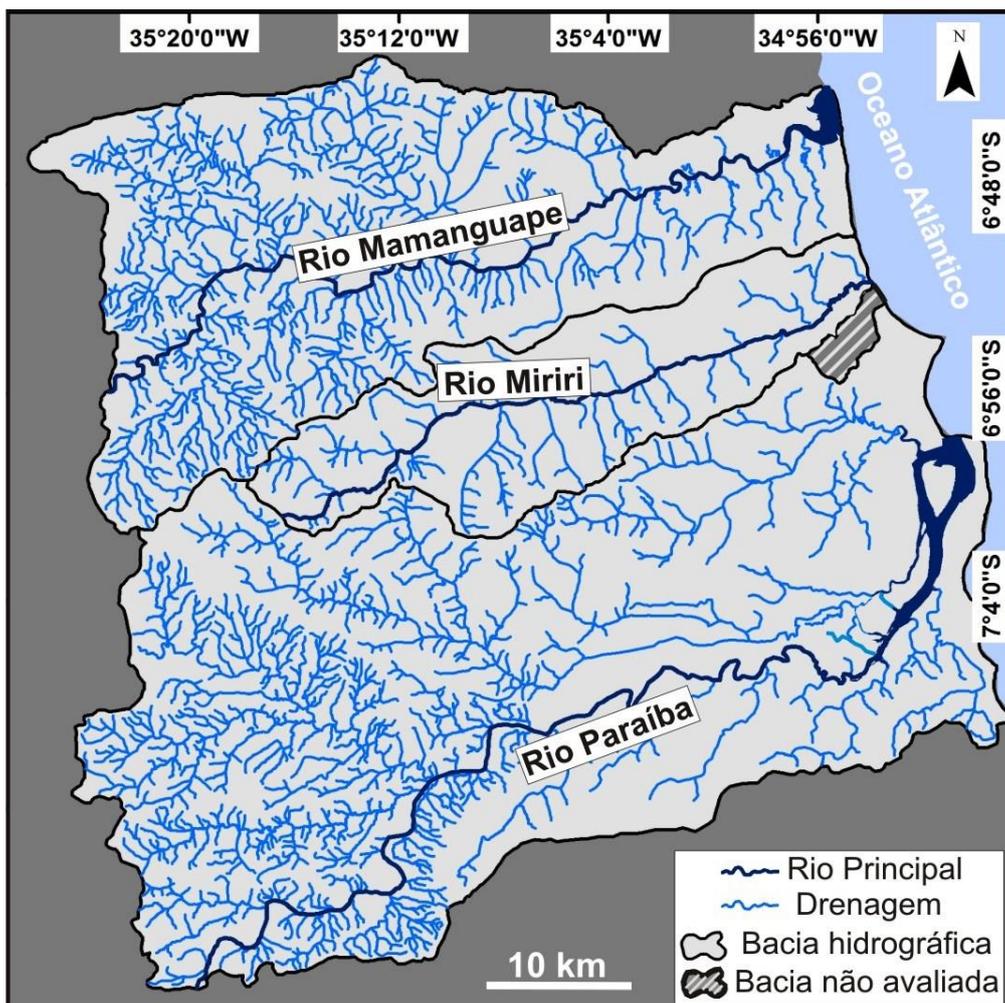


Figura 7.5 – Bacias hidrográficas principais correspondentes aos sistemas fluviais da área de estudo.

7.2.1. Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba

A bacia do baixo curso do rio Paraíba possui área de 1.753 km², o que representa mais da metade do total da área de estudo (55 %). Ao longo dessa área, o rio Paraíba se estende por cerca de 75 km de extensão, fluindo de SW para NE e com forte inflexão para norte próximo à sua desembocadura. Neste caso, ocorre alargamento do rio, que chega a atingir até 4,3 km de largura. Dos principais afluentes da margem direita do rio Paraíba destacam-se os rios, Jaguaribe, Sanhauá e Sal Amargo. Na margem esquerda ocorrem os rios Soé, Tapira, Engenho Novo, Una, Açai, Gurinhem, Timbaúba e Santana (Figura 7.6). Na porção oeste da bacia predominam litologias do embasamento cristalino,

além de pequenas áreas da Formação Barreiras, que ocorre de forma restrita nesta região e na porção central da bacia. Já em sua porção leste, há predomínio dos Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2, bem como, de extensa área de sedimentos aluviais de idade mais recente que recobrem a planície do rio Paraíba.

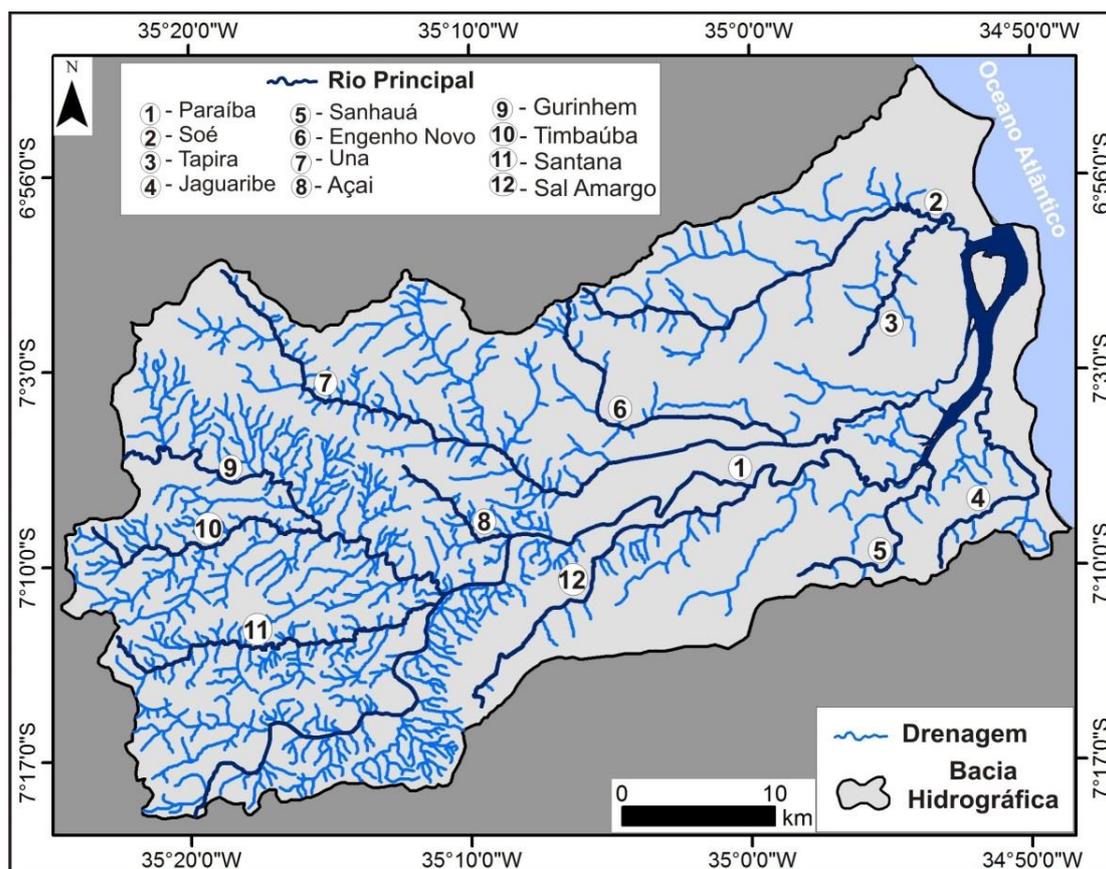


Figura 7.6 - Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba.

7.2.2. Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Mamanguape

A bacia hidrográfica do baixo curso do rio Mamanguape possui área de 1.008 km², o que equivale a 31 % do total da área de estudo. Dentre os principais afluentes da margem esquerda desse rio estão os rios Seco, Mata-Fome, Leite-Mirim, Itapororoca, Guandu e Araçaji, enquanto que em sua margem direita desaguam os rios Cascata e Cuité (Figura 7.7). Os rios da porção oeste da bacia percorrem áreas com domínio de litologias do embasamento cristalino.

Entretanto, existem pequenas áreas com depósitos da Formação Barreiras no extremo sudoeste desta área. Já os rios da porção leste da bacia percorrem áreas de domínio das unidades Pós-Barreiras 1 e 2, bem como de sedimentos aluviais que recobrem a planície do rio Mamanguape.

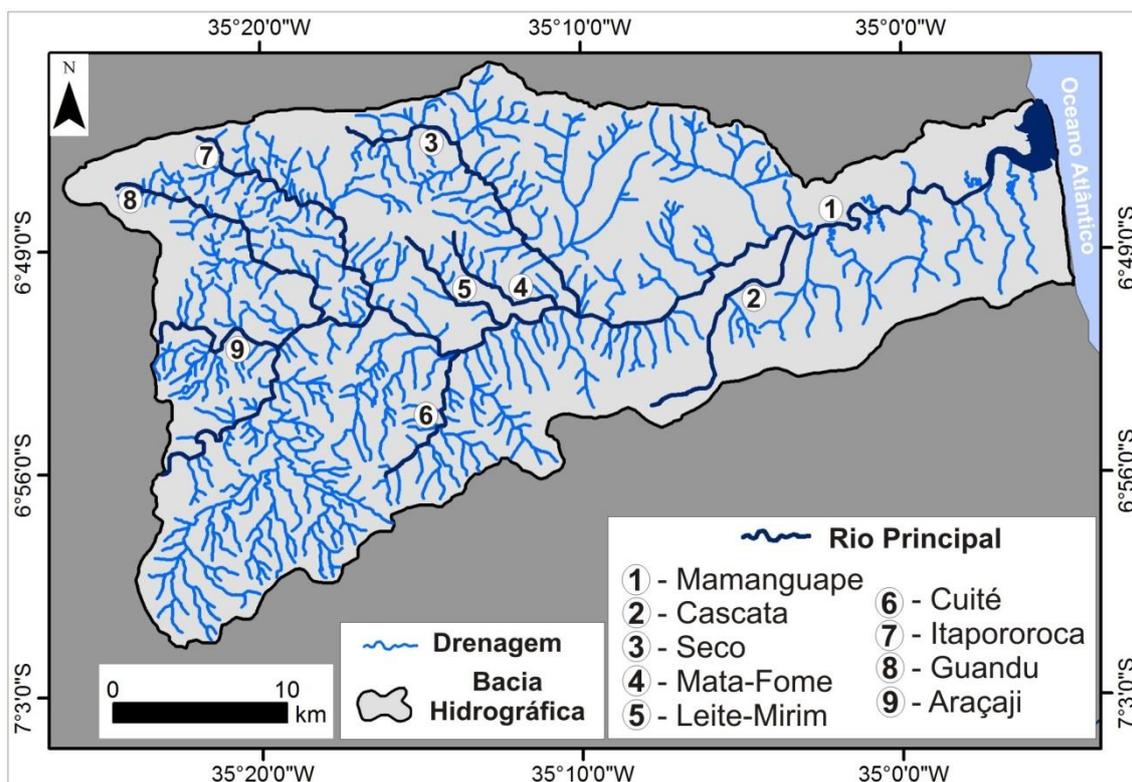


Figura 7.7 - Bacia hidrográfica do baixo curso do rio Mamanguape.

7.2.3. Bacia hidrográfica do rio Miriri

Com uma área de 401 km², a bacia hidrográfica do rio Miriri representa somente 14 % do total da área de estudo. Este rio é bem menos extenso que os rios Paraíba e Mamanguape, apresentando apenas 51 km de extensão (Figura 7.8). O rio Miriri também difere dos demais por escoar principalmente sobre depósitos correspondentes aos Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2 (região central e nordeste), enquanto litologias do embasamento cristalino ocorrem somente em pequenas áreas do extremo sudoeste desta bacia. Também ocorrem pequenas áreas de sedimentos aluviais associadas à região de planície do rio Miriri.

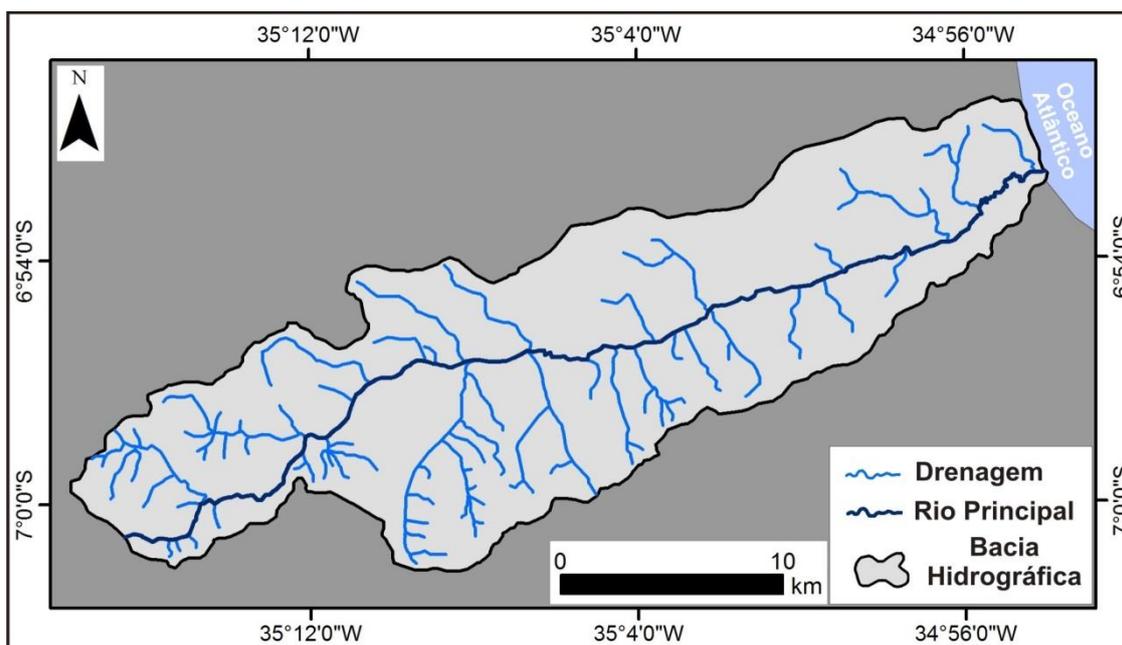


Figura 7.8 - Bacia hidrográfica do rio Miriri.

7.3. Caracterização da rede de drenagem

Dentre as características de drenagem, as seguintes foram incluídas na presente análise, dado o atendimento dos objetivos desta pesquisa, que é a análise de controle estrutural na paisagem: sinuosidade, angularidade, densidade, padrões, anomalias, lineamentos morfoestruturais e assimetria.

7.3.1. Sinuosidade e angularidade

Em relação à sinuosidade da drenagem, canais fluviais com alta sinuosidade foram identificados sobretudo nos cursos terminais dos rios Mamanguape e Paraíba. Porém, existem vários trechos onde os cursos principais desses rios são retilíneos. Também foi observada alta angularidade nas áreas de confluência entre os tributários e entre esses e os rios Paraíba, Mamanguape e Miriri. Estas duas propriedades de drenagem são melhor caracterizadas nas seções de padrões e anomalias (ver itens 7.3.3.1., 7.3.3.2. e 7.3.3.3.).

7.3.2. Densidade

A área de estudo revelou valores de densidade de drenagem que variam de 0 a 2,3 km/km², com média de 1,15 km/km² (Figura 7.9). Os maiores valores de densidade de drenagem foram encontrados em sua porção oeste (média de 1,61 km/km²), enquanto na região leste foram registrados os menores valores de densidade (em torno de 0,69 km/km²) (Figura 7.9). Áreas a oeste com predomínio de litologias do embasamento cristalino apresentaram classes de densidade de drenagem alta e secundariamente muito alta. Áreas de cobertura sedimentar registraram classes de densidade de drenagem mais baixas, que variam de média a muito baixa, com predomínio da classe baixa (Figura 7.9).

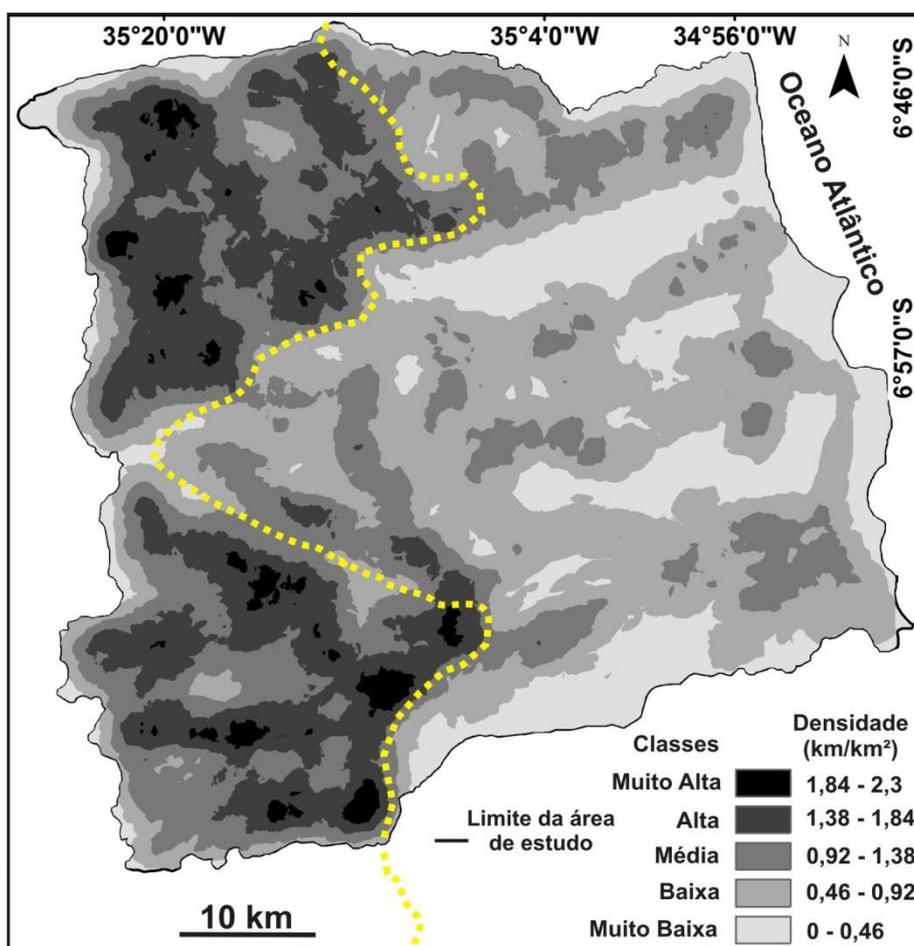


Figura 7.9 – Mapa de densidade de drenagem da área de estudo com valores absolutos e classes qualitativas de densidade. Linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste.

A densidade de drenagem na bacia do baixo curso do rio Paraíba variou de muito alta a muito baixa, porém com predomínio de classes média e baixa. Classes de densidade de drenagem média e baixa também são predominantes na bacia do rio Mamanguape, exceto em algumas áreas onde a densidade revelou-se muito alta e muito baixa. Já na bacia do rio Miriri ocorrem classes de densidade de drenagem que variam de média a muito baixa, com predomínio de classe baixa.

7.3.3. Padrões e anomalias

Os padrões de drenagem da área de estudo consistem em nove tipos básicos: dendrítico, subdendrítico, subdendrítico a treliçado, treliça, treliça recurvada a radial, treliça a subretangular, subtreliça, subtreliça recurvada e radial (Tabela 7.1). As classes dos padrões dendrítico, treliça e de subtipos desses dois padrões dominam praticamente em 98,8% do total da área de estudo, enquanto somente 1,2% correspondem às áreas de domínio do padrão radial (Tabela 7.1). Na sequência, apresenta-se a caracterização mais detalhada dos padrões e das propriedades da drenagem para cada bacia hidrográfica.

Tabela 7.1 – Padrões de drenagem da área de estudo, com especificação da área e porcentagem de ocorrência.

Padrão de drenagem	Área (km²)	Porcentagem (%)
Dendrítico	395	12,7
Subdendrítico	815	26,6
Subdendrítico a Treliçado	580	18,7
Treliça	355	11,4
Treliça Recurvada a Radial	122	3,9
Treliça a Subretangular	247	7,9
Subtreliça	355	11,4
Subtreliça Recurvada	194	6,2
Radial	37	1,2
Total	3.100	100

7.3.3.1. Baixo curso do rio Paraíba

De modo geral, a bacia do rio Paraíba revelou maior diversidade espacial de padrões de drenagem relativamente às demais bacias da área de estudo (Figura 7.10). Na porção ocidental desta bacia, em ordem decrescente de ocorrência, predominam os seguintes padrões: dendrítico, subdendrítico a treliçado, treliça a subretangular, treliça recurvada a radial, subtreliça, subtreliça recurvada e subdendrítico. Por outro lado, na porção oriental ocorrem somente os padrões subdendrítico, subtreliça e subtreliça recurvada. Áreas com domínio de padrões dendrítico, subdendrítico a treliçado e de treliça recurvada a radial da porção norte da bacia ocorrem em continuidade espacial com padrões similares da porção sudoeste das bacias dos rios Mamanguape e Miriri (ver itens 7.3.3.2 e 7.3.3.3).

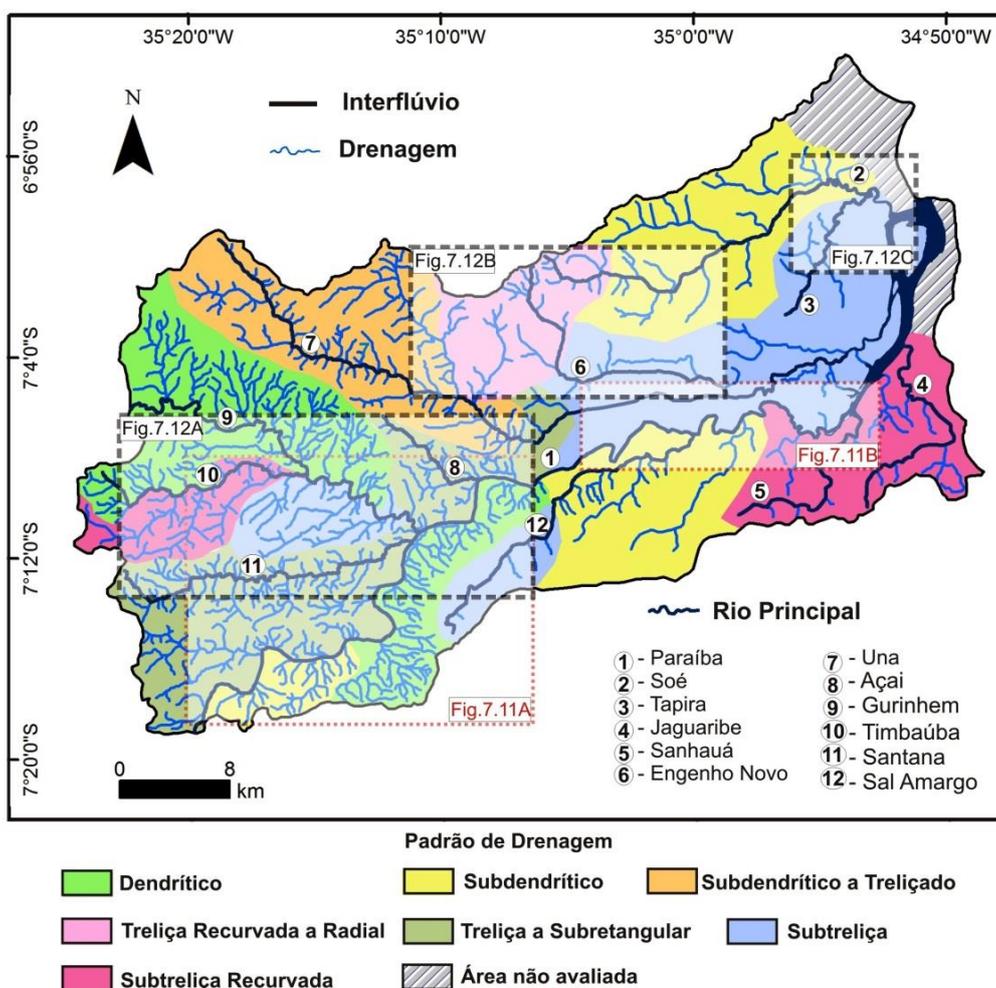


Figura 7.10 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do baixo curso do rio Paraíba.

Diversas anomalias de drenagem foram reconhecidas na bacia do rio Paraíba. Dentre a principal delas incluem-se mudanças bruscas de padrões de drenagem. Este tipo de anomalia ocorre, por exemplo, nas áreas da porção oeste da bacia do rio Paraíba, onde o padrão dendrítico é rapidamente substituído pelo padrão subtreliça recurvada e treliça a subretangular ao sul desta área (Figura 7.10). Tal anomalia é ainda mais evidente nas áreas da porção leste desta bacia, onde o padrão subtreliça de ocorrência na porção intermediária da bacia é substituído pelo padrão subtreliça recurvada no extremo sudeste desta área (Figura 7.10).

Observa-se também, que o rio Paraíba, embora tenha um padrão regional de escoamento de direção SW-NE, apresentou várias mudanças bruscas de direcionamento em segmentos locais do seu curso principal. Como exemplo disto, foram registrados amplos meandros isolados que se repetem várias vezes ao longo desse rio e sugerem anomalias locais configuradas por fortes inflexões em ângulos ortogonais de direção, em geral, NE-SE (círculos brancos na Figura 7.11A). Outra anomalia de relevância no curso principal do rio Paraíba da porção intermediária da bacia corresponde a meandros comprimidos (setas amarelas na Figura 7.11B). Porém, a principal anomalia registrada no rio Paraíba ocorre em sua porção terminal, onde este rio sofre forte inflexão em ângulo quase reto de SE para NE (setas vermelhas na Figura 7.11B).

Os afluentes principais do rio Paraíba também apresentam importantes anomalias de drenagem. O rio Timbaúba, por exemplo, revelou, em seu alto curso, forte inflexão em ângulo ortogonal de SE para NE (Figura 7.12A). Anomalia similar é registrada, também, no alto curso do rio Santana e no baixo curso do rio Açaí, porém neste último rio ocorre desvio de SE-E (Figura 7.12A). O rio Santana possui, ainda, inúmeras mudanças bruscas de direcionamento de E para NE, sobretudo em seu curso inferior (Figura 7.12A). O baixo curso do rio Gurinhem, situado em área de litologia homogênea, se diferenciou dos demais rios adjacentes desta área, por ter apresentado forte meandramento ao

longo de todo o seu curso inferior, que também sugere anomalia de drenagem (Figura 7.12A).

Em relação aos tributários do rio Paraíba da porção norte da bacia, observa-se que o rio Engenho Novo, em seu médio curso, possui anomalia local definida de inflexão em ângulo reto, com desvio de direção SE para S, e então novamente para SE (círculo branco na Figura 7.12B). Por fim, anomalias definidas por meandros comprimidos ocorrem na região de confluência fluvial dos rios Soé e Tapira no extremo nordeste da bacia (Figura 7.12C).

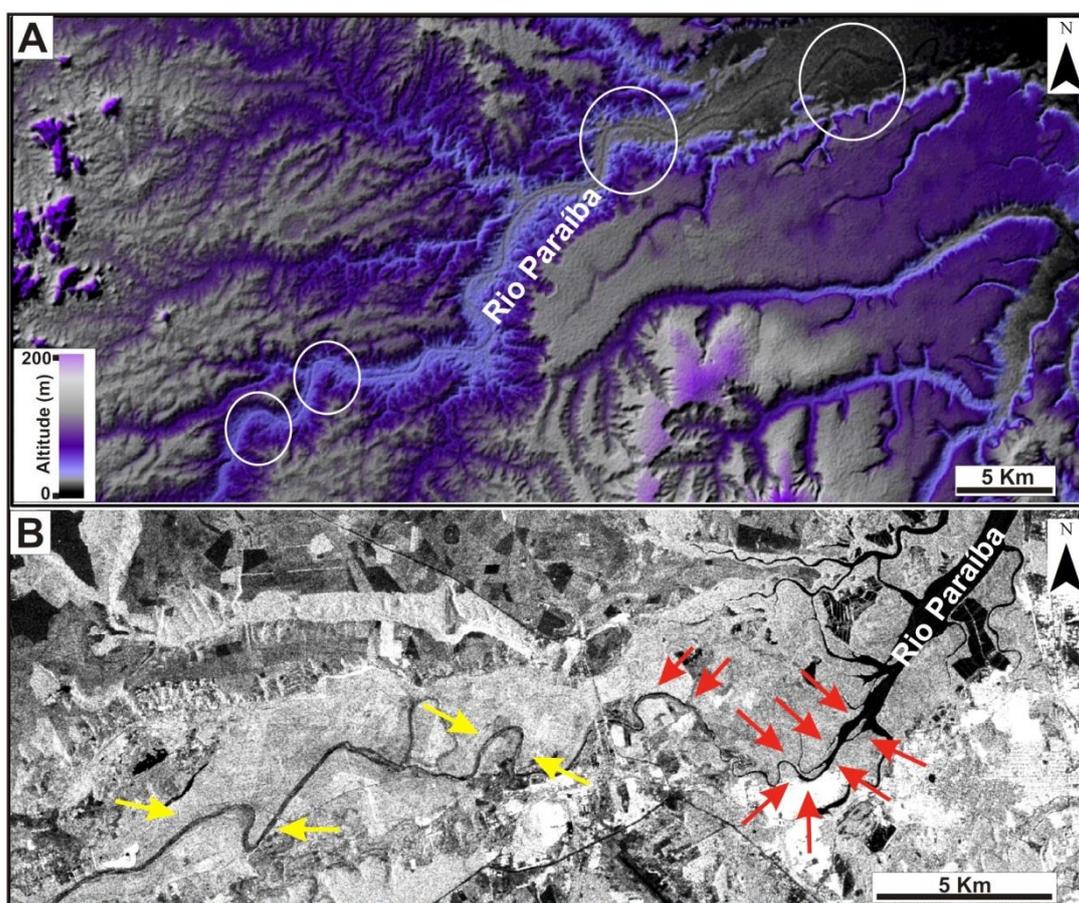


Figura 7.11 – Detalhe de anomalias de drenagem no curso principal do rio Paraíba (ver localização da área na Figura 7.10). (A) Vista geral do MDE-SRTM em paleta de cores personalizada e relevo sombreado de amplos meandros com fortes inflexões em ângulos ortogonais (círculos brancos). (B) Imagem PALSAR na polarização HH que ilustra anomalias de meandros comprimidos (setas amarelas) e forte inflexão em ângulo quase reto (setas vermelhas), o que redirecionou o curso do rio Paraíba de SE para NE em sua porção terminal.

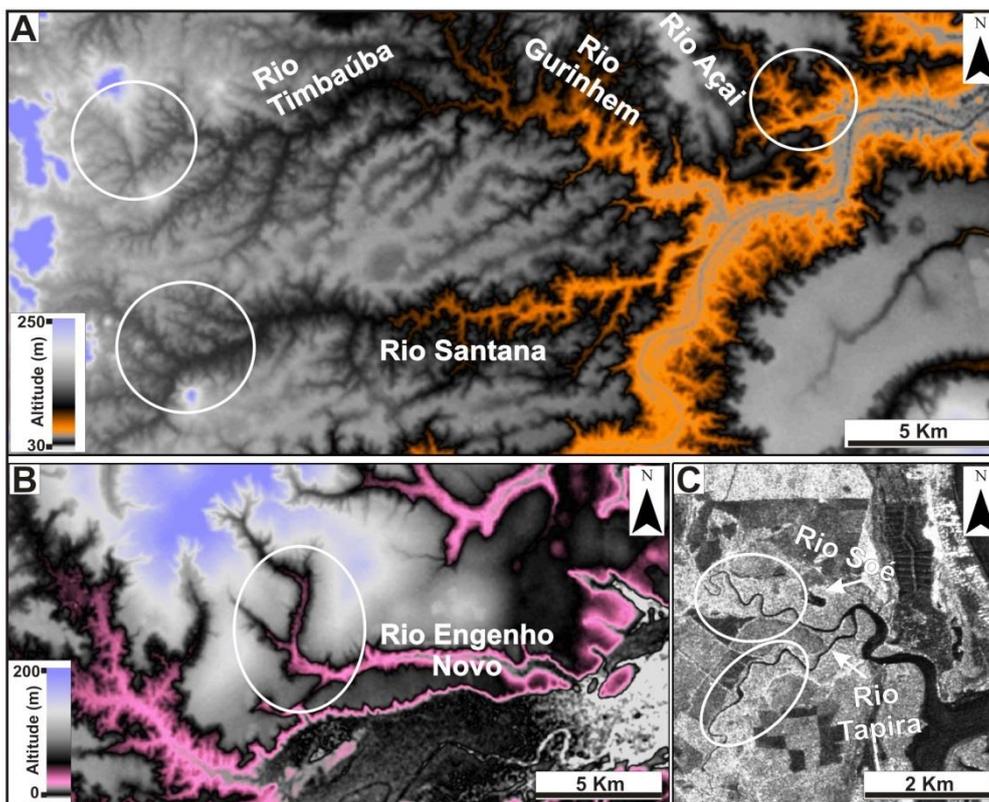


Figura 7.12 – Detalhe de anomalias de drenagem dos principais afluentes do rio Paraíba (ver localização da área na Figura 7.10). (A) MDE-SRTM que ilustra anomalias de drenagem definidas por inflexões em ângulos retos (círculos brancos) nos rios Timbaúba, Santana e Açai. Notar, no canto superior direito dessa figura, a junção perfeitamente em 90° do rio Paraíba. (B) MDE-SRTM ilustrando detalhe de inflexão em ângulo reto (círculo branco) no médio curso do rio Engenho Novo da porção norte da bacia. (C) Imagem PALSAR na polarização HH com detalhe de meandros comprimidos (círculos brancos) na confluência dos rios Soé e Tapira.

7.3.3.2. Baixo curso do rio Mamanguape

Similarmente ao rio Paraíba, anomalias de drenagem configuradas por mudança brusca de padrões de drenagem também estão presentes em abundância na bacia do rio Mamanguape. Assim, em sua porção oeste, onde há predomínio de rochas do embasamento cristalino, ocorrem áreas dominadas pelo padrão subdendrítico que é bruscamente substituído pelos padrões subdendrítico a treliçado na porção norte desta área, e pelo padrão dendrítico no extremo sudoeste da bacia (Figura 7.13). Além disso, apesar da representatividade do padrão subdendrítico a treliçado configurado por junção

de canais em ângulos agudos a retos sobre uma extensa área da porção norte dessa bacia, observa-se, em sua porção central, canais fluviais levemente encurvados e que percorrem áreas topograficamente mais elevadas em direção a áreas mais baixas do terreno, desenvolvendo padrão radial (Figura 7.13).

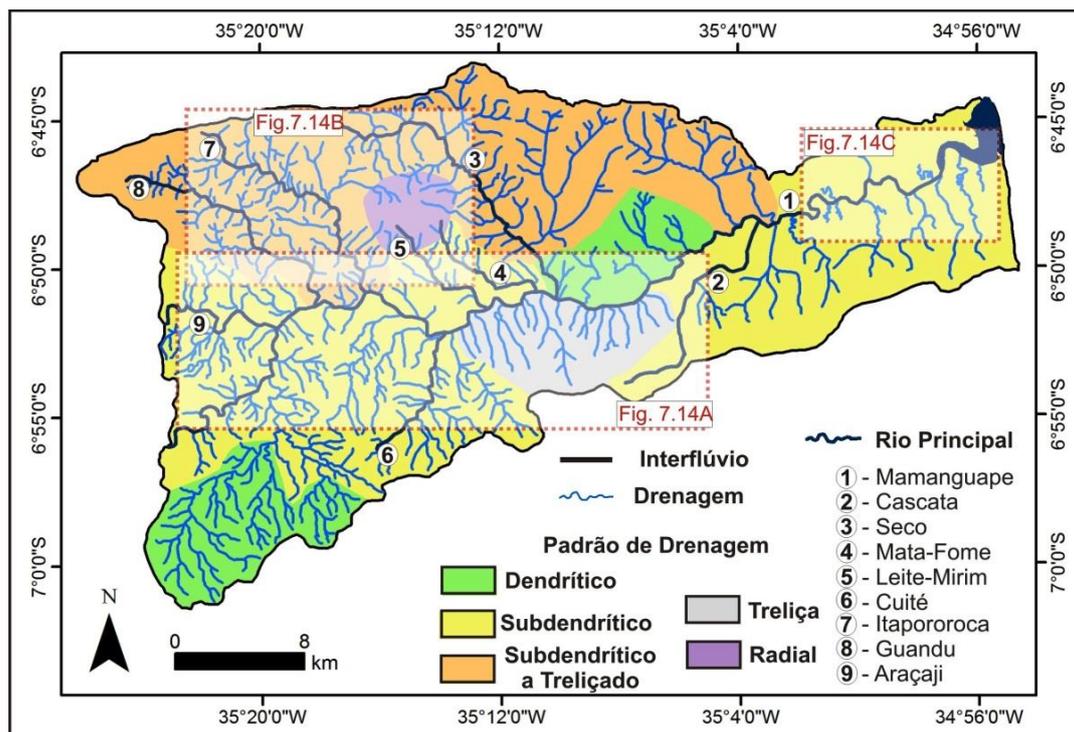


Figura 7.13 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do baixo curso do rio Mamanguape.

Anomalias de drenagem no alto curso dos rios Cascata e Cuité incluem inflexões em ângulos reto e obtuso, que redireciona o curso do primeiro rio de WSW-ENE para N e do segundo rio de NE para N (Figura 7.14A). Anomalia similar à do rio Cascata ocorre também no curso inferior do rio Araçaji, porém com mudança do seu curso para NE-SE (Figura 7.14A). Na porção intermediária da bacia, o rio Mamanguape sofre forte inflexão em ângulo reto, onde o seu curso de orientação SE muda para S, NE e daí para N, definindo assim, a geometria de um quadrado aberto (setas brancas na Figura 7.14A). Ainda no domínio do padrão subdendrítico, observa-se que ocorrem anomalias locais definidas por inflexões em ângulos obtusos que redirecionam o curso

inferior dos rios Mata-Fome e Leite-Mirim de SE para E (Figuras 7.13 e 7.14A). Essas anomalias se refletem nos tributários adjacentes de padrão dendrítico, que também seguem a mesma orientação, sugerindo um lineamento morfoestrutural levemente encurvado de direção WSW-ENE.

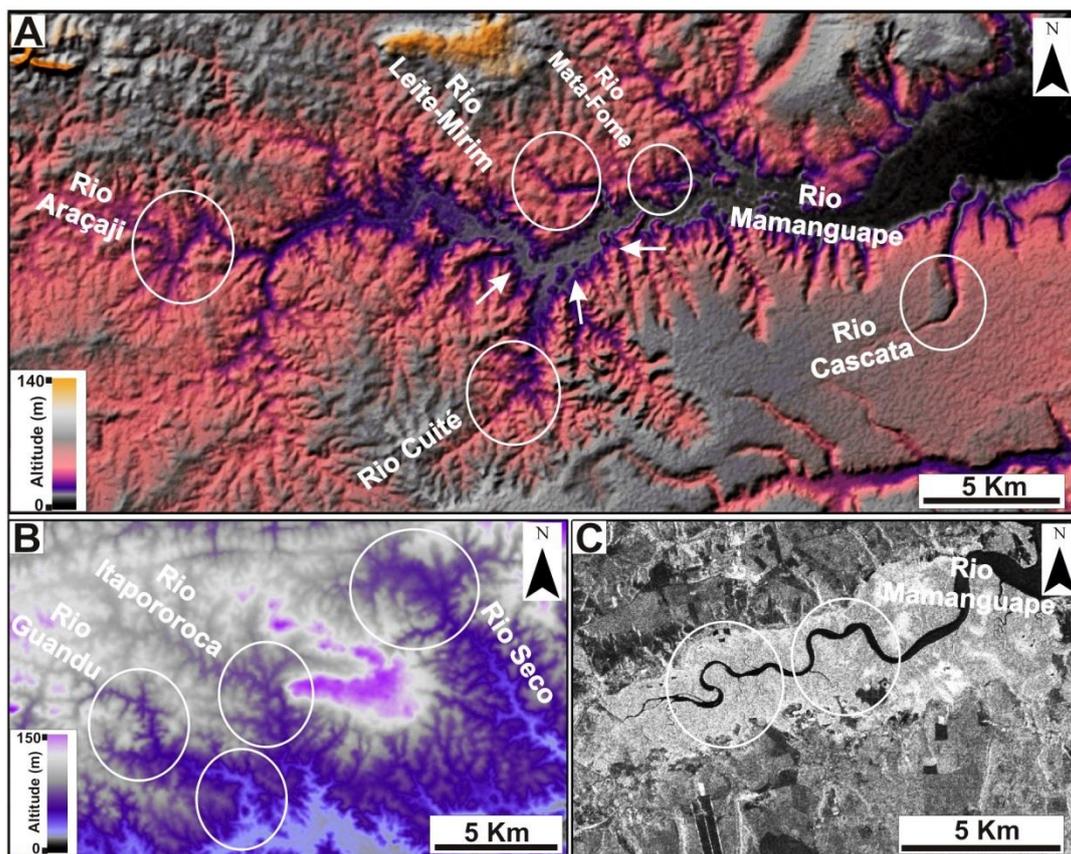


Figura 7.14 – Anomalias de drenagem da bacia do baixo curso do rio Mamanguape (ver localização na Figura 7.13). (A) Visão geral de MDE-SRTM em paleta de cores personalizada e relevo sombreado ilustrando as anomalias de drenagem do rio Mamanguape e de seus tributários principais. Notar mudanças bruscas e ortogonais do rio principal (setas brancas) e inflexões em ângulos retos e obtusos dos tributários (círculos brancos). (B) MDE-SRTM com detalhe mostrando anomalias de drenagem representada por curvas anômalas (círculos) nos afluentes da porção norte da bacia. (C) Imagem PALSAR na polarização HH, que ilustra amplos meandros isolados e comprimidos, alguns com mudanças de cursos ortogonais (círculos) no curso terminal do rio Mamanguape.

Na porção norte da bacia, onde ocorre domínio de padrão subdendrítico a treliçado, verificou-se anomalia de drenagem definida por curva anômala que

se estende por cerca de 3,5 km no médio e baixo curso do rio Guandu (Figura 7.14B). Da mesma forma, esta anomalia se reflete no médio curso do rio Itapororoca e no alto curso do rio Seco (círculos brancos na Figura 7.14B). Finalmente, anomalias de drenagem representadas por amplos meandros isolados e comprimidos ocorrem na porção terminal do rio Mamanguape (Figura 7.14C).

7.3.3.3. Rio Miriri

O alto curso do rio Miriri apresentou rede de drenagem com junção de canais fluviais que variam de ângulos agudos a retos e configuram padrão subdendrítico a treliçado (Figura 7.15). Este padrão é bruscamente substituído, na porção sudoeste desta bacia, por padrão treliça recurvada a radial, caracterizado por tributários levemente recurvados e com junção de canais em ângulos retos. Em contrapartida, na maior parte dessa bacia hidrográfica, o padrão de drenagem dominante é o treliça, que está em continuidade espacial com o padrão similar da porção sul da bacia do rio Mamanguape adjacente (Figura 7.13).

Tributários da margem esquerda do alto curso do rio Miriri sofrem forte inflexão em ângulos retos a obtusos, o que resulta em mudança de curso de NE para SE (setas brancas na Figura 7.16). Estas anomalias de drenagem também se refletem nos tributários do médio curso do rio Miriri, que registraram desvios de cursos com orientação aproximadamente similar (setas amarelas na Figura 7.16). Somente em um pequeno trecho do curso inferior do rio Miriri foram identificadas características anômalas típicas de meandramento localizado, contrariamente aos segmentos de drenagem levemente retilíneos a montante dessa área (Figura 7.15).

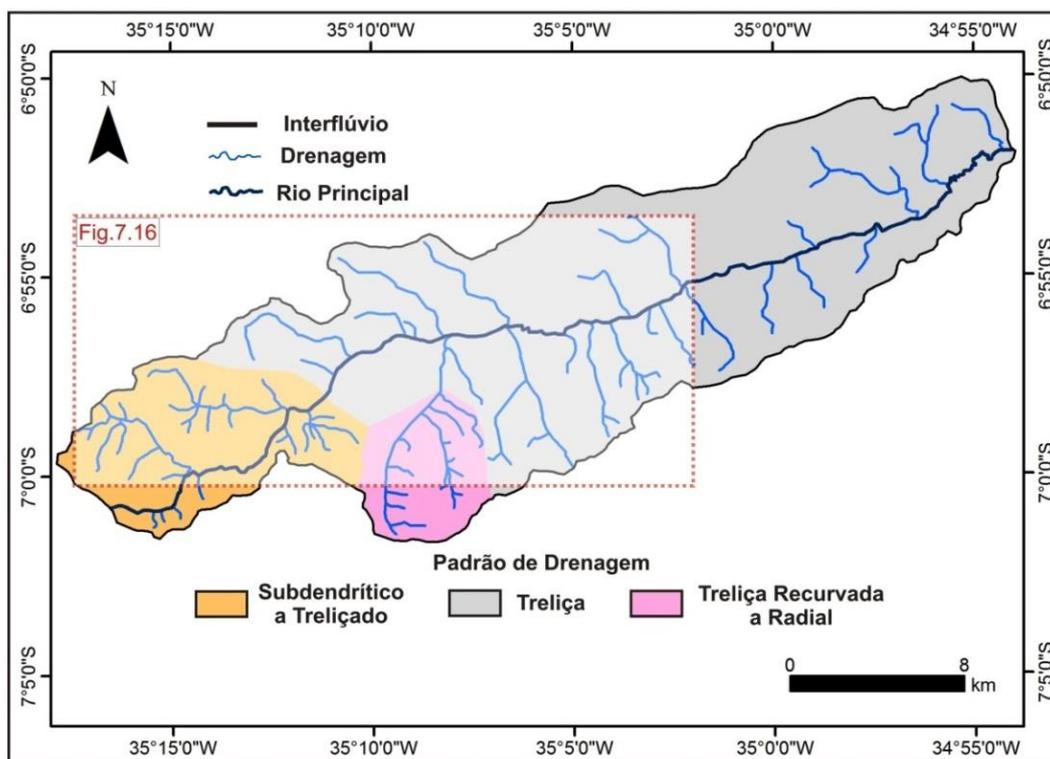


Figura 7.15 - Distribuição de padrões de drenagem principais na bacia do rio Miriri.

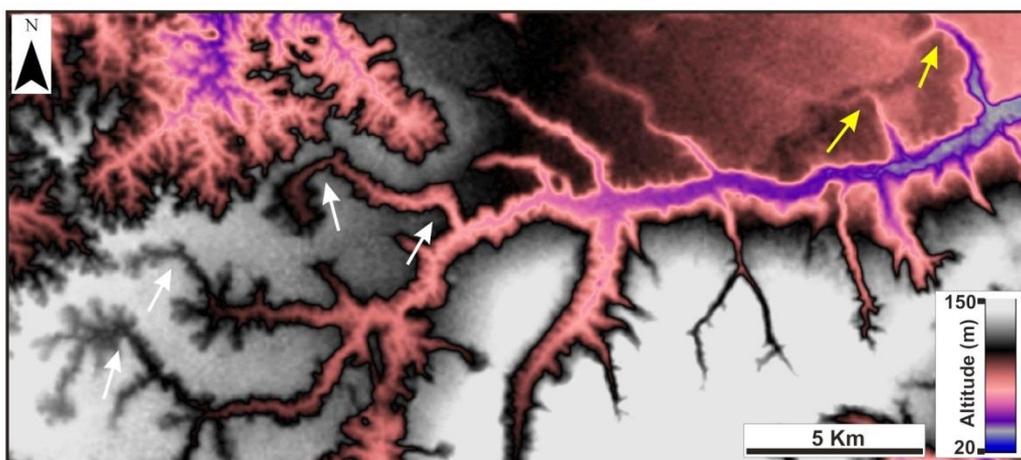


Figura 7.16 – MDE-SRTM em paleta de cores personalizada ilustrando anomalias de drenagem nos tributários da margem esquerda do alto e médio curso do rio Miriri (setas brancas = alto curso; setas amarelas = médio curso). Estas se configuram em fortes inflexões em ângulos retos a obtusos (ver localização da área na Figura 7.15).

7.3.4. Lineamentos morfoestruturais

A análise da rede de drenagem da área de estudo revelou uma complexidade de lineamentos morfoestruturais. Estes foram somados a lineamentos

morfoestruturais extraídos do relevo derivados da integração do MDE-SRTM com suas variáveis geomorfológicas curvatura horizontal e orientação de vertentes. O mapa de lineamentos morfoestruturais revelou que esses elementos não ocorrem distribuídos uniformemente na totalidade da área de estudo (Figura 7.17). Dessa forma, o número de lineamentos morfoestruturais é maior na porção oeste da área relativamente à sua porção leste. Tal situação é bem representada no mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais (Figura 7.18).

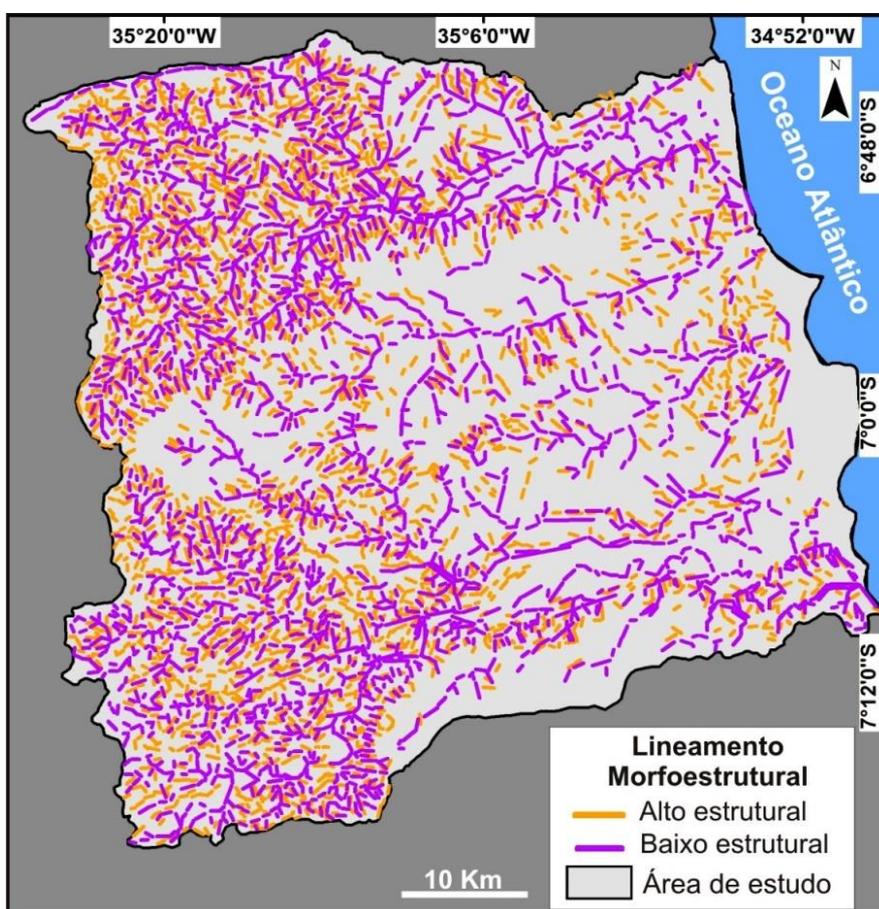


Figura 7.17 – Mapa de lineamentos morfoestruturais da área de estudo combinando drenagem e relevo em escala 1:100.000.

A totalidade da área de estudo apresentou valores de densidade de lineamentos que variam de 0 a 1,97 km/km², com média de 0,98 km/km² (Figura 7.18). Os maiores valores ocorrem na porção oeste e variam em torno de 1,37 km/km². Na porção leste registraram-se os menores valores de

densidade de lineamentos, com média de 0,59 km/km², ou seja, menos da metade dos valores encontrados na porção oeste. Os lineamentos morfoestruturais foram agrupados em classes qualitativas de densidade (i.e., muito alta, alta, média, baixa e muito baixa) de acordo com a amplitude dos valores de densidade (Figura 7.18).

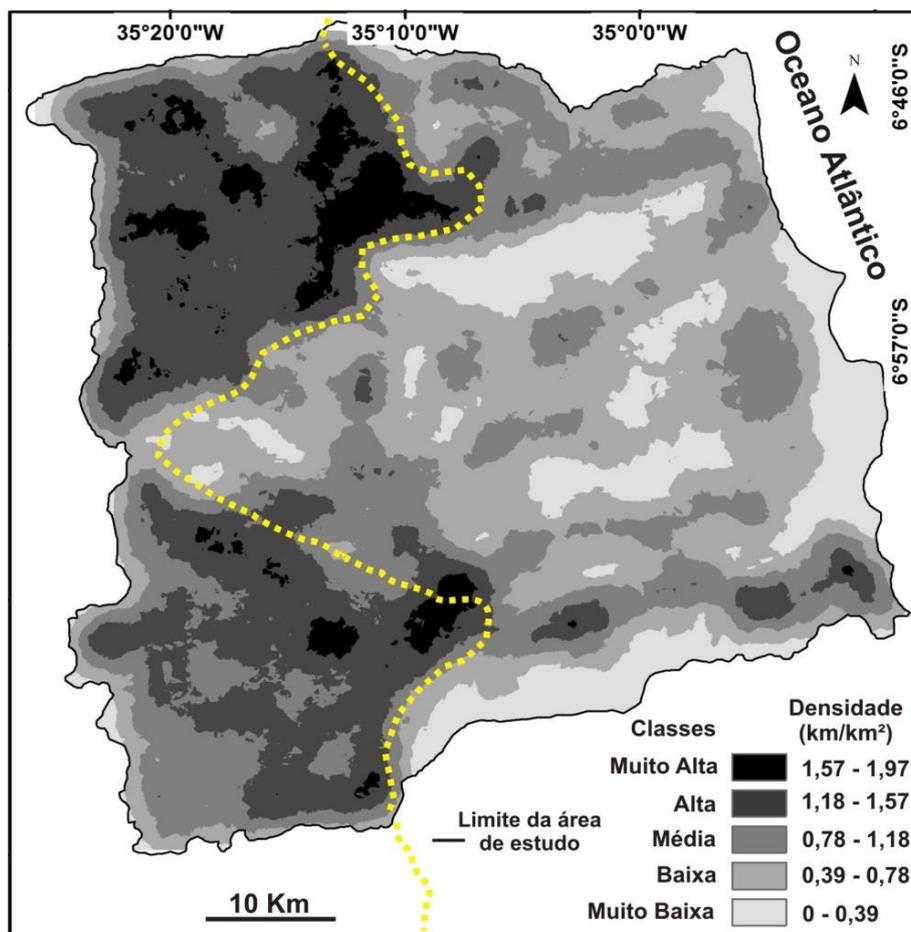


Figura 7.18 - Mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais da área de estudo, com valores absolutos e classes qualitativas de densidade. Linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste.

Classes de densidade de lineamentos que variam de média a muito alta, com predomínio da classe alta, foram registradas na porção oeste da área de estudo, ou seja, no domínio do embasamento cristalino, embora no extremo norte e centro-sul desta área ocorram, também, pequenas áreas caracterizadas por baixa densidade de lineamentos (Figura 7.18). Áreas com cobertura

sedimentar apresentaram distribuição espacial mais complexa nas classes de densidade de lineamentos (Figura 7.18). Em geral, dominam classes de densidade média a muito baixa, com predomínio da classe baixa, exceto em pequenas áreas localizadas no extremo norte e sul da cobertura sedimentar, onde ocorrem classes de densidade de lineamentos que variam de alta a muito alta.

Os diagramas de roseta resultantes das informações estatísticas dos lineamentos morfoestruturais indicam correspondências e divergências nos diversos compartimentos geológicos (i.e., embasamento cristalino, Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2 e sedimentos aluviais) (Figura 7.19). Áreas com domínio da Formação Barreiras foram desconsideradas desta análise direcional, uma vez que essas litologias ocorrem de forma restrita em superfície.

De modo geral, observa-se forte correspondência entre as modas, tanto da frequência, quanto ao comprimento absoluto dos lineamentos extraídos de todas as unidades geológicas, o que reflete na consistência da direção dos lineamentos (Figura 7.19). Em todos os compartimentos geológicos ocorrem, pelo menos, uma das duas modas principais de direções E-W e NNW-SSE (Figura 7.19). É evidente, ainda, a presença significativa de lineamentos de direções NE-SW e NW-SE nas áreas tanto de domínio do embasamento cristalino quanto de cobertura sedimentar. Outro detalhe importante é que lineamentos de direção N-S ocorrem com grande representatividade nas áreas do embasamento cristalino, contrariamente às demais unidades geológicas, onde esta moda é menos expressiva (Figura 7.19). Já as rosetas representativas dos lineamentos da área de estudo revelaram, em sua totalidade, direções E-W e N-S, o que correspondem às modas principais das áreas de domínio do embasamento cristalino.

Lineamentos de direções E-W predominam em áreas de embasamento cristalino, seguido das modas principais N-S, NE-SW e secundariamente NW-SE. Áreas com predomínio das unidades Pós-Barreiras 1 registraram modas

principais de direções NNW-SSE e NE-SW e, subordinadamente, N-S e E-W. Similarmente, áreas onde dominam os Sedimentos Pós-Barreiras 2 também registraram essas mesmas orientações de lineamentos (Figura 7.19). As modas de lineamentos correspondentes aos aluviões recentes incluem direções E-W e NE-SW e, secundariamente, NW-SE e N-S.

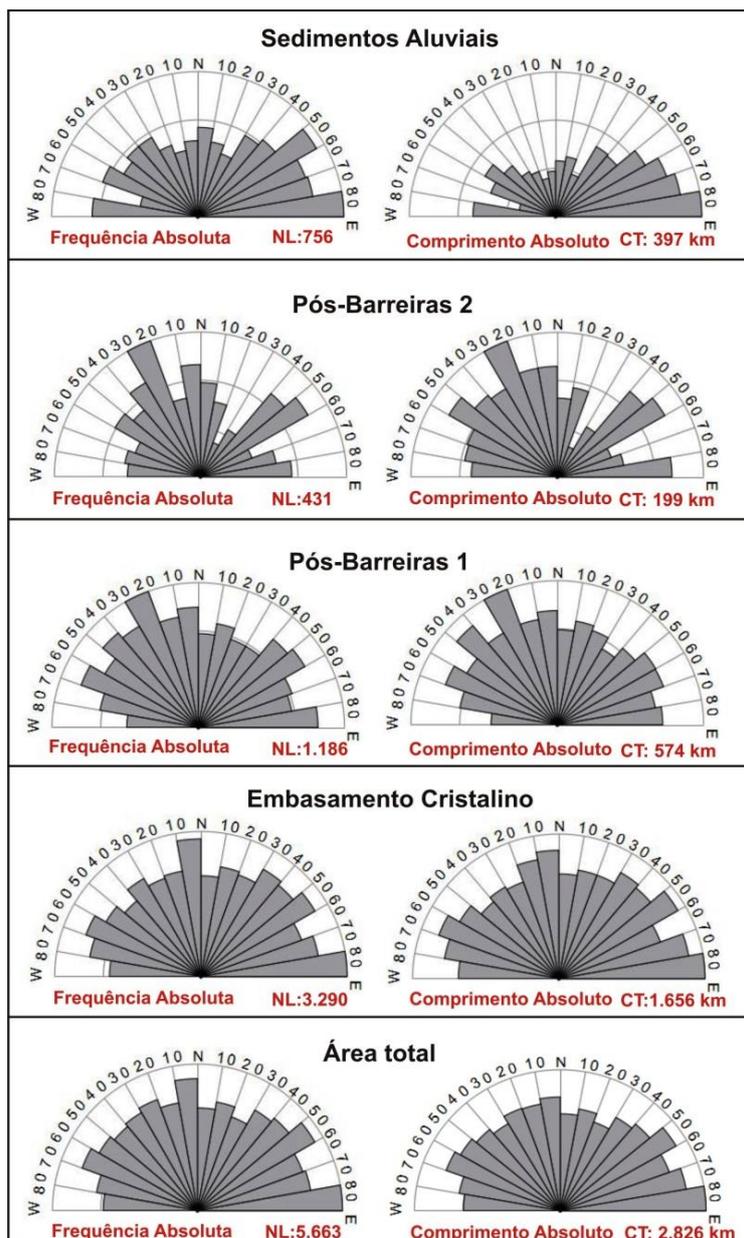
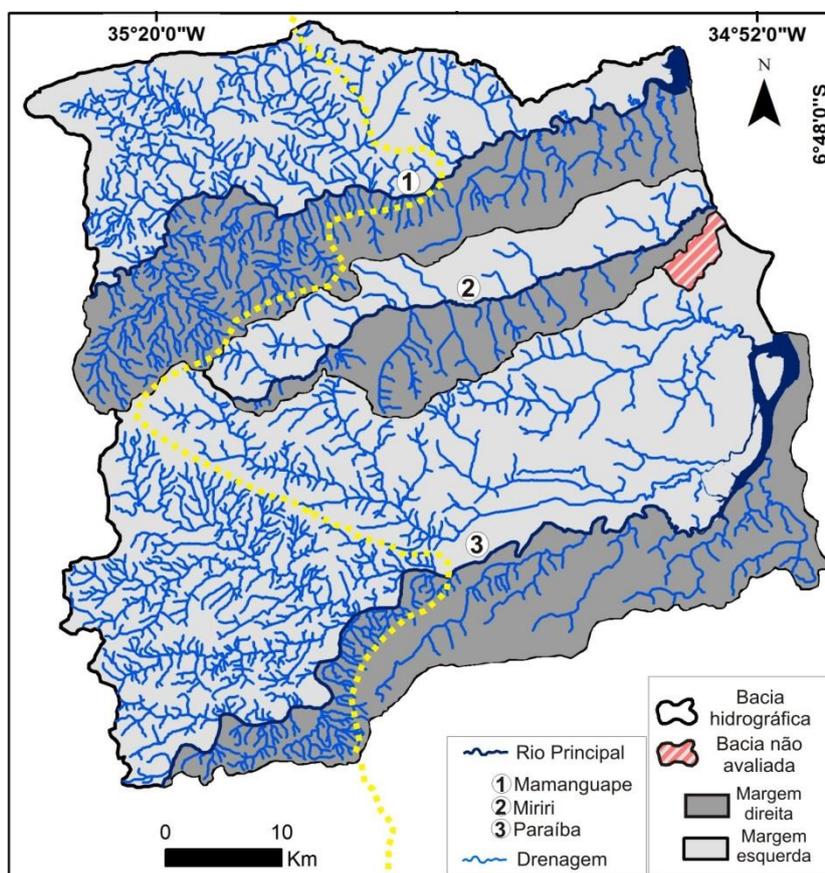


Figura 7.19 – Diagramas de roseta segundo frequência e comprimento absoluto dos lineamentos morfoestruturais extraídos dos compartimentos geológicos da área de estudo. NL e CT correspondem ao número (NL) e comprimento (CT) total de lineamentos morfoestruturais.

7.3.5. Assimetria de drenagem

A análise das bacias de drenagem revelou, ainda, forte assimetria nos tributários do curso inferior do rio Paraíba. Isto porque, em sua margem direita, há área de drenagem muito inferior relativamente à margem esquerda deste sistema fluvial (Figura 7.20). As bacias dos rios Miriri e Mamanguape da porção centro-norte da área de estudo revelaram, entretanto, padrão moderado de assimetria. Tais características foram evidenciadas, também, no cálculo de fator de assimetria de bacias (Figura 7.20).



Bacia hidrográfica	AR (Km ²)	AT (Km ²)	AF
Baixo rio Mamanguape	464	1.008	46
Rio Miriri	179	401	44
Baixo rio Paraíba	457	1.753	26

Figura 7.20 – Assimetria de drenagem e cálculo de fator de assimetria das bacias hidrográficas principais da área de estudo (linha tracejada amarela = limite entre embasamento cristalino a oeste e depósitos sedimentares a leste; AR = área da bacia à direita; AT = área total da bacia e AF = fator de assimetria).

Observa-se que, das três bacias avaliadas, somente a bacia do rio Paraíba apresentou alta assimetria (i.e., $AF = 26$) enquanto as bacias dos rios Mamanguape e Miriri são quase simétricas (i.e., $AF = 46$ e $AF = 44$) (Figura 7.20). Apesar do valor de assimetria baixo encontrado na bacia do rio Mamanguape, é importante destacar tributários principais que sugerem áreas de drenagem com alta assimetria. Exemplo disto é o rio Seco, que em sua margem esquerda revelou área de drenagem bem superior à sua margem direita (ver Figuras 7.7 e 7.13). A bacia do baixo curso do rio Paraíba, por se revelar fortemente assimétrica, foi subdividida em subbacias de 3ª e 4ª ordem fluvial i.e., segundo Strahler (1957), a fim de se identificar, localmente, segmentos de drenagem com alta assimetria, a partir do cálculo de fator de simetria topográfica transversal.

7.3.5.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

As subbacias da área avaliada apresentaram valores médios de FSTT que variaram entre 0,02 e 0,64, com desvios padrões entre 0,10 e 0,38 (Figura 7.21). Para efeito comparativo, os valores médios de FSTT foram agrupados em três classes: baixo ($FSTT < 0,20$), moderado ($FSTT$ entre 0,20 e 0,25) e alto ($FSTT > 0,25$). Assim, FSTT altos foram identificados predominantemente nos cursos fluviais da porção central da área, que incluem os rios Curralinho (alto curso = 0,64), Dois Rios (alto curso = 0,59; médio-baixo curso = 0,45), Una (alto curso = 0,43 e médio-baixo curso = 0,42), Engenho Novo (médio-baixo curso = 0,38) e Soé (alto curso = 0,29). Subbacias classificadas com FSTT moderados incluem toda a extensão dos rios Santana (alto curso = 0,25 e médio-baixo curso = 0,20) e Curralinho, porém neste último apenas em seu médio-baixo curso ($FSTT = 0,23$). Embora o rio Santana tenha sido classificado com FSTT moderado em seu alto curso, observa-se que ele possui o valor mais elevado de desvio padrão relativamente às demais subbacias (i.e., $S = 0,38$), o que sugere que no curso referido também existem segmentos locais de drenagem com alta assimetria (Figura 7.21). FSTT baixos foram encontrados na subbacia do curso inferior do rio Gurinhem ($FSTT = 0,15$) da porção oeste

da área, bem como, nas subbacias dos rios Engenho Novo (alto curso = 0,15) e Soé (médio-baixo curso = 0,02), ambas localizadas na porção central da área (Figura 7.21).

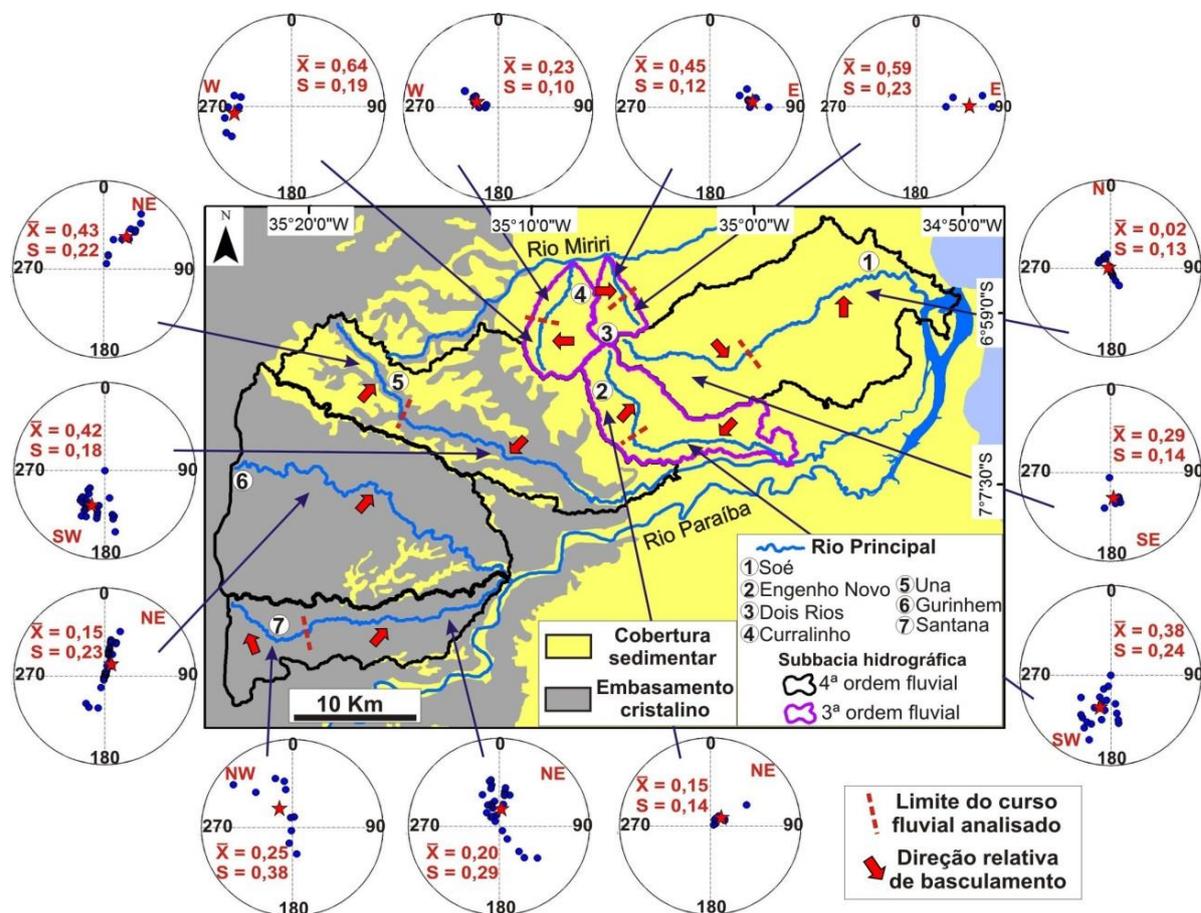


Figura 7.21 – Subbacias de 3ª e 4ª ordem fluvial e diagramas polares com os valores de FSTT, incluindo valores de média (\bar{X} e estrelas vermelhas nos diagramas polares) e desvio padrão (S). Setas vermelhas indicam sentido de basculamento sugerido.

A análise da direção aproximada de basculamento das subbacias avaliadas revelou pelo menos dois conjuntos com padrões de basculamentos diferenciados, os quais coincidem com as subbacias da porção leste e oeste. Na porção oeste, onde predominam rochas do embasamento cristalino, e em áreas de transição destas para as litologias da cobertura sedimentar, as subbacias revelaram valores médios de FSTT que variam de baixos a altos. Isto sugere direção de basculamento, em geral, para NE e SW (setas

vermelhas na Figura 7.21). Exceção foi o rio Santana que, em seu alto curso, revelou direção de basculamento para NW (Figura 7.21). Em contrapartida, na porção leste, onde dominam Sedimentos Pós-Barreiras, as subbacias apresentaram valores de FSTT predominantemente mais elevados que as subbacias da porção oeste. Isto é sugestivo de padrão de basculamento anormalmente mais variável, com distribuição aproximadamente radial dos sentidos de basculamentos sugeridos (setas vermelhas na Figura 7.21).

7.3.6. Caracterização geológica em subsuperfície e cronologia dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape

Informações de subsuperfície, combinadas com dados altimétricos, foram adicionalmente utilizadas na presente pesquisa, a fim de reunir informações complementares para testar a hipótese de que os baixos cursos dos rios Paraíba e Mamanguape são confinados a sistemas de *grabens*, como já preliminarmente sugerido em publicações prévias (BRITO NEVES et al., 2004; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009). Sendo assim, foram elaborados dois transectos utilizando dados de poços artesianos (ver localização na Figura 6.5). Esses são representativos não somente dos vales dos rios referidos, mas também de áreas adjacentes, cuja interpretação morfoestrutural levou à elaboração das seções geológicas apresentadas na Figura 7.22.

Os dois transectos analisados situam-se em áreas dominadas por rochas de cobertura sedimentar e, subordinadamente, do embasamento cristalino pré-cambriano. De forma geral, observa-se variação expressiva nas espessuras dos estratos sedimentares em ambos os transectos (Figura 7.22). A correlação estratigráfica apresentada nos transectos deixa evidente, ainda, a presença de morfoestruturas em blocos elevados e rebaixados. Para melhor caracterizar a provável ocorrência de áreas sujeitas à deformação tectônica, os transectos foram aqui analisados de forma individual.

O transecto I-I' registra o vale do rio Paraíba na porção centro-sul da área de estudo. Esse transecto possui 35,7 km de extensão e foi elaborado com base em cinco poços, um afloramento e um testemunho de sondagem rasa (Figura 7.22A). Nos primeiros 8 km do transecto, o embasamento cristalino, que aflora no extremo sul da área na margem esquerda do rio Paraíba, está deslocado em várias dezenas de metros, aprofundando-se bruscamente sob forma de blocos escalonados sugestivos de falhas com mergulho para SE. É interessante observar que a espessura dos Sedimentos Pós-Barreiras subjacentes aumenta bruscamente de cerca de 40 m para 60 m.

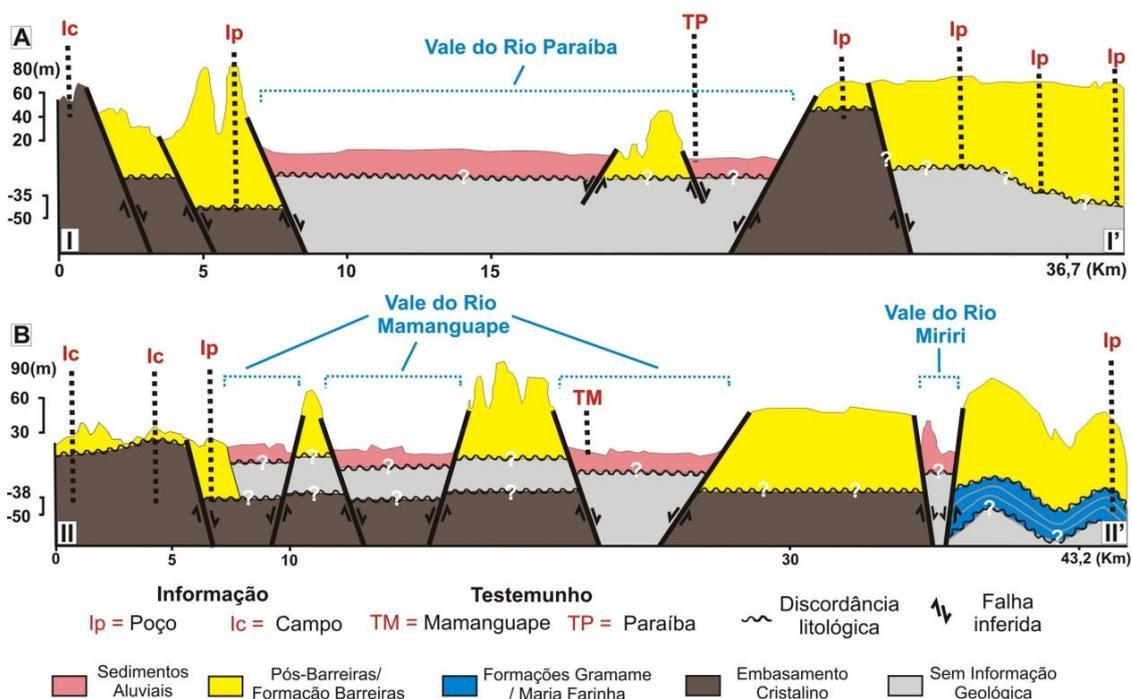


Figura 7.22 – Seções geológicas elaboradas com base na correlação estratigráfica regional a partir de dados de subsuperfície e superfície transversal aos vales dos rios Paraíba (A) e Mamanguape (B) (ver localização dos transectos na Figura 6.5).

No vale do rio Paraíba registram-se sedimentos aluvionares de espessuras desconhecidas (Figura 7.22A). Um perfil litoestratigráfico raso foi obtido nesses depósitos, o qual revelou uma sucessão de camadas de areias médias a finas, por vezes com granodecrescência ascendente, que se intercalam progressivamente com camadas de argila cinza, maciça (ver perfil F6 na Figura

7.23A). Para o topo, essas últimas litologias passam a ser dominantes, o que contribuiu para configurar tendência geral granodécrescente ascendente, indicativa de diminuição de energia do fluxo com o tempo. As idades ^{14}C para amostras de depósitos argilosos desse perfil revelaram idades de 6.204 - 6.300 (4,75 m), 5.992 - 6.183 (3,15 m) e 969 - 1.007 cal BP (0,35 m) (Tabela 7.2). Inversões de idades foram obtidas para amostras coletadas nas profundidades de 1,75 m e 1,95 m, correspondentes a 6.636 - 6.752 e 9.479 - 9.537 cal BP (Figura 7.23A), o que se deve provavelmente à presença de matéria orgânica derivada do retrabalhamento de sedimentos subjacentes. Em superfície, o local testemunhado corresponde à planície de inundação, dominada por argila preta (Figura 7.23B).

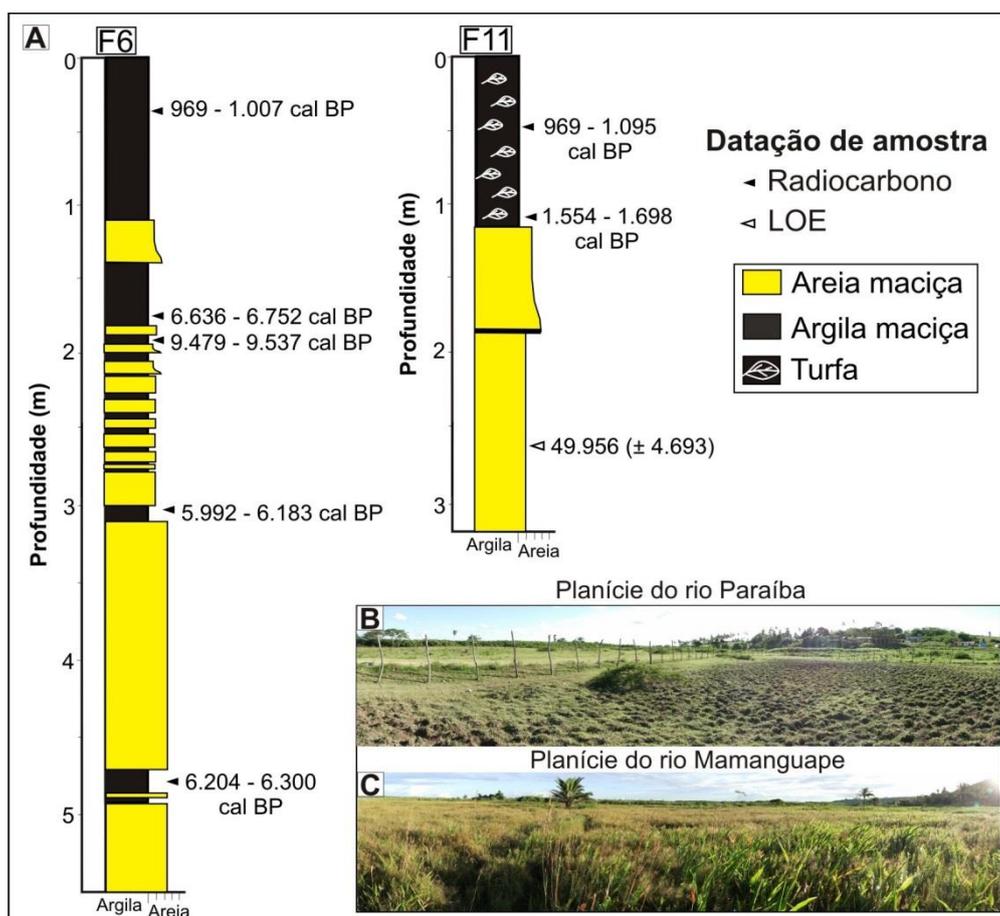


Figura 7.23 - (A) Perfis litoestratigráficos representativos dos estágios finais de preenchimento dos rios Paraíba (F6) e Mamanguape (F11) (Ver localização nas Figuras 6.4 e 6.5). (B-C) Registros fotográficos em campo da planície dos rios Paraíba (B) e Mamanguape (C).

Os depósitos aluvionares do rio Paraíba são interrompidos por alto topográfico proeminente formado por depósitos correspondentes aos Sedimentos Pós-Barreiras/Formação Barreiras (ver alto topográfico no interior do vale na Figura 7.22A). Este é aqui atribuído a um morro testemunho provavelmente formado por deslocamento de falhas dentro do vale do rio Paraíba. É interessante, notar, ainda, que esse morro é limitado, em superfície, por lineamentos morfoestruturais alinhados a NE (ver Figura 7.17).

Na margem direita do rio Paraíba, o embasamento cristalino acha-se em posição elevada, tendo sido registrado a aproximadamente 50 m de altitude, sendo recoberto por camada delgada de depósitos pertencentes aos Sedimentos Pós-Barreiras/Formação Barreiras (Figura 7.22A). Esses depósitos continuam para leste, com aumento significativo de suas espessuras, ao mesmo tempo em que não houve registro das rochas do embasamento cristalino até a profundidade de pelo menos 50 m. Tal situação é compatível com a presença de falha, como inferido na Figura 7.22A.

Tabela 7.2 – Idades obtidas pela técnica de datação por radiocarbono em amostras derivadas de testemunhos de planície dos rios Paraíba (F6) e Mamanguape (F11).

Amostra	Localização (Lat / Long) / altitude (m)	Profundidade (m)	Idade Convencional	Idade Calibrada (cal BP) (2-sigma)
F6	07°05'20" S / 34°57'33" W / 4	0,35	1.102,9 ± 0,3	969 - 1.007
		1,75	5.870 ± 30	6.636 - 6.752
		1,95	8.510 ± 30	9.479 - 9.537
		3,15	5.300 ± 30	5.992 - 6.183
		4,75	5.450 ± 30	6.204 - 6.300
F11	06°45'50" S / 34°58'22" W / 4	0,55	1.140 ± 30	969 - 1.095
		1,1	1.710 ± 30	1.554 - 1.698

O transecto II-II', que registra o vale do rio Mamanguape no norte da área de estudo, possui 41,2 km de extensão e foi elaborado com base em dois perfis de poços, dois afloramentos e um testemunho de sondagem rasa (Figura 7.22B). Os primeiros 7 km de transecto correspondem à margem esquerda do rio

Mamanguape, onde foi registrado embasamento cristalino em posição elevada, i.e., até cerca de 25 m de altitude. Essas rochas são cobertas de forma discordante por camada delgada de Sedimentos Pós-Barreiras/Formação Barreiras. A espessura desses estratos sedimentares aumenta bruscamente nas margens do vale, ao mesmo tempo em que o embasamento cristalino é rebaixado à profundidade de 38 m abaixo da superfície. Isto sugere a ocorrência de falha com mergulho para NE, como mostrado na Figura 7.22B. Assim como registrado no vale do rio Paraíba, os sedimentos aluvionares do vale do rio Mamanguape são interrompidos bruscamente por dois altos topográficos constituídos de depósitos sedimentares relacionados com os Sedimentos Pós-Barreiras e Formação Barreiras (Figura 7.22B). É possível que o embasamento cristalino continue em subsuperfície entre os rios Mamanguape e Miriri, porém essas rochas desaparecem completamente na margem direita desse último rio, sendo substituídos por rochas carbonáticas das Formações Gramame/Maria Farinha (Figura 7.22B). Nesse local, é notável o relevo ondulado sobre os Sedimentos Pós-Barreiras/Formação Barreiras (Figura 7.22B) contrariamente as áreas adjacentes da margem esquerda do rio Miriri onde o relevo é predominantemente plano. Com base em comparações de dados apresentados em outros trabalhos (ROSSETTI et al., 2009; ANDRADES FILHO, 2010), sabe-se que as unidades carbonáticas, bem como estratos neógenos e pleistocênicos sobrejacentes, estão dobrados e, por este motivo, atribuiu-se o relevo ondulado registrado na margem direita do rio Miriri a dobras, como ilustrado na Figura 7.22B.

Um perfil litoestratigráfico (ver localização na Figura 6.5) representativo da sedimentação quaternária superficial do vale do rio Mamanguape indicou intervalo delgado de areia fina/muito fina, bem selecionada e quartzosa, que grada para cima a turfas argilosas (ver perfil F11 na Figura 7.23A). Hoje, o local testemunhado corresponde a um ambiente de pântano (Figura 7.23C), cujo desenvolvimento se iniciou a, pelo menos, 1.554 - 1.698 cal BP, tendo continuado até pelo menos 969 - 1.095 anos cal BP (Figura 7.23A). Entretanto,

idade obtida por LOE para as areias da base desse testemunho registrou idade de 49.956 ± 4.693 anos, ou seja, bem mais antiga que os depósitos arenosos do rio Paraíba.

7.4. Caracterização do sistema deltaico

A análise preliminar de imagens de sensoriamento remoto, como as de sensores ópticos, sugeriu uma paleomorfologia de delta imediatamente ao norte da desembocadura atual do rio Paraíba. A comprovação e caracterização desse provável delta são relevantes, porque essa morfologia contrasta com o sistema estuarino que ocorre atualmente na desembocadura desse rio. A presença de um paleodelta na área de estudo e o entendimento de sua evolução ao longo do tempo geológico podem auxiliar na reconstituição da dinâmica sedimentar dessa porção do litoral nordestino. Embora o paleodelta proposto possa ser visto tanto em imagens ópticas como de radar (Figura 7.24A), a metodologia aplicada neste trabalho contribuiu para facilitar sua visualização, além de ter revelado detalhes internos que permitem sua melhor caracterização. Sendo assim, os resultados do processamento utilizado nas imagens PALSAR são aqui apresentados com o intuito de contribuir para auxiliar no reconhecimento e caracterização de outras feições similares. Este capítulo apresenta, ainda, o resultado do detalhamento interno do paleodelta, o mapa geomorfológico e dados de cronologia dos depósitos deltaicos obtidos a partir de datação por luminescência opticamente estimulada.

7.4.1. Análise da metodologia empregada

7.4.1.1. Operações aritméticas

Operações aritméticas aplicadas às imagens PALSAR multipolarizadas (i.e., HH e HV) (Figura 7.24B-C) revelaram que os subprodutos resultantes de soma, subtração e diferença normalizada (i.e., $HH+HV$, $HH-HV$ e $HV-HH/HV+HH$) foram os mais adequados no registro de alvos na cena (Figura 7.24D-F). Na análise exploratória das estatísticas descritivas, observou-se distribuição

assimétrica dos níveis de cinza (ND), com viés para valores baixos em todas as imagens testadas (Figura 7.25). Do conjunto analisado, o subproduto HH+HV foi o que apresentou o valor mais alto de ND médio (5.617) e de dispersão dos dados, enquanto, o subproduto HV-HH/HV+HH revelou os menores valores em todas as estatísticas computadas (Figura 7.25). Isto sugere alvos com maior brilho e contraste na cena da primeira imagem (Figura 7.24E). As imagens HH e HV apresentaram os dados que mais se diferenciam entre si, enquanto as imagens HV e HH-HV foram as que causaram mais confusões (Figura 7.25).

A análise conjunta dos dados indicou que imagens multipolarizadas originais ou as produzidas por operações aritméticas não foram eficientes para visualizar detalhes da superfície do delta.

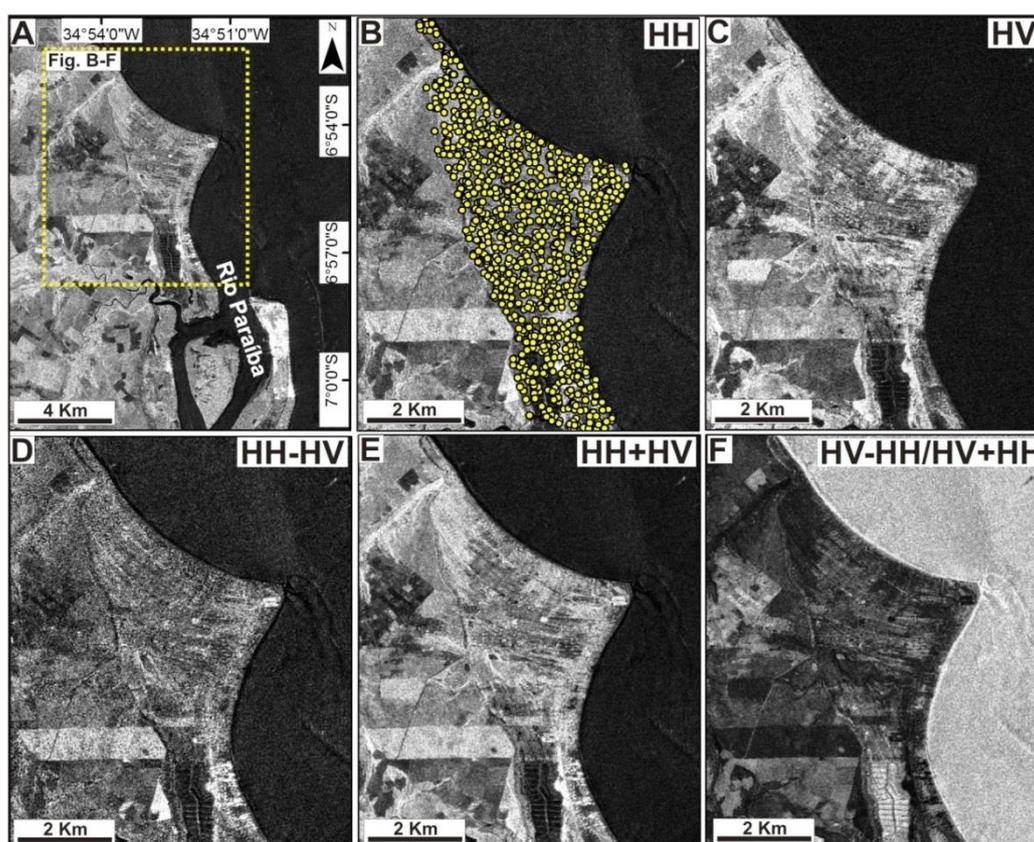


Figura 7.24 – (A) Localização do provável paleodelta no norte da desembocadura atual do rio Paraíba. (B-F) Detalhes de imagem PALSAR na polarização HH (B), HV (C) e nos subprodutos HH-HV (D), HH+HV (E) e HV-HH/HV+HH (F). Pontos amarelos em B = localização de amostras aleatórias utilizadas para análise estatística descritiva das imagens.

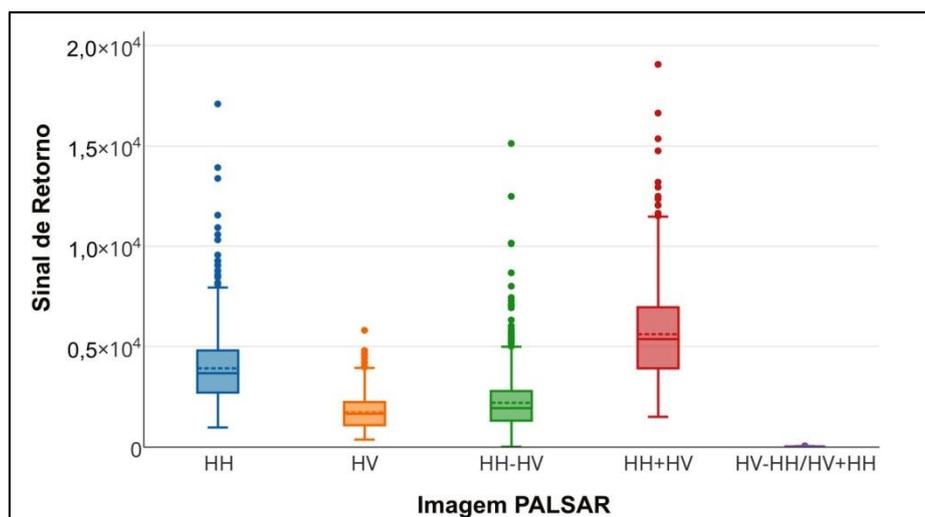


Figura 7.25 – Síntese das estatísticas descritivas extraídas de um conjunto de 1.000 amostras aleatoriamente distribuídas sobre as imagens PALSAR multipolarizadas originais e subprodutos.

7.4.1.2. Filtragem espacial

As análises que seguem foram realizadas para as imagens HH, HV e HH+HV. As imagens HH-HV e HV-HH/HV+HH, por terem revelado condições visuais insatisfatórias e valores baixos nas estatísticas computadas previamente, foram desconsideradas dessa análise. Para efeitos descritivos, a imagem de polarização HH foi selecionada para o processamento de detalhe descrito a seguir.

A imagem HH possui pixels com valores de ND variando de muito altos a muito baixos, e que se repetem constantemente (curva preta da Figura 7.27). Filtragem de média em janela de dimensão 3x3 resultou na diminuição da amplitude desses valores, o que contribuiu de forma considerável para a redução da textura rugosa dos alvos da cena (Figura 7.26B). Essa filtragem de média resultou em maior suavização da curva de distribuição dos valores de pixels, como se pode observar em perfil transversal de área-teste sobre topografia levemente plana (curva vermelha da Figura 7.27). Além disso, também foi possível um melhor agrupamento de pixels representativos de feições curvilíneas na imagem.

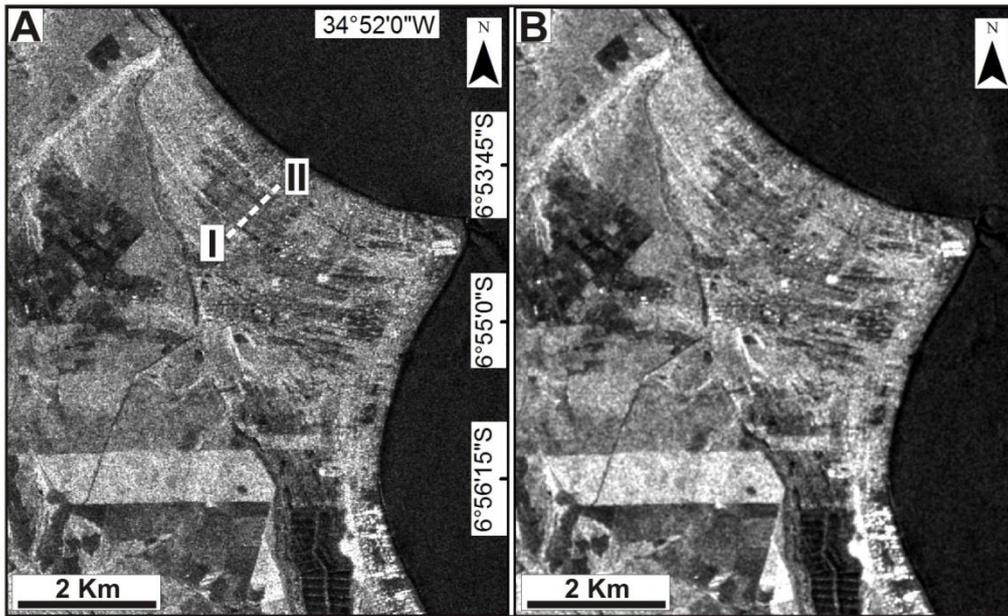


Figura 7.26 - Comparação de imagem PALSAR de polarização HH sem filtragem (A) e com filtragem de média em janela de dimensão 3x3 (B).

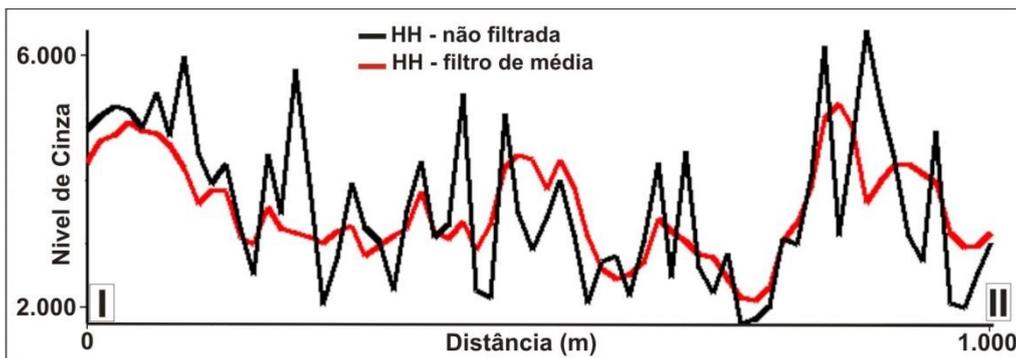


Figura 7.27 – Perfil transversal com a distribuição dos valores de pixels das imagens HH não filtrada (curva preta) e HH após filtragem de média (curva vermelha) (ver localização do perfil transversal na Figura 7.26A). Notar a maior suavização na curva de pixels da imagem filtrada.

De forma absoluta, os resultados obtidos com as estatísticas descritivas confirmaram que o valor médio de ND da imagem filtrada (i.e., 3.879) teve pequena diminuição comparativamente à imagem não filtrada (i.e., 3.898) (Figura 7.28). Além disso, a distribuição dos valores de pixels da imagem filtrada apresentou baixa dispersão relativamente à imagem não filtrada, o que implicou em alvos com menor contraste na cena (Figuras 7.26A-B e 7.28). Operação de realce de contraste linear amplificou a média e a dispersão dos

dados da imagem filtrada (Figura 7.28), o que resultou em alvos com maior brilho e contraste na cena.

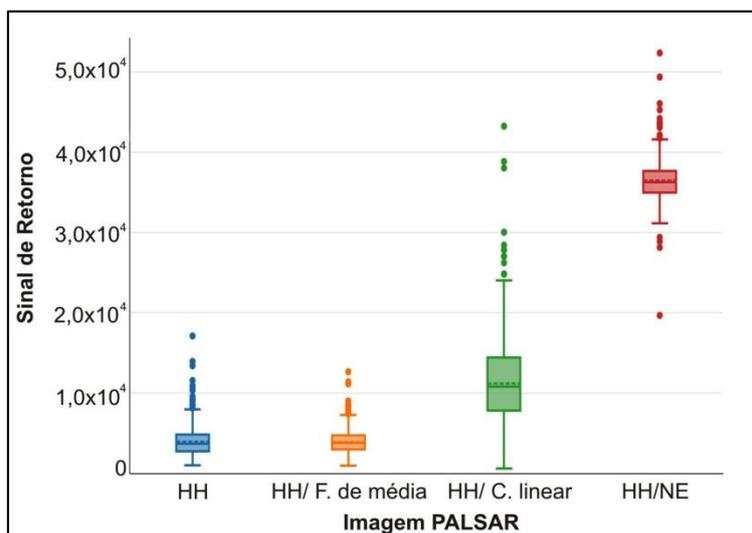


Figura 7.28 – Síntese das estatísticas descritivas extraídas de um conjunto de 1.000 amostras aleatoriamente distribuídas sobre imagem PALSAR de polarização HH, relativamente à imagem HH submetida à técnica de filtragem de média, contraste linear e soma com imagem submetida a filtro direcional NE.

Com o intuito de realçar as informações de detalhe (i.e., alta frequência) dos alvos da imagem HH processada previamente, testou-se também filtragem passa-alta do tipo direcional nas orientações NE e NW em janela de dimensão 3x3 (Figura 7.29A-B). O uso de operação de filtragem direcional de orientação NE permitiu o realce de uma série de linhas paralelas e curvilíneas. Tais feições, atribuídas a cordões litorâneos, mostram tons contrastantes com o seu entorno e são melhor preservadas na porção norte da área em estudo, onde se estendem por até 3 km (setas amarelas na Figura 7.29A). Em contrapartida, nota-se que, na imagem resultante de filtragem de direção NW, essas feições foram mascaradas no terreno (Figura 7.29B). Outra feição registrada em detalhe na imagem filtrada de direção NE correspondeu a uma linha levemente encurvada que se estende continuamente por mais de 5 km na porção central da área, relacionada à paleolinha de costa (setas azuis na Figura 7.29A). Tal feição não foi tão claramente observada na imagem resultante da operação de filtragem de direção NW (Figura 7.29B).

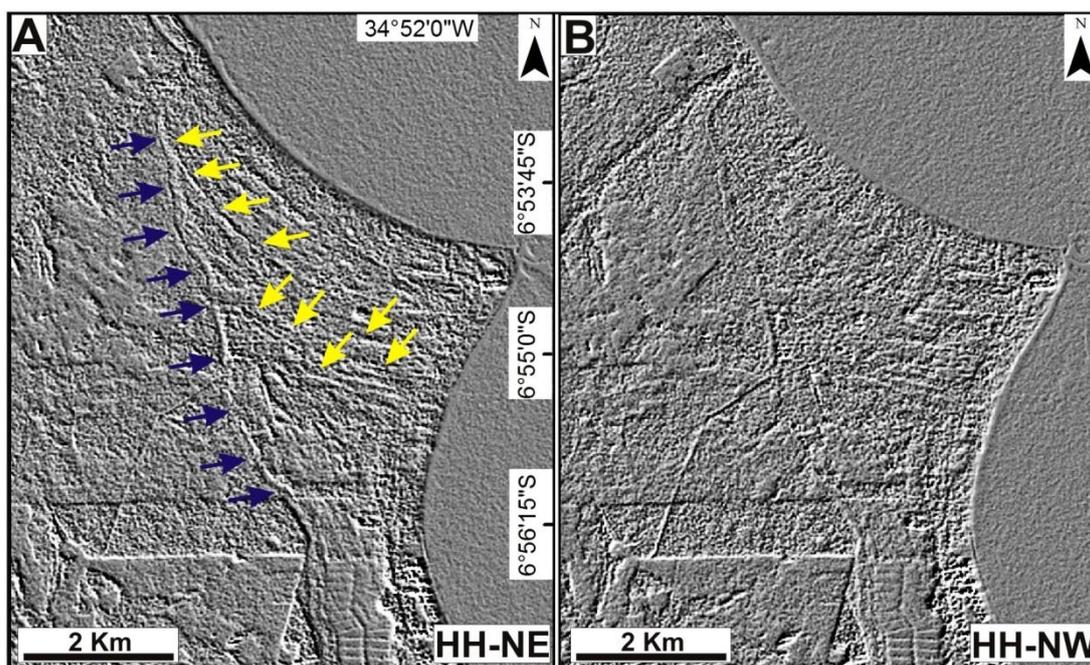


Figura 7.29 – Comparação de imagem PALSAR de polarização HH submetida à filtragem direcional de orientação NE (A) e NW(B). Setas amarelas em A = cordões litorâneos de direção em geral NW-SE; setas azuis = paleolinha de costa de direção geral NNW-SSE.

7.4.1.3. Integração dos dados PALSAR

De modo geral, a combinação das imagens filtradas, i.e., imagem HH submetida à operação de filtragem de média com filtragem direcional na orientação NE (i.e., HH/NE), levou não somente à redução do ruído *speckle*, mas também contribuiu para o realce de informações complementares que favorecem a análise do paleodelta proposto. Em particular, esse produto enfatizou os detalhes de alvos dispostos na cena em orientação perpendicular ou quase perpendicular à direção de filtragem utilizada (i.e., NE). Isto incluiu o realce das feições curvilíneas atribuídas a cordões litorâneos e à paleolinha de costa (setas da Figura 7.30B), contrariamente à imagem original de polarização HH, onde tais feições foram delimitadas com menor grau de precisão (Figura 7.30A). De forma absoluta, foi verificada uma distribuição de dados mais simétrica na imagem HH/NE, com média e dispersão de dados mais elevadas relativamente à imagem de polarização HH (Figura 7.28). Isto sugere alvos com maior brilho e contraste na cena da primeira imagem (Figura 7.30A-B).

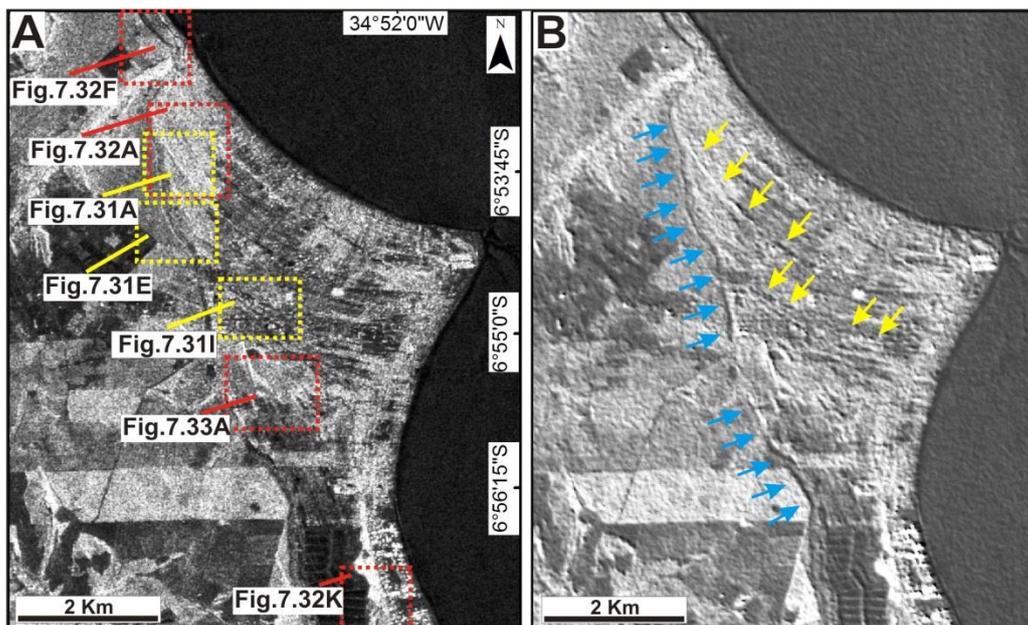


Figura 7.30 - Comparação de imagem PALSAR de polarização HH (A) e imagem HH/NE. Notar em B o maior realce de feições relacionadas com cordões litorâneos (setas amarelas) e com a paleolinha de costa (setas azuis).

Finalmente, de modo a avaliar qualitativamente o potencial da imagem HH/NE no registro de feições morfológicas como cordões litorâneos e paleolinha de costa, realizou-se uma última análise comparativa visual. Para isso, foram selecionadas cenas de imagem HH original não somada e submetida apenas a filtro adaptativo (i.e., Lee, 3x3), e HH/NE processada com operação de contraste negativo (Figura 7.31). Dada a provável ocorrência de artefatos na imagem HH/NE, utilizou-se, também, a imagem óptica do sensor RapidEye de resolução espacial fina (i.e., 5 m), a fim de validar o registro das morfologias referidas.

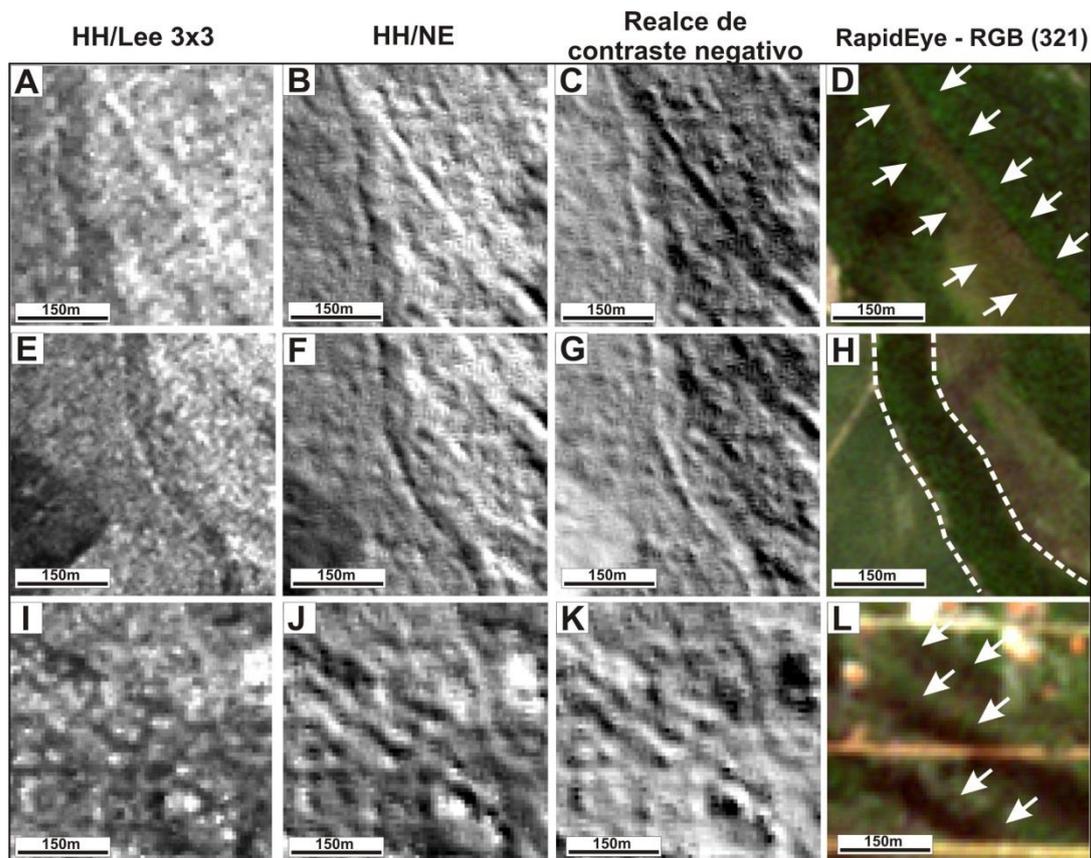


Figura 7.31 – Comparação de diferentes produtos do sensoriamento remoto a fim de avaliar o realce de subambientes do paleodelta estudado. (A-E-I) Imagem PALSAR em polarização HH com uso de filtro Lee de janela 3x3 (ver localização da área na Figura 7.30A). (B-F-J) Imagem HH/NE. (C-G-K) HH/NE com operação de realce por contraste negativo. (D-H-L) Imagem óptica do sensor RapidEye de resolução espacial de 5 m em composição colorida verdadeira RGB 321 (setas brancas = cordões litorâneos; linhas tracejadas na cor branca = paleolinha de costa).

A análise geral de todos os produtos levou à constatação de que as imagens HH/NE e HH/NE com contraste negativo foram as mais eficientes no realce de detalhes de feições relacionadas a cordões litorâneos e à paleolinha de costa (Figura 7.31B-C-F-G-J-K). Como exemplo disso, observou-se para a porção norte da área em estudo, que a feição de cordão litorâneo teve os seus contornos melhor definidos na imagem HH/NE, enquanto que os limites desta feição revelaram-se imprecisos na imagem de polarização HH (Figura 7.31A-B). A operação de contraste negativo sob efeito de inversão de relevo, ou seja, alvos de tons claros se tornam escuros e vice-versa, também permitiu boa visualização dessa feição no terreno. O registro em detalhe da feição de cordão

litorâneo na imagem HH/NE foi validado, também, ao se comparar este subproduto com imagem óptica de resolução espacial de 5 m em composição colorida verdadeira (setas brancas na Figura 7.31D).

Ainda na porção norte da área pode-se verificar que a feição de paleolinha de costa foi definida de maneira mais precisa nas imagens HH/NE e HH/NE com uso de contraste negativo (Figura 7.31F-G). Por outro lado, os limites dessa feição no terreno foram menos precisos na imagem original de polarização HH (Figura 7.31E). A delimitação da feição de paleolinha de costa na imagem HH/NE teve também boa concordância com seu traçado em imagem óptica de resolução espacial fina e em composição colorida verdadeira. Nessa imagem, a paleolinha de costa ocorre sob extenso cinturão de vegetação arbórea (linhas tracejadas na Figura 7.31H).

Em relação à porção central da área, observou-se que os contornos de feições de cordões litorâneos dispostos paralelamente uns aos outros foram mais evidentes no produto HH/NE (Figura 7.31J). Contrariamente, na imagem original de polarização HH, o traçado desses elementos foi mascarado no terreno (Figura 7.31I). Similarmente, o uso de operação de contraste negativo também permitiu discernir o arranjo paralelo de cordões litorâneos com áreas adjacentes no terreno (Figura 7.31K). Apesar de sutil, o registro de cordões litorâneos na imagem HH/NE também apresentou boa concordância com a imagem óptica de resolução espacial fina e em composição colorida verdadeira, onde essas feições foram realçadas em tons escuros no terreno (setas brancas na Figura 7.31L).

7.5. Descrição das classes geomorfológicas

O uso de técnicas de filtragem espacial, combinado com as imagens PALSAR, permitiu delinear a morfologia geral do paleodelta, bem como suas feições internas, com grande eficiência (Figura 7.32). A análise conjunta desses dados levou à interpretação visual de cinco classes geomorfológicas, que incluem: cordão litorâneo, paleolinha de costa, água, laguna e ilha barreira. No caso da

classe cordão litorâneo também foi possível identificar superfícies de reativação relacionadas às fases de descontinuidade do processo de progradação deltaica. Todas as classes, porém, foram mapeadas apenas sobre a porção setentrional da morfologia em estudo. Ao sul, não foi possível extrair feições similares, dada sua reduzida preservação no terreno, provavelmente, devido ao estabelecimento de áreas urbanizadas.

A classe de cordões litorâneos foi melhor extraída com base nos produtos HH/NE e HH+HV/NE (Figura 7.32A-C). Em ambas dessas imagens, as feições curvilíneas dos cordões litorâneos foram realçadas em tons de brilhos contrastantes com as áreas adjacentes. Por outro lado, nota-se que os tons de brilhos elevados no produto HV/NE dificultaram o traçado de feição similar no terreno (Figura 7.32B). No caso dessa classe apenas, também se utilizaram, quando necessário, cenas de imagem óptica do sensor RapidEye para a extração de feições de cordões litorâneos não identificáveis nas imagens de radar processadas previamente (setas brancas na Figura 7.32D).

A classe paleolinha de costa foi extraída exclusivamente com base nos produtos HH/NE e HH+HV/NE (Figura 7.32F-H). Nestes, a paleolinha de costa teve seus limites realçados em tons escuros (setas amarelas na Figura 7.32H). Em contrapartida, nota-se que os limites da paleolinha de costa foram totalmente mascarados em imagens ópticas, como a do sensor RapidEye de resolução espacial de 5 m (Figura 7.32I). Já a classe água que inclui principalmente rios e lagoas da área do delta, foi a mais facilmente extraída nos produtos de sensoriamento remoto. Esta classe foi realçada, em geral, por tons escuros e textura lisa na cena tanto nos produtos de radar, quanto nas imagens ópticas (Figura 7.32F-I).

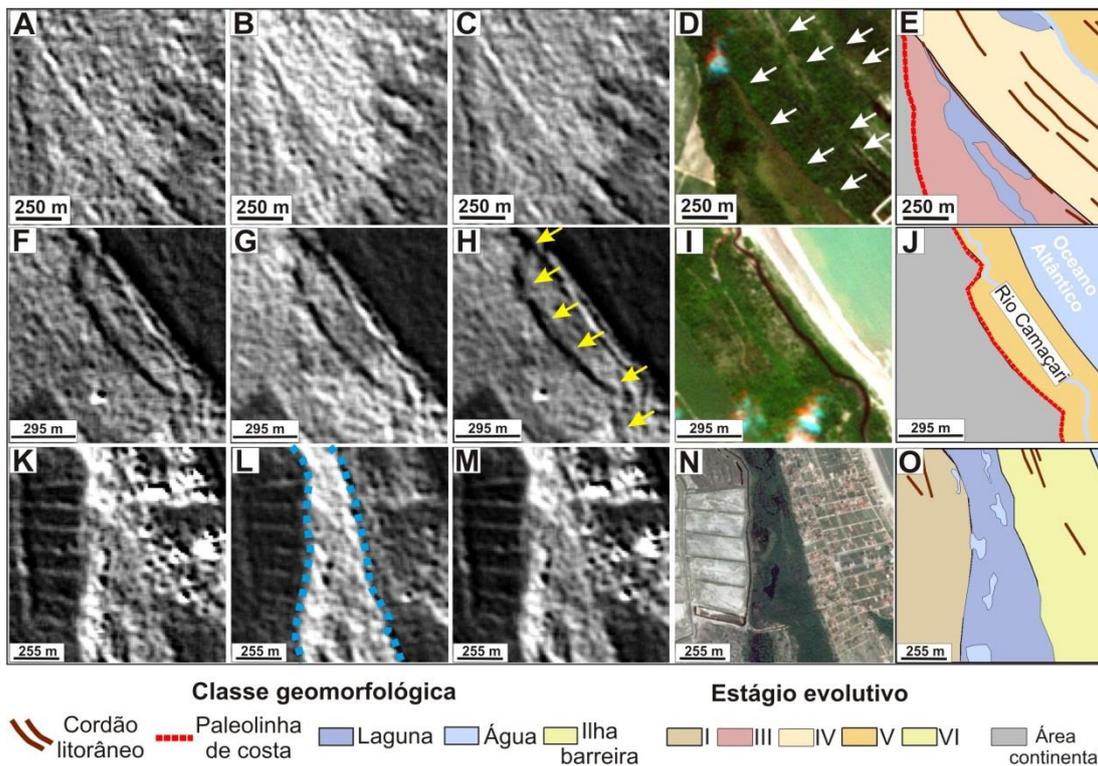


Figura 7.32 - Comparação dos diferentes produtos de sensoriamento remoto utilizados no mapeamento de feições geomorfológicas do paleodelta estudado (ver localização na Figura 7.30A). (A-F-K) Imagem HH/NE. (B-G-L) Imagem HV/NE. (C-H-M) Imagem HH+HV/NE. (D-I) Imagem óptica do sensor RapidEye de resolução espacial de 5 m na composição colorida verdadeira RGB 321. (N) Imagem óptica do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. (E-J-O) Classes geomorfológicas correspondentes (ver a distribuição geográfica das classes na Figura 7.34). (setas brancas = cordões litorâneos; setas amarelas = paleolinha de costa; linhas tracejadas azuis = laguna).

A comparação de todos os produtos de radar evidenciou que a imagem HV/NE foi a que melhor realçou a classe atribuída à laguna (Figura 7.32L). Assim, utilizou-se esse produto para a extração dessa classe, que foi realçada com tons de brilhos elevados e textura variável (linhas azuis na Figura 7.32L). Já os produtos HH/NE e HH+HV/NE não realçaram, com eficiência, essa feição no terreno. Isto foi devido provavelmente aos tons de brilhos elevados de áreas urbanizadas adjacentes (Figura 7.32K-M). Apesar da eficiência da imagem HV/NE no realce da classe laguna da porção sul da área do paleodelta, também se observaram em outros setores feições similares intercaladas com as demais classes mapeadas. Essas feições, porém, só foram passíveis de

serem mapeadas com maior nível de detalhamento a partir de imagem óptica de alta resolução espacial (Figura 7.33A-B).

A classe atribuída à ilha barreira foi mapeada apenas em uma faixa da porção centro-sul oriental da área do delta. Essa classe teve seus limites extraídos com base, principalmente, na análise de todos os produtos de radar processados previamente, embora tenha se também utilizado de imagem óptica para confirmação dessa feição no terreno (ver áreas adjacentes à classe laguna na Figura 7.32N). Porém, a não preservação dos contornos dessa feição no extremo leste do paleodelta levou a inferir os seus limites (Figura 7.34). Isto é devido, provavelmente, à ocorrência de áreas urbanizadas adjacentes.

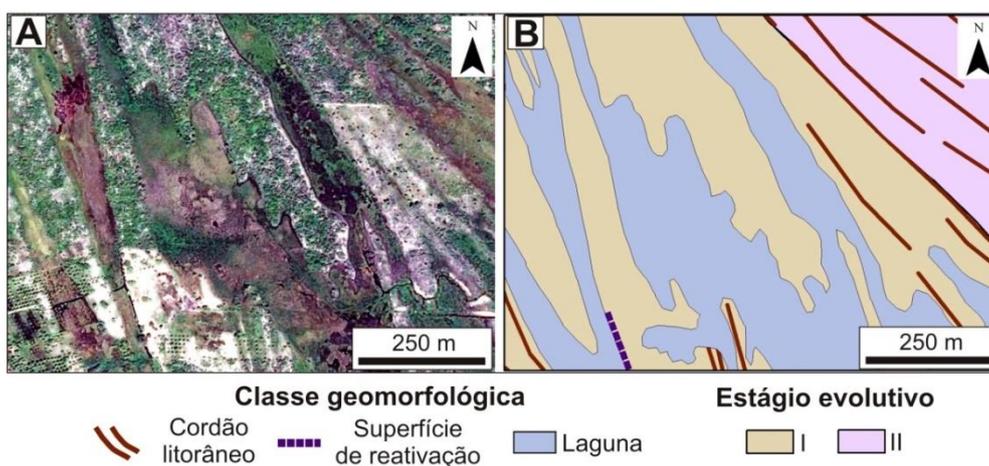


Figura 7.33 - Depósitos representativos da classe laguna na porção central do delta (ver localização da área na Figura 7.30A). (A) Imagem óptica do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. (B) Classes geomorfológicas correspondentes (ver a distribuição geográfica das classes na Figura 7.34).

7.6. Descrição do mapa geomorfológico e cronologia

O reconhecimento das classes geomorfológicas acima descritas resultou na elaboração do mapa geomorfológico apresentado na Figura 7.34. Esse mapa revelou detalhes da morfologia em estudo com grande precisão. A análise do mapeamento permitiu confirmar morfologia com geometria cuspidada a norte da desembocadura do rio Paraíba. Essa feição possui largura máxima de 4 km

na direção E-W e comprimento de 12 km na direção N-S. Ela se desenvolveu imediatamente a leste de depósitos arenosos costeiros dos Sedimentos Pós-Barreiras, sendo separados destes por superfície de descontinuidade orientada na direção NNW/SSE, atribuída à paleolinha de costa.

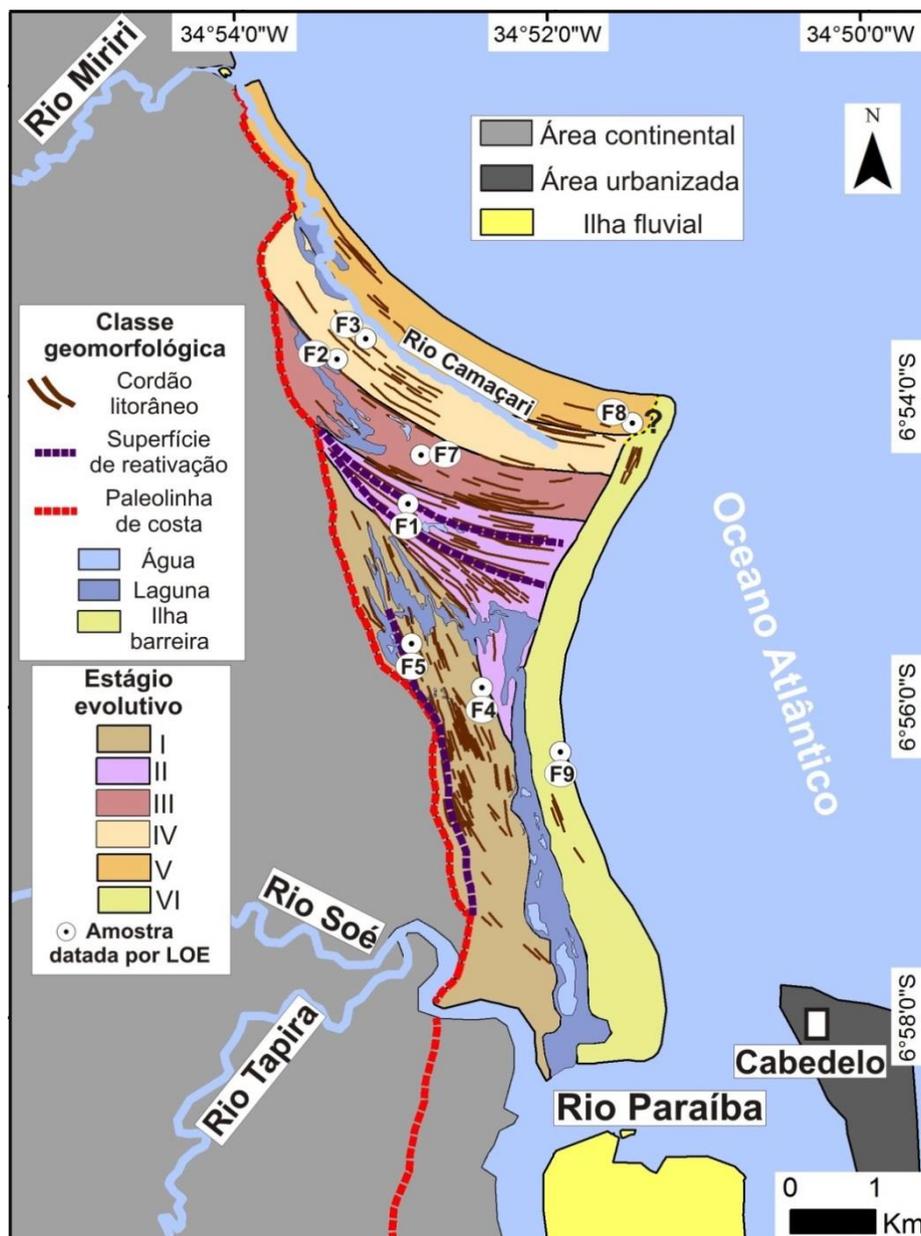


Figura 7.34 - Mapa geomorfológico gerado principalmente a partir de imagens multipolarizadas do sensor PALSAR/ALOS-1 e subordinadamente de dados ópticos, o qual ressalta a morfologia cuspidada relacionada a um paleodelta a norte da desembocadura do rio Paraíba. Linha tracejada ao norte do paleodelta = limite inferido da ilha barreira; LOE = luminescência opticamente estimulada.

A análise do mapa geomorfológico permitiu a interpretação de pelo menos cinco estágios evolutivos de progradação da feição deltaica, além de um último estágio posterior à progradação, que incluiu a anexação de morfologia atribuída a uma ilha barreira (Figura 7.34). Esses estágios foram definidos pela presença de superfícies de descontinuidade, relacionadas com momentos de interrupção do processo de progradação deltaica, quando houve parada de sedimentação e, provavelmente, erosão. A cronologia desses eventos de progradação da linha de costa foi estabelecida com base em datação dos depósitos arenosos pela técnica de luminescência opticamente estimulada (ver Figura 7.34 e Tabela 7.3).

Tabela 7.3 – Valores de datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) para os sedimentos arenosos do paleodelta estudado.

*Amostra	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Dose Equivalente (Gy)	Taxa de Dose Anual (Gy/ka)	Idade Média (anos)	Estágio Evolutivo
F1	0,15 ± 0,0	0,66 ± 0,0	0,02 ± 0,0	0,41	0,26	1.572 ± 106	II
F2	0,80 ± 0,0	4,19 ± 0,0	0,29 ± 0,0	0,82	0,63	758 ± 57	IV
F3	0,40 ± 0,0	1,94 ± 0,0	0,17 ± 0,0	0,32	0,50	637 ± 43	IV
F4	0,24 ± 0,0	0,37 ± 0,0	0,07 ± 0,0	0,65	0,30	2.140 ± 144	I
F5	0,46 ± 0,0	1,26 ± 0,0	0,01 ± 0,0	0,67	0,35	1.908 ± 132	I
F7	0,27 ± 0,0	1,03 ± 0,0	0,22 ± 0,0	0,48	0,44	1.077 ± 88	III
F8	0,21 ± 0,0	0,84 ± 0,0	0,22 ± 0,0	0,12	0,47	272 ± 32	V
F9	0,32 ± 0,0	0,85 ± 0,0	0,13 ± 0,0	0,035	0,42	~80	VI

* Ver localização das amostras datadas na Figura 7.34.

Os depósitos representativos do estágio I ocorrem na porção proximal da morfologia deltaica, ao norte da desembocadura atual do rio Paraíba (Figura 7.34). Esse pacote sedimentar representa a fase inicial de progradação do delta, com largura média de 1 km e comprimento aproximado de 7 km. O conjunto de cordões litorâneos representativo desse estágio inicial se desenvolveu como sucessões paralelas à linha de costa e próximas a ela, com orientação geral NNW-SSE (Figura 7.34). Notou-se, também, nesse conjunto, a presença de cordão litorâneo extenso e discordante com os adjacentes. Esse estágio evolutivo revelou idades mais antigas relativamente aos estágios

sucessores, variando entre 2.140 ± 144 e 1.908 ± 132 anos (Tabela 7.3), com média aproximada de 2.024 anos.

O estágio II é representado por depósitos adjacentes aos do primeiro estágio, desenvolvidos a leste, já na porção centro-sul da feição deltaica (Figura 7.34). Este pacote sedimentar tem forma em cúspide acentuada, cujas dimensões correspondem a 1,8 km de largura e 3,5 km de comprimento. Esse estágio evolutivo é representado por pacote de cordões litorâneos alongados de direção geral NW-SE, internamente definidos por superfícies de descontinuidades de maior frequência (Figura 7.34). Uma datação por LOE foi obtida para esses depósitos, que registrou idade de 1.572 ± 106 anos.

Os depósitos atribuídos ao estágio III situam-se na porção centro-norte da morfologia deltaica. Esse conjunto apresenta largura média de 650 m e comprimento de 4 km (Figura 7.34). Os cordões litorâneos representativos desse agrupamento podem alcançar até 1,2 km de extensão no terreno, com direção geral NW-SE. A datação LOE de amostra derivada desses depósitos registrou idade de 1.077 ± 88 anos.

De forma similar, os depósitos representativos do estágio IV também revelaram dimensões aproximadas aos conjuntos de cordões dos estágios anteriores, com largura média de 650 m e comprimento de 5 km. Observou-se, ainda, que o conjunto de cordões litorâneos relacionados ao estágio IV tem orientação similar aos do estágio III (Figura 7.34). Duas amostras submetidas à datação pela técnica de LOE indicaram idades absolutas variando de 758 ± 57 e 637 ± 43 anos, com média de 697 anos.

Os depósitos representativos do estágio V ocorrem na porção mais distal da paleomorfologia analisada, e, portanto, representam o estágio final de progradação desse paleodelta (Figura 7.34). No setor de maior inflexão desse pacote sedimentar, onde ocorre a feição típica em cúspide, esse pacote de cordões litorâneos tem 800 m de largura média (Figura 7.34), se estendendo na direção NW-SE por cerca de 600 m de extensão. A visualização da

morfologia de cordões litorâneos representativos desse estágio é localmente prejudicada pela urbanização. A idade LOE registrada para esse pacote sedimentar foi de apenas 272 ± 32 anos.

Um último estágio evolutivo interpretado para essa área foi aqui atribuído à formação de ilha barreira, tomando-se como base, principalmente, a orientação dos cordões litorâneos (Figura 7.34). Assim, depósitos representativos do estágio VI apresentam geometria levemente convexa para o oceano e truncam todos os demais depósitos formados nos estágios anteriores (Figura 7.34). Os cordões litorâneos dessa fase indicaram direções variáveis tanto a NE-SW quanto para NNW-SSE. Embora não tenha sido possível obter idade representativa desse estágio com erros aceitáveis estatisticamente pela técnica LOE, análise de uma única amostra (i.e., a F9) (ver Figura 7.34) indicou idade muito mais recente (i.e., ~ 80 anos) relativamente ao estágio V.

8. DISCUSSÃO

A discussão dos resultados obtidos na presente pesquisa foi estruturada da seguinte forma: (i) eficiência dos produtos de sensoriamento remoto na análise morfoestrutural e caracterização morfológica do delta; (ii) análise da influência tectônica a partir de elementos da paisagem; e (iii) interpretação do sistema deltaico.

8.1. Eficiência dos produtos de sensoriamento remoto na análise morfoestrutural e caracterização morfológica do delta

Os resultados obtidos na presente pesquisa atestam o uso favorável de técnicas e produtos de sensoriamento remoto aqui utilizadas, tanto na análise morfoestrutural da área de estudo, quanto na caracterização morfológica do delta proposto neste trabalho. Em particular, o uso de produtos derivados de sensores ativos foi fundamental na análise dos alvos de interesse, já que o uso de imagens ópticas para o litoral nordestino é desfavorável devido à constante cobertura de nuvens.

8.1.1. Análise morfoestrutural

De forma geral, o MDE-SRTM de resolução espacial de 30 m foi apropriado para a análise de morfologias no terreno em escalas regional e de detalhe. O uso de paleta de cores a partir da estratificação dos valores de elevação nesse MDE foi essencial como operação auxiliar, o que permitiu melhor visualização das morfologias de interesse. Isto favoreceu a extração dos canais de drenagem, cuja interpretação auxiliou no reconhecimento da influência de atividade tectônica na área de estudo, conforme será abordado nos itens seguintes. Esses, porém, foram melhor extraídos em áreas de relevos acentuados e com fortes contrastes altitudinais. Já em áreas de relevo plano e com altitudes baixas (i.e., inferiores a 15 m em média), como, por exemplo, nos cursos terminais dos rios Paraíba e Mamanguape, a delimitação do traçado dos canais de drenagem pelo MDE-SRTM foi dificultada. É importante destacar,

ainda, que o MDE-SRTM de resolução espacial fina, também foi útil como produto auxiliar ao cálculo de FSTT de forma automatizada. O uso do método automático permitiu otimizar consideravelmente o tempo de execução dessa tarefa, já que o cálculo manual tornaria, por vezes, inviável em áreas extensas, como é o caso da área deste estudo.

As variáveis geomorfométricas locais curvatura horizontal e orientação de vertentes foram eficientes como produtos auxiliares ao mapeamento de lineamentos morfoestruturais, cuja análise também possibilitou inferir sobre processos tectônicos atuantes na área de estudo (ver item 8.2.2). Esses dois produtos, combinados com a base de drenagem corrigida, permitiram extrair, com eficiência, um número considerável de lineamentos morfoestruturais, tanto de relevo positivo quanto negativo. Estudos recentes desenvolvidos sobre a porção central da Bacia Paraíba já haviam revelado o uso favorável de tais variáveis em estudos morfoestruturais, particularmente aqueles visando à extração de lineamentos em superfície (ANDRADES FILHO; FONSECA, 2009; ANDRADES FILHO, 2010; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012a). Essas publicações revelaram que ambas variáveis permitiram extrair com precisão um número maior de lineamentos morfoestruturais, relativamente aos dados derivados de imagens PALSAR/ALOS-1 e TM-Landsat 5.

A coerência topográfica em janela móvel de dimensão 7x7 foi um importante produto auxiliar na extração de canais de drenagem, tendo sido até mesmo mais eficiente que o MDE-SRTM (ver Figura 7.2). É importante, destacar, ainda, que a análise da literatura previamente ao planejamento dessa pesquisa mostrou que a coerência topográfica ainda não foi testada com a finalidade de extrair redes de drenagem. O maior número de vetores extraídos pela coerência topográfica relativamente ao MDE-SRTM deve-se, muito provavelmente, à estruturação do terreno da área de estudo. Isto porque, canais de drenagem se instalam nas áreas de relevo negativo, cujo padrão de orientação de vertentes, em geral difuso e não organizado (i.e., com vertentes em direções opostas), coincidiu com áreas similares onde ocorrem pixels

tendendo aos menores valores de coerência topográfica (VALERIANO; ROSSETTI, 2011). Por isso, pixels alinhados com valores baixos de coerência topográfica permitiram um realce do traçado dos canais de drenagem de forma mais precisa no terreno, tanto em áreas dominadas por litologias da cobertura sedimentar, quanto do embasamento cristalino.

Assim, a coerência topográfica foi eficiente para melhorar significativamente a extração de canais de drenagem na área de estudo, tendo sido utilizada para completar a base vetorial da drenagem extraída com base no MDE-SRTM. Por outro lado, a pouca eficiência da coerência topográfica no realce dos cursos terminais dos rios Paraíba e Mamanguape pode ser devido à dificuldade em se definir um padrão consistente de orientação de fluxo em áreas planas (VALERIANO, 2008).

Além de canais de drenagem, a coerência topográfica mostrou-se também eficiente para ressaltar a morfologia do terreno, revelando com maior precisão blocos soerguidos e rebaixados (ver Figura 7.2). Isto pode estar associado ao tamanho da janela móvel utilizada na operação de filtragem, que influencia diretamente a escala de análise. Assim, no caso da presente pesquisa, o uso de janela móvel de dimensão 7x7 foi compatível com a integração de elementos na imagem, cuja forma resultou no realce desses blocos morfoestruturais. Porém, testes mais aprofundados sobre um provável significado morfoestrutural para a coerência topográfica permanecem, ainda, por serem realizados em investigações futuras.

8.1.2. Caracterização morfológica do delta

As imagens PALSAR e os processamentos aplicados a elas foram eficientes para realçar a morfologia deltaica e caracterizar os seus subambientes de forma mais eficiente que outros produtos de sensoriamento remoto, como imagens ópticas ou MDEs. Dois fatores podem explicar isso: (i) a utilização de dados ópticos para o caso do litoral Nordeste do Brasil, como já mencionado previamente, é desfavorecida pela baixa disponibilidade de imagens livres de

nuvens; e (ii) dados de MDEs, como os da missão SRTM (RABUS et al., 2003), apresentam erros e imprecisões em áreas com cotas topográficas baixas (BOURGINE; BAGHDADI 2005; RODRIGUEZ et al., 2005; MANTELLI; ROSSETTI, 2009), como é o caso de planícies deltaicas. Então, embora a morfologia deltaica tenha sido preliminarmente sugerida em imagens ópticas, imagens multipolarizadas de radar possibilitaram extrair seus limites de forma precisa, bem como detalhar seus subambientes internos, conforme será discutido a seguir.

O uso de operações aritméticas aplicadas às imagens de radar originais foi essencial na geração de um conjunto de dados que permitiu melhor caracterizar a feição deltaica em estudo. O fato das imagens HH e HV terem revelado um conjunto de dados que mais se diferencia estatisticamente já era esperado, levando em consideração que o uso de diferentes polarizações pelo sistema sensor gera respostas de retroespalhamento dos alvos distintas (HENDERSON; LEWIS, 1998). Porém, tanto as imagens multipolarizadas originais, quanto aquelas resultantes da aplicação de operações aritméticas revelaram alvos com rugosidade elevada, o que comprometeu fortemente a visualização dos seus detalhes (ver Figura 7.24). Isto se deveu à influência do ruído *speckle* nos dados, que é geralmente um problema nas imagens de radar, como mostra publicações prévias (SANT'ANNA; MASCARENHAS, 1996; HENDERSON; LEWIS, 1998). Adicionalmente, a alta rugosidade dos alvos, revelada no subproduto HH-HV foi também influenciada pela operação matemática aplicada. Isto porque, tal operação resultou em imagem tendendo tanto aos pixels com valores baixos de nível de cinza, quanto mais dispersos, o que possivelmente implicou na rugosidade elevada dos alvos.

A combinação das imagens submetidas às operações de filtragem de média e direcional gerou um produto híbrido que permitiu melhor discriminar os subambientes da morfologia deltaica. Isto favoreceu a elaboração do mapa geomorfológico (ver Figuras 7.30 a 7.34). Foi notável o realce de feições internas do delta, sobretudo quando visualizadas em mapas de escala grande.

Assim, imagens de radar combinadas à operação de filtragem espacial se revelaram de melhor aplicabilidade para realçar a morfologia do delta e caracterizar seus subambientes, já que tanto a imagem de radar original, quanto a submetida a filtro Lee de janela 3x3, não permitiram realçar com precisão os alvos de interesse (ver Figuras 7.30 e 7.31). A operação de contraste negativo também trouxe importante ganho à interpretação de subambientes do delta.

O uso da técnica de filtragem espacial, como a média, permitiu não somente reduzir a textura rugosa dos alvos de forma considerável, mas também agrupar os pixels representativos de feições curvilíneas na imagem, estas atribuídas a cordões litorâneos e à paleolinha de costa. Já a operação de filtragem direcional, com o uso do filtro de direção NE, realçou, com eficiência, os detalhes de subambientes do delta, sobretudo dos cordões litorâneos e da paleolinha de costa. O motivo do filtro de direção NW não ter a mesma eficiência que o filtro de direção NE para tal finalidade foi, certamente, a disposição dessas duas morfologias no terreno. Levando em consideração que filtros direcionais realçam, em geral, feições na imagem dispostas perpendicularmente à direção pré-determinada (CROSTA, 1993; RICHARDS, 1995), a escolha do filtro de direção NE foi a mais adequada no caso da área de estudo, dada a orientação dos cordões litorâneos de direção NW-SE e a paleolinha de costa de direção NNW-SSE.

Embora não exclusivamente, os produtos de radar permitiram extrair, com eficiência, as principais classes geomorfológicas do delta. Tais classes, porém, variaram de acordo com as polarizações das imagens de radar, levando em consideração que todas elas foram geradas nas mesmas condições de imageamento (i.e., órbita ascendente, azimute de visada de 78° e ângulo de incidência de 34,3°).

Assim, relaciona-se o fato da imagem de polarização HV/NE não ter apresentado mesma eficiência que a HH/NE e a HH+HV/NE no mapeamento

das classes de cordões litorâneos e paleolinha de costa ao alto sinal de retorno captado pelo sensor, que resulta do espalhamento volumétrico dado pela interação com dosséis arbóreos (HENDERSON; LEWIS, 1998). Isto justifica, portanto, os tons elevados de brilho encontrados nessa imagem (ver Figura 7.32B-G-L). Interpretações similares a esta, no que diz respeito ao mecanismo de retroespalhamento volumétrico, já haviam sido constatadas em dosséis amazônicos (HAYAKAWA et al., 2010) e, mais recentemente, no delta do rio Doce (POLIZEL; ROSSETTI, 2014). No caso das áreas vegetadas, a polarização HH pode ter penetrado mais e interagido melhor com as feições de interesse, possivelmente em função do espalhamento superficial menos afetado por espalhamento volumétrico pelo dossel.

Um fato interessante, ainda, é que a classe paleolinha de costa situada ao norte do delta foi realçada apenas nas imagens de radar e não em imagem óptica do sensor RapidEye, de resolução espacial de 5 m (ver Figura 7.32F-G-H-I). Isto se deve, muito provavelmente, à natureza dos dados de radar, que favorecem a análise das formas de relevo devido à interação das micro-ondas com as propriedades eletrogeométricas dos alvos em superfície. Além disso, o sensor PALSAR por operar na banda L (23,6 cm) tem boa penetrabilidade da onda eletromagnética em alvos terrestres (HENDERSON; LEWIS, 1998), podendo revelar morfologias não identificáveis em outros produtos do sensoriamento remoto.

A classe água, desprovida de vegetação, teve seus limites estabelecidos com base nos produtos ópticos e de radar. O fraco sinal de retorno captado pelo sistema radar em áreas similares de tons de brilhos escuros e textura lisa é possivelmente associado ao efeito de retroespalhamento do tipo especular (HENDERSON; LEWIS, 1998), como já constatado em outras áreas amazônicas (HAYAKAWA et al., 2010). A imagem HV/NE foi útil ao mapeamento da classe laguna, que contrariamente à classe água, revelou quantidade expressiva de cobertura vegetal. Portanto, os tons de brilhos elevados registrados por essa classe (ver Figura 7.32L) podem estar

associados ao mecanismo de espalhamento *double bounce* que interage com a lamina d'água e a vegetação (*corner reflector*). De forma similar, é possível, ainda, que os tons de brilhos elevados dessa classe nas imagens HH/NE e HH+HV/NE também estejam associados com o mecanismo de espalhamento *double bounce*, porém, devido a ocorrência de alvos situados em áreas urbanizadas. Tal efeito faz com que grande parte do sinal emitido retorne ao sistema sensor, devido às características desses alvos, como a forma e a rugosidade (HENDERSON; LEWIS, 1998).

8.2. Análise da influência tectônica a partir de elementos da paisagem

A análise de elementos da paisagem, como drenagem e lineamentos morfoestruturais extraídos com base em produtos de sensoriamento remoto, bem como a interpretação de índices morfométricos e seções geológicas, permitiram evidenciar que atividades tectônicas foram importantes na construção do relevo da área de estudo.

8.2.1. Drenagem

A análise da rede de drenagem permitiu reunir várias evidências compatíveis com áreas sujeitas a deformações tectônicas. Em primeiro lugar, isto é sugerido com base na análise dos padrões de drenagem. Vários setores da área de estudo revelaram padrões como o treliça e subtipos associados, e radial. Embora não exclusivos, esses padrões de drenagem são comumente associados a terrenos falhados e/ou dobrados (HOWARD, 1967; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991).

Dentre os padrões de drenagem com forte controle estrutural, o treliça recurvada a radial, presente na porção central das bacias dos rios Paraíba e Miriri, merece destaque. Isto porque características como fortes desvios de drenagem, representados por canais com curvaturas pronunciadas, podem refletir, embora não exclusivamente, terrenos dobrados, como já verificado para várias outras áreas localizadas a sul do rio Paraíba (ROSSETTI et al., 2009).

Isto foi constatado pela associação de tais padrões com relevo fortemente ondulado e, por vezes dômico, em áreas com exposições de depósitos neógenos e pleistocênicos contendo sinclinais e anticlinais (ROSSETTI et al., 2009, 2011b; ANDRADES FILHO, 2014; BEZERRA et al., 2014). De acordo com esses autores, essas dobras atestam que a Bacia Paraíba esteve sujeita a esforços compressivos, provavelmente associados a movimentos transcorrentes, durante sua evolução tardia pós-rifte.

Para o caso da área de estudo, o padrão de drenagem em treliça recurvada a radial nas bacias dos rios Paraíba e Miriri ocorre em associação a uma morfologia dômica de natureza expressiva, que contém inúmeras outras anomalias de drenagem compatíveis com controle estrutural, como será discutido na sequência deste capítulo (ver, por exemplo, o item 8.2.3.). Tendo em vista essas características, e levando em consideração as publicações supracitadas, pode-se inferir que tais feições refletem estruturação produzida por dobramento. Além disso, o fato das áreas da cobertura sedimentar relativamente às do embasamento cristalino revelarem nesse local relevo positivo, sugere efeito relacionado por inversão de bacia sedimentar. Um estudo recente realizado na Bacia Potiguar na costa do Estado do Rio Grande do Norte já havia registrado processo similar, de inversão neotectônica do relevo, cuja morfologia em superfície foi também caracterizada por uma feição dômica (MAIA; BEZERRA, 2014).

Além do padrão de drenagem em treliça recurvada a radial, discutido acima, todas as bacias da área de estudo apresentam um amplo registro de anomalias de drenagem, que incluem: (i) mudança brusca de padrões dentro de uma mesma bacia hidrográfica; (ii) canais com inflexões em ângulos retos a obtusos, como, por exemplo, no rio Mamanguape, onde o canal principal forma desvio em alto ângulo que define geometria de quadrado aberto; (iii) meandros isolados e comprimidos; (iv) curvas anômalas, como aquelas registradas nos rios Seco, Itapororoca e Guandu; (v) meandros localizados, como, por exemplo, no curso inferior do rio Miriri, sendo que a montante dessa área o

canal é predominantemente retilíneo; e (vi) segmentos retilíneos atribuídos a lineamentos de drenagem que sugerem encaixe dos rios, possivelmente associados a linhas de falhas. Vários autores associam esses tipos de anomalias a atividades tectônicas (HOWARD, 1967; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; SUMMERFIELD, 1991).

Anomalias constituídas por mudanças bruscas de padrão de drenagem ocorrem de forma expressiva na porção oeste da área de estudo, onde há rochas do embasamento cristalino. Exemplo disso foi a transição abrupta do padrão dendrítico para os padrões subtreliça recurvada e treliça a subretangular em direção ao alto curso do rio Santana na porção oeste da bacia do rio Paraíba. Levando em consideração a ausência de contrastes litológicos significativos, essa anomalia, combinada à forte inflexão em ângulo ortogonal no curso do rio referido, sugere área influenciada por deformações tectônicas. Anomalias similares em áreas de cobertura sedimentar permitem inferir reativações tectônicas relativamente recentes, isto é, concomitante ou, até mesmo, após a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras. Isto é revelado, por exemplo, por mudança de padrão subtreliça para subtreliça recurvada em direção ao extremo sudeste da bacia do rio Paraíba, onde há também forte redirecionamento do curso desse rio em ângulo ortogonal e seu alargamento abrupto.

Evidências adicionais de atividades tectônicas foram sugeridas com base em anomalias configuradas por inflexões em ângulos retos a obtusos em vários canais das bacias de drenagem estudadas. No curso principal do rio Paraíba, por exemplo, são frequentes inflexões com sucessivas mudanças de curso em ângulos retos que variam de NE para SE. Inflexões com direção similar às do rio Paraíba também ocorrem em abundância nos rios Mamanguape, Miriri e seus tributários. Interpreta-se que essas anomalias estejam, muito possivelmente, associadas com falhas de direções NE-SW e NW-SE. Reativação tectônica cenozóica na Bacia Paraíba (BRITO NEVES et al., 2004, BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014)

poderiam ter sido responsáveis pelas frequentes capturas dessas drenagens. O forte desvio em ângulo ortogonal do alto curso do rio Santana, como já mencionado anteriormente, pode ser relacionado a falhas transcorrentes já registradas nessa localidade (BEZERRA et al., 2008). Feições similares às aqui descritas ocorrem associadas a processos de captura de drenagem por causa tectônica (HOWARD, 1967; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; SUMMERFIELD, 1991). Como já descrito na literatura, o ponto de captura é frequentemente indicado em superfície por forte mudança na direção do canal, geralmente na forma de cotovelo, i.e., em alto ângulo (SUMMERFIELD, 1991).

Amplios meandros isolados e comprimidos nas porções terminais dos cursos dos rios Paraíba, Mamanguape, Soé e Tapira (ver Figuras 7.11, 7.12 e 7.14), também sugerem controle tectônico. É provável que tais feições reflitam ajustes locais dos rios frente à movimentação de blocos tectônicos. Essa interpretação é condizente com o fato dessas anomalias ocorrerem em áreas cuja morfologia sugere vales gerados por tectônica distensiva, como os dos rios Paraíba e Mamanguape, como sugerido em publicações prévias (BRITO NEVES et al., 2004, BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009). A alta sinuosidade registrada nos baixos cursos desses rios é compatível com controle estrutural. Isto porque estudos realizados em sistemas fluviais da porção centro-oeste dos Estados Unidos registraram aumento de sinuosidade de canais fluviais por mudança no gradiente de rios causada por subsidência tectônica (ADAMS, 1980; DOORNKAMP, 1986).

O registro de atividade tectônica em sistemas de drenagem não apenas da Bacia Paraíba, mas também de outras bacias sedimentares marginais do litoral nordestino, têm sido crescentes (ANDRADES FILHO, 2010; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012b; MAIA; BEZERRA, 2013, 2014; BEZERRA et al., 2014). Nessas áreas, bem como na área deste estudo, o registro expressivo de anomalias de drenagem similares em áreas do embasamento cristalino e em terrenos sedimentares adjacentes, suporta a interpretação de reativação de estruturas antigas do embasamento em tempos geológicos mais recentes.

8.2.2. Lineamentos morfoestruturais

A análise de lineamentos morfoestruturais, extraídos dos relevos positivo e negativo a partir de produtos do sensoriamento remoto, permitiu reunir evidências adicionais da influência tectônica na evolução do relevo da área de estudo. Isto porque, a análise estatística dos lineamentos extraídos nos diferentes compartimentos geológicos revelou modas em direções compatíveis com a orientação de falhas regionais, conforme será discutido a seguir. Porém, não se descarta a hipótese de que um pequeno conjunto desses lineamentos esteja também associado a cristas de dobras, dada à provável ocorrência dessas estruturas na área de estudo.

O fato das áreas da porção oeste, onde há rochas do embasamento cristalino, terem revelado classes de densidade mais elevadas relativamente às áreas da porção leste se deve à sua idade mais antiga. Terrenos mais antigos têm maior probabilidade de exposição a atividades tectônicas, sendo que algumas pré-datam a fase de estabelecimento da bacia sedimentar (SUGUIO; MARTIN, 1996). Nesse raciocínio, esperava-se redução na concentração de lineamentos em estratos mais jovens. Porém, o registro de maior densidade de lineamentos em áreas com sedimentos aluviais recentes, como por exemplo nos vales dos rios Paraíba e Mamanguape (ver Figura 7.18), relativamente aos demais compartimentos sedimentares da área de estudo sugere locais sujeitos à influência de eventos tectônicos de maior intensidade.

Lineamentos com moda principal de direção E-W nas rosetas da área total são compatíveis com a maior contribuição de lineamentos extraídos em áreas do embasamento cristalino (ver Figura 7.19). Nessas áreas, a maior expressividade de lineamentos de orientação E-W está de acordo com orientação similar de antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Essas incluem falhas de direções predominantemente E-W a ENE-WSW (BRITO NEVES et al., 2004; BEZERRA et al., 2014). É interessante ressaltar que ao norte da área de estudo ocorre um lineamento regional levemente encurvado,

de orientação similar à das estruturas pré-cambrianas (ver Figura 5.3). Este lineamento, possivelmente associado à falha de Mamanguape, que é subsidiária à zona de cisalhamento Patos ao norte (BARBOSA et al., 2003; BRITO NEVES et al., 2004, 2009; BEZERRA et al., 2014) (ver Figura 5.1), teria tido forte controle no estabelecimento dos elementos da paisagem da região, já que um número considerável de lineamentos extraídos do relevo e da drenagem segue mesma orientação em superfície (ver Figura 7.17). Também foi expressiva a ocorrência de lineamentos com direção principal E-W nas áreas constituídas por depósitos aluvionares de idade mais recente (ver Figura 7.17). Esses lineamentos, também compatíveis com a orientação de zonas de falhas pré-cambrianas, sugerem reativações tectônicas em tempos geológicos muito recentes, i.e., no Holoceno.

Lineamentos de direções principais NNW-SSE e NE-SW nas rosetas dos depósitos quaternários, i.e., Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2, podem estar associados com reativações de estruturas pré-existentes do embasamento cristalino, onde tais orientações foram também observadas (BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014). Reativações de falhas com orientações similares foram registradas na porção sudoeste da bacia do rio Paraíba, onde ocorre uma morfoestrutura designada de *graben* de Cariatá (BEZERRA et al., 2008). De acordo com esses autores, o evento mais recente de falhamento nesse *graben* teria ocorrido no Pleistoceno Tardio. Além disso, conjunto de falhas de direção NNW-SSE foram registradas na subbacia de Alhandra, ao sul da área de estudo, onde ocorrem somente rochas sedimentares (BRITO NEVES et al., 2009).

Lineamentos de direção N-S também foram registrados em áreas do embasamento cristalino, onde ocorrem com moda secundária. Esses lineamentos foram pouco frequentes nas áreas de cobertura sedimentar. Lineamentos com essa direção já haviam sido identificados em áreas de cobertura sedimentar na porção central da Bacia Paraíba (ANDRADES FILHO, 2010). Para esse autor, a ocorrência desses lineamentos apenas em áreas de

cobertura sedimentar foi interpretada como sugestiva da geração de novas estruturas em tempos geologicamente recentes. Entretanto, no caso da área de estudo, o mais provável é que os lineamentos N-S na cobertura sedimentar resultem de reativações de estruturas pré-existentes, já que esses lineamentos foram também registrados no embasamento cristalino adjacente.

Vários autores vêm demonstrando a importância de eventos de reativações tectônicas cenozóicas pós-rifte, não apenas em depósitos neogênicos e quaternários da Bacia Paraíba (LIMA FILHO et al., 2006; ANDRADES FILHO, 2010; ROSSETTI et al., 2011b; BEZERRA et al., 2014), mas também em outras bacias marginais do litoral nordestino (LIMA, 2000; SAADI et al., 2005; NOGUEIRA et al., 2006; MAIA; BEZERRA, 2013, 2014). Na Bacia Paraíba, por exemplo, isto é atestado pela ampla ocorrência de sismitos em depósitos pleistocênicos tardios (ROSSETTI et al., 2011a).

8.2.3. Análise da assimetria de drenagem

A assimetria de drenagem foi aqui utilizada como evidência adicional do controle tectônico nos sistemas de drenagem da área de estudo. Bacias com variações expressivas em suas áreas de drenagem comparando-se ambas as margens dos rios principais, como constatado na área de estudo, podem sugerir basculamento de blocos tectônicos (SOARES; FIORI, 1976; COX, 1994; KELLER; PINTER, 1996).

De modo geral, as bacias dos rios Mamanguape e Miriri apresentaram índices AF próximos a 50, sugestivos de bacias simétricas e tectonicamente estáveis (COX, 1994). Porém, notou-se que existem tributários principais desses rios com alta assimetria, como por exemplo, o rio Seco. Além disto, variações na área de drenagem são expressivas na bacia do rio Paraíba. O valor mais baixo obtido no índice AF (i.e., $AF = 26$) sugere basculamento de bloco em direção à margem direita desse rio. Embora não se descarte a influência da escala de análise no cálculo do fator de assimetria, existe também a possibilidade de que a alta assimetria da bacia do rio Paraíba esteja relacionada com variações

litológicas. Isto porque essa bacia, sobretudo sua porção centro-oeste, tem mudança das litologias do embasamento cristalino para os sedimentos pleistocênicos da unidade Pós-Barreiras 1 (ver Figura 5.2). Porém, análises mais precisas, realizadas pelo cálculo do índice de FSTT em subbacias dessa área, indicaram setores específicos com assimetria alta que independe do fator litológico. Isto porque essas subbacias ocorrem em áreas geologicamente uniformes, em geral ocorrendo somente sobre arenitos dos Sedimentos Pós-Barreiras 1 e, subordinadamente, 2. Portanto, atribui-se esses valores de assimetria a causa tectônica como o mais provável, conforme será discutido a seguir.

Por ser robusto na análise morfoestrutural, o FSTT tem sido amplamente utilizado na literatura como índice auxiliar no reconhecimento de influência tectônica em análise de canais fluviais, como demonstram publicações recentes realizadas em rios não apenas do território nacional (ALVES et al., 2014; IBANEZ et al., 2014; JACQUES et al., 2014), mas também em outras áreas do globo (GARROTE et al., 2008; SIDDIQUI, 2014). No caso da área de estudo, a análise geral dos valores de FSTT das subbacias avaliadas levou a inferir a influência de reativações tectônicas decorrente de esforços distensivos e compressivos desenvolvidos, principalmente, no Quaternário tardio.

A ocorrência expressiva de classes de assimetria alta e moderada nos cursos fluviais localizados na porção central da área de estudo, i.e., nas subbacias dos rios Currealinho, Dois Rios, Engenho Novo e Soé (ver Figura 7.21), é atribuída à influência da feição dômica já interpretada como tendo gênese provável por dobramento (ALVES et al., 2014). Cursos fluviais mais distantes do domo sofreram menor influência dessa feição estrutural, como constatado, por exemplo, no médio e baixo curso do rio Soé, onde se registrou os valores mais baixos de assimetria (ver Figura 7.21). Por outro lado, as classes de assimetria alta e moderada revelada nos cursos fluviais da porção oeste da área (p.e., subbacias dos rios Una e Santana) sugerem terrenos deformados tectonicamente por falhas.

A análise da direção aproximada de basculamento das subbacias estudadas confirmou a ocorrência de dois esforços tectônicos atuantes na área de estudo. Assim, no setor oeste, onde há rochas do embasamento cristalino sobrepostos pelos Sedimentos Pós-Barreiras 1, predominam subbacias sugestivas de basculamento para NE e SW (ver setas vermelhas na Figura 7.21). Isso é compatível com falhas de direção NW-SE, como já sugerido pela integração de dados de campo e de subsuperfície (ANDRADES FILHO, 2010; BEZERRA et al., 2008; ROSSETTI et al., 2012). Exceção foi o alto curso do rio Santana, que teve menor influência desse basculamento, como indicado por suave basculamento para NW, cuja orientação pode estar associada com falhas transcorrentes já descritas na região (BEZERRA et al., 2008).

Em contrapartida, as subbacias da porção central, dominadas pelos Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2, revelaram padrão de basculamento anormalmente mais variável relativamente às subbacias da porção oeste, possivelmente por influência da feição dômica. A distribuição aproximadamente radial dos basculamentos sugeridos para as subbacias de drenagem sobre ou no entorno desse domo, combinada ao padrão de drenagem levemente recurvado a radial, corrobora a interpretação de que esforços compressivos tenham influenciado o estabelecimento dos elementos da paisagem desta região. Foi notável, ainda, o forte recurvamento dos rios Miriri e de um afluente da margem esquerda do rio Una, que quase se conectam na porção central da área, devido, possivelmente, à influência do flanco oeste dessa feição dômica (ver, por exemplo, as Figuras 5.3, 7.5 e 7.6).

Um estudo prévio já havia relatado a ocorrência de dois compartimentos morfotectônicos distintos no setor norte da Bacia Paraíba, onde a área de estudo está inserida (ALVES et al., 2014). O primeiro deles, a leste da área, ocorre em relevo dômico possivelmente associado com dobras, e o segundo, a oeste, em relevos suavemente inclinado e escalonado associado a falhas. Os resultados obtidos na presente análise confirmam a ocorrência desses dois compartimentos morfotectônicos. Eles são também compatíveis com o registro

crescente de esforços distensivos e compressivos na Bacia Paraíba, onde se tem descrito falhas normais e inversas, bem como dobras anticlinais e sinclinais, em afloramentos contendo depósitos sedimentares neógenos e quaternários (ROSSETTI et al., 2009, 2011b; BEZERRA et al., 2014).

8.2.4. Análise das seções geológicas

A análise das seções geológicas aqui descritas permite sugerir que os vales dos rios Mamanguape e Paraíba tiveram sua instalação controlada por fator tectônico, como preliminarmente hipotetizado no início desta pesquisa. Essa interpretação é consistente com o fato dos depósitos sedimentares neógenos e quaternários (i.e., Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras, respectivamente) terem espessuras variáveis a curtas distâncias em subsuperfície, em geral sendo mais espessas em direção aos vales. Além disso, o fato das rochas do embasamento cristalino aflorarem nas margens do vale, e estarem posicionadas a várias dezenas de metros em direção ao centro dos vales também suporta essa interpretação. Tal distribuição das unidades geológicas só pode ser justificada considerando um contexto geológico que inclui deslocamentos verticais ao longo de falhas. Embora os dados de subsuperfície disponíveis nas seções geológicas não incluam a sedimentação aluvial dos vales dos rios investigados, dados geofísicos por sondagem elétrica vertical recentemente coletados no âmbito do projeto FAPESP # 2012/06010-5 amostraram esses sedimentos e confirmaram o espessamento das camadas sedimentares para o interior dos vales. Além disso, o embasamento cristalino, quando presente, foi registrado somente a várias dezenas de metros de profundidade, o que reforça a interpretação da seção geológica apresentada no presente trabalho. O padrão de variação de espessuras das unidades geológicas transversalmente aos vales dos rios Paraíba e Mamanguape, bem como em áreas adjacentes, deve-se, mais provavelmente, a um conjunto de falhas principalmente normais de rejeitos consideráveis (ver Figura 7.22).

É interessante observar que muitas das falhas sugeridas em subsuperfície são compatíveis com lineamentos morfoestruturais registrados em superfície para a área de estudo. Por exemplo, as falhas propostas para as margens dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape coincidem com: lineamentos morfoestruturais de direção predominantemente E-W a ENE-SSW extraídos na área de estudo (ver Figura 7.17); zonas de falhas pré-cambrianas de direções similares; e outros importantes lineamentos regionais já registrados para o nordeste brasileiro (BRITO NEVES, et al., 2004; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014) (ver Figura 8.1). Além disso, ressalta-se que a correlação estratigráfica regional baseada no modelo de deslocamento de blocos de falha proposto condiz com a morfologia da região estudada, caracterizada por altos e baixos topográficos em geral coincidentes com a ocorrência de *horsts* e *grabens*, respectivamente (ver Figura 7.22). Propõe-se, portanto, que os trechos terminais dos rios Paraíba e Mamanguape são confinados a depressões tectônicas formadas por abatimento de blocos, i.e., em *grabens* (Figura 8.1). Interpretação similar já havia sido previamente apresentada na literatura com base apenas em dados morfológicos (FURRIER et al., 2006; BEZERRA et al., 2008; BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014). Além disso, dados geológicos obtidos para outras áreas da Bacia Paraíba sugeriram falhas afetando as rochas do embasamento cristalino e a sucessão sedimentar subjacente (BRITO NEVES et al., 2004; BEZERRA et al., 2008, BRITO NEVES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014). Assim, o mais provável é que as estruturas tectônicas sugeridas para os vales dos rios Mamanguape e Paraíba tenham sido formadas a partir de reativações de falhas pré-existentes em tempos geológicos relativamente recentes, isto é, durante a deposição da Formação Barreiras no Neógeno, ou, até mesmo, após a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras.

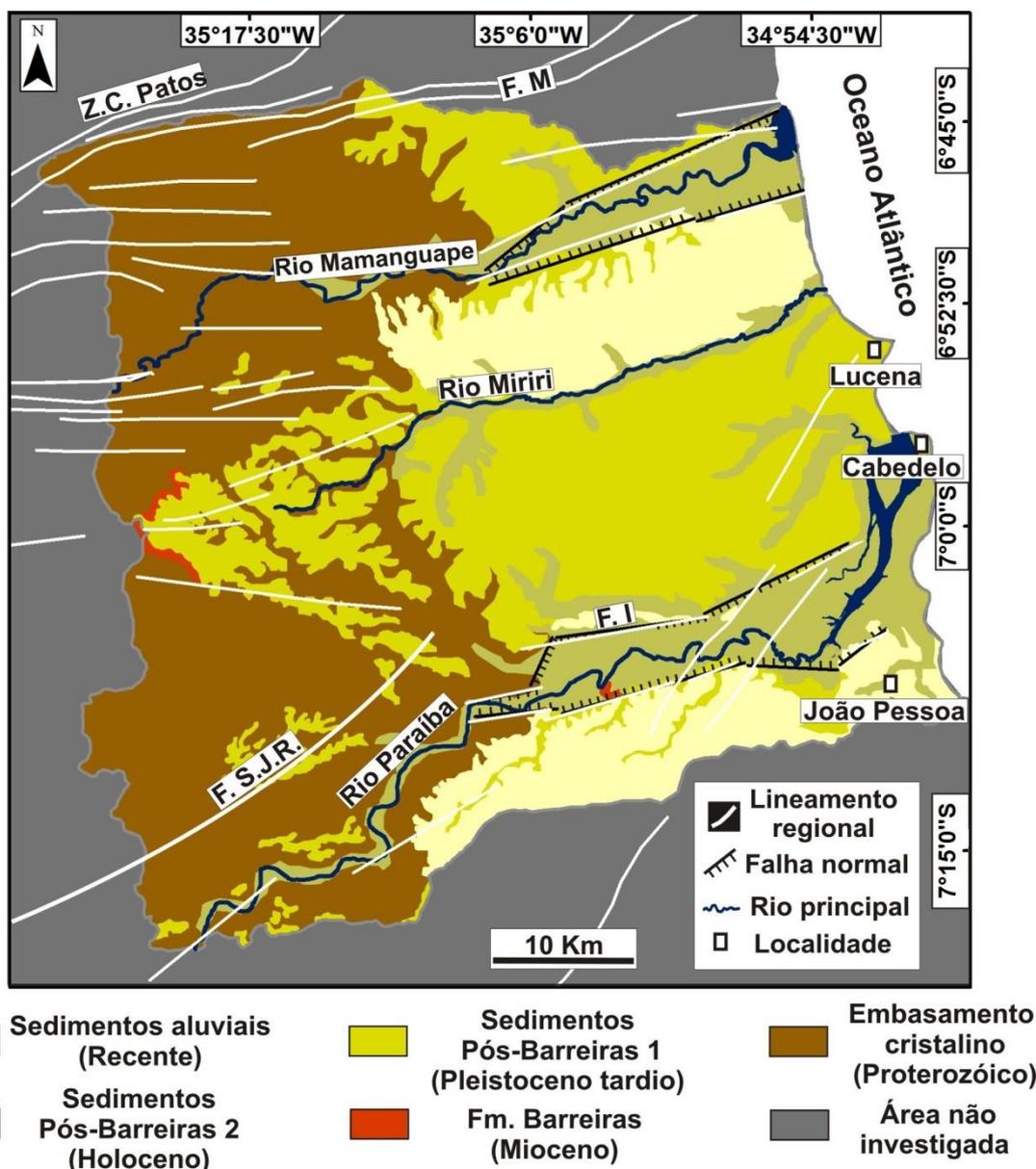


Figura 8.1 - *Grabens* dos rios Paraíba e Mamanguape, com localização das unidades geológicas e dos lineamentos regionais principais (Z.C. Patos = zona de cisalhamento Patos; FM = Falha de Mamanguape; F.S.J.R = Falha de São José dos Ramos; e F.I = Falha de Itabaiana).
 Fonte: Mapa geológico: adaptado de Rossetti et al. (2012); Lineamentos regionais: adaptado de Barbosa et al. (2003); Brito Neves et al. (2004, 2009); Bezerra et al. (2008, 2014).

De acordo com os dados gerados pode-se interpretar que os vales dos rios Mamanguape e Paraíba não se estabeleceram por efeito erosivo decorrente de causas climáticas ou de variações do nível do mar. Esses vales refletem zonas

de subsidência pelo desenvolvimento de *grabens*, onde houve a deposição de amplas planícies aluviais contendo sedimentação mais jovem que nas áreas adjacentes. Depósitos relacionados à Formação Barreiras e aos Sedimentos Pós-Barreiras expostos no interior desses vales, quando presentes, acham-se em posição topográfica mais alta e em contato brusco com os depósitos aluvionares, sendo atribuídos a *horsts* que permaneceram como “ilhas”, enquanto sedimentos aluvionares foram sendo depositados em áreas deprimidas de seus entornos (ver Figura 8.1).

As estruturas tectônicas aqui interpretadas são compatíveis com o registro de estruturas já reconhecidas na literatura, sendo as mais expressivas (i) o alto do Mamanguape situado ao norte do rio homônimo (BARBOSA et al., 2003; BRITO NEVES et al., 2009); (ii) o *horst* do Tabuleiro do Santana, situado entre os vales dos rios Paraíba e Miriri (BRITO NEVES et al., 2009); e (iii) o alto estrutural do alto curso do rio Mumbaba, situado ao sul do rio Paraíba (BRITO NEVES, et al., 2009). A existência dessas estruturas na Bacia Paraíba é consistente, ainda, com informações similares oriundas de outras bacias sedimentares marginais do litoral nordestino, onde tem sido crescente o registro de reativações tectônicas similares (MAIA; BEZERRA, 2013; BEZERRA et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2014).

A análise dos perfis litoestratigráficos rasos representativos dos estágios finais de preenchimento sedimentar dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape (ver Figuras 7.22 e 7.23) permitiu extrair informações importantes a respeito da evolução quaternária desses dois vales. Assim, os depósitos arenosos da base do perfil do rio Paraíba (ver Figura 7.23A) foram interpretados como representativos de fase em que esse rio tinha energia mais elevada relativamente a seu curso atual, quando esse rio se estendia em grande parte onde, posteriormente, houve a instalação da planície de inundação. De acordo com as idades de radiocarbono obtidas, essa situação ocorreu até entre 6.204 - 6.300 e 5.992 - 6.183 anos cal BP. Por outro lado, há, ainda, a possibilidade, de que esses depósitos arenosos sejam representativos de algum rio

secundário do sistema de drenagem do rio Paraíba. Com o tempo, esses depósitos arenosos cessaram de ser acumulados, e a sedimentação no vale passou a ser representada somente por argilas, que se depositaram a partir de suspensões na planície de inundação (ver Figura 7.23A). Argila no topo desse perfil com idade de 969 – 1.007 anos cal BP atesta deposição a partir de suspensões em áreas da planície de inundação durante momentos de cheia.

Por outro lado, o registro de idade bem mais antiga, i.e., 49.956 anos nos depósitos arenosos representativos da base do perfil do rio Mamanguape (ver Figura 7.23A) indica desenvolvimento diferenciado do rio Paraíba. Assim, a sedimentação arenosa no rio Mamanguape finalizou muito antes que no rio Paraíba. Com base nos dados apresentados, é possível sugerir que o rio Paraíba permaneceu com energia maior até o Holoceno, tendo esta decaído somente a poucas centenas de anos atrás. Para o rio Mamanguape, a grande diferença de idade de 49.956 anos para 1554-1698 cal BP obtida em apenas 1 m e a presença de contato erosivo permite sugerir hiato deposicional, antes do qual predominava sedimentação arenosa. A natureza pantanosa atual e as camadas de areia e turfa registradas em subsuperfície indicam que, após ter permanecido um tempo sob condições erosivas, a sedimentação retornou a esse rio, inicialmente de forma mais energética, mas com diminuição da energia em seus últimos estágios evolutivos, isto é, a partir de 1.554 – 1.698 anos cal BP.

8.3. Interpretação do sistema deltaico

O uso de produtos de sensoriamento remoto na caracterização morfológica da paleomorfologia cuspidada desenvolvida imediatamente a norte da desembocadura atual do rio Paraíba permitiu reunir evidências para se discutir a sua tipologia, gênese e evolução na paisagem. A discussão desses dados é aqui apresentada na seguinte ordem: (i) evidências para o reconhecimento do sistema deltaico; (ii) fonte fluvial; (iii) estágios evolutivos; e (iv) causas da origem e abandono do delta.

8.3.1. Evidências para o reconhecimento do sistema deltaico

Os resultados obtidos com os produtos de sensoriamento remoto levaram a interpretar que a paleomorfologia aqui investigada corresponde a depósitos residuais de um paleodelta marinho. A natureza deltaica é sugerida pelo fato dessa morfologia formar uma protuberância acentuada localizada na costa, próximo a desembocadura de sistemas fluviais, como os do rio Paraíba e dos rios Soé-Tapira (Figura 8.2A). Essa característica, aliada ao fato dos depósitos aqui relacionados ao paleodelta ocorrerem em área topograficamente plana e com altitudes baixas (i.e., não ultrapassando 8 m, em média), e com limite a oeste definido por paleolinha de costa bem preservada (ver Figuras 5.3, 7.30, 7.31, 7.32, 7.33 e 7.34), condizem com a natureza deltaica proposta.

A geometria cuspidada e a composição interna representada por uma sucessão de cordões litorâneos são comparáveis com as verificadas em deltas do tipo influenciados por onda, como os dos rios Danubio no noroeste do Mar Negro, Brazos no Texas, Nilo no Egito e Guadiana na fronteira entre Espanha e Portugal (BHATTACHARYA; GIOSAN, 2003). Na lista de deltas influenciados por onda incluem-se os da costa Nordeste e Sudeste do Brasil, como os dos rios São Francisco (divisa entre Sergipe e Alagoas) (Figura 8.2B), Jequitinhonha (Bahia) (Figura 8.2C) e Doce (Espírito Santo) (Figura 8.2D) (BACOCOLI, 1971; DOMINGUEZ et al., 1981; SUGUIO et al., 1982; LIMA et al., 2014). Esses são análogos de deltas de onda classicamente reconhecidos na literatura internacional. Todos esses deltas apresentam morfologia cuspidada e são constituídos predominantemente por cordões litorâneos, cujo desenvolvimento deve-se à dinâmica de processos litorâneos, que retrabalham sedimentos trazidos pelos rios ao longo da costa (FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975).

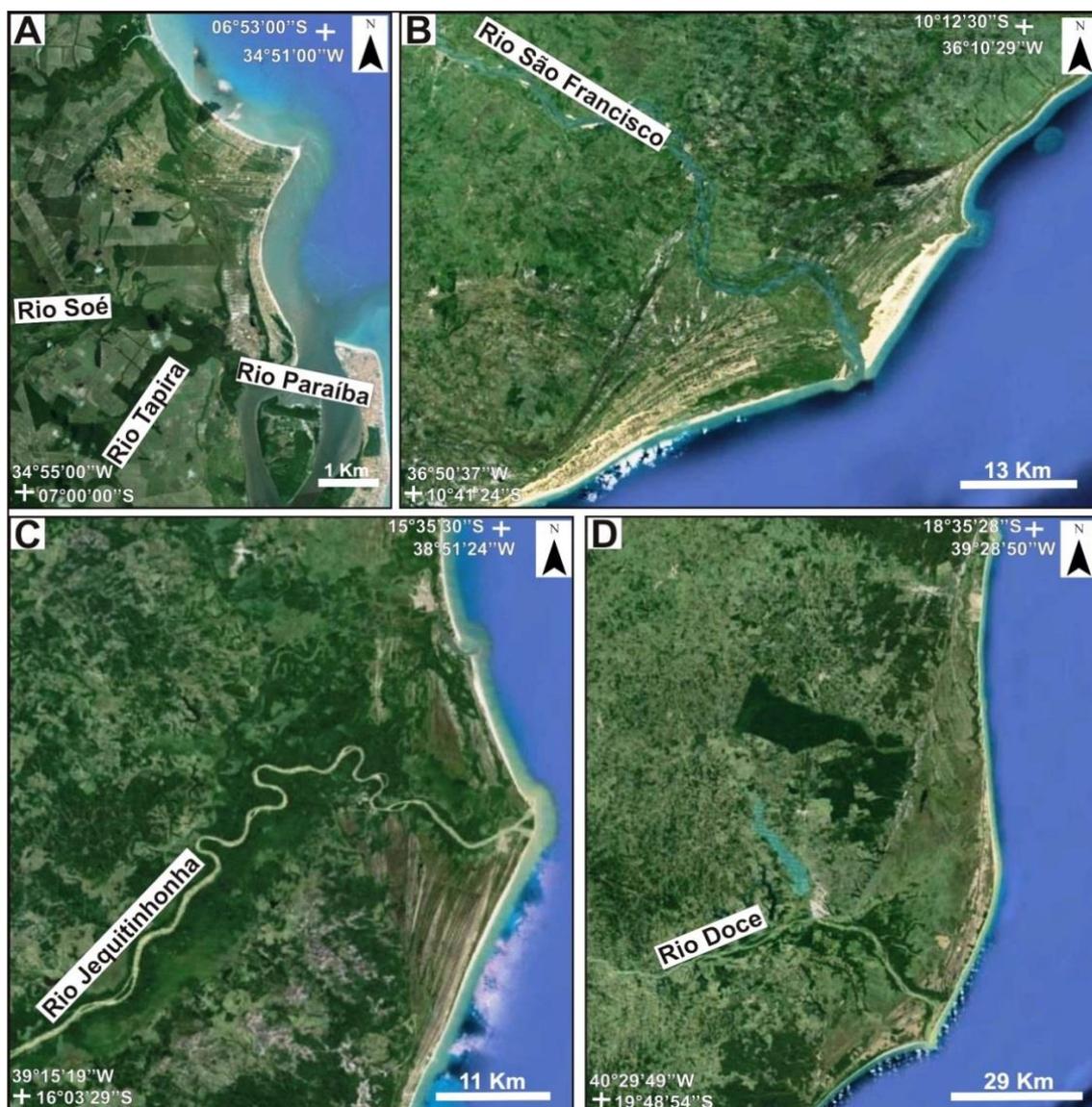


Figura 8.2 - Sistemas deltaicos do tipo influenciados por ondas da costa leste brasileira, onde ocorrem conjuntos de cordões litorâneos organizados em morfologia cuspidada. (A) Depósitos residuais do paleodelta em estudo. (B) Delta do rio São Francisco. (C) Delta do rio Jequitinhonha; (D) Delta do rio Doce (D). (A-D) Imagens ópticas do sensor Quickbird, derivada do Google Earth, com composição colorida RGB 321. Notar as características morfológicas similares do delta da área de estudo relativamente a outros deltas influenciados por onda da costa brasileira.

É interessante observar, ainda, que as áreas correspondentes ao delta aqui analisado já haviam sido incluídas em investigações regionais conduzidas na costa leste nordestina (RADAM, 1981), embora ele tenha sido então considerado como correspondente a depósitos representativos de planície

costeira flúvio-marinha, e não propriamente a um delta. Embora o desenvolvimento de cordões litorâneos, como os aqui observados, ocorra também em associação a planícies costeiras não deltaicas (OTVOS, 2000; LÓPEZ; RINK, 2008), é importante observar que a morfologia cuspidada sugere progradação local pronunciada da linha de costa. Isto implica na entrada de um volume considerável de sedimentos, o que é mais compatível com a participação de fontes fluviais. Cordões litorâneos associados a planícies costeiras não deltaicas são, em geral, derivados de fontes marinhas, principalmente de áreas plataformais (DOMINGUEZ, 1996). Entretanto, a progradação local da costa pelo acúmulo de um grande volume de sedimentos na desembocadura de sistemas fluviais, com geração de cordões litorâneos a partir do retrabalhamento de sedimentos por processos marinhos, é uma característica de sistemas deltaicos.

8.3.2. Fonte fluvial

A determinação do rio que deu origem ao influxo fluvial para o delta analisado é ainda incerta. Uma possibilidade é o suprimento sedimentar do próprio rio Paraíba. Porém, a forte inflexão ortogonal do segmento terminal desse rio é uma anomalia estrutural que sugere paleofluxo para E ou ENE, e não para N como ocorre atualmente nesse rio (ver, por exemplo, a Figura 7.6) ou em outros rios da Bacia Paraíba (ver Figuras 7.7 e 7.8). Levando em consideração essa possibilidade, a desembocadura do rio Paraíba estaria em uma posição de cerca de 30 km ao sul do delta. Portanto, é improvável que esse rio tenha sido responsável pela fonte de sedimentos. Pelo contrário, a mudança da morfologia da costa imposta pela suposta deflexão do rio Paraíba para N resultou no desenvolvimento atual de um sistema do tipo estuarino dominado por onda e caracterizado por barreira em sua porção distal (DALRYMPLE et al., 1992). Essa dinâmica teria, de fato, contribuído para destruir parte do delta. Então, uma outra hipótese de fonte dos sedimentos deltaicos é aqui proposta, que é o rio Soé. Isto é sugerido porque a desembocadura desse rio ocorre diretamente conectada com a parte sul do delta (ver Figuras 7.34 e 8.2A). A

análise da configuração do sistema de drenagem do rio Soé indica o abandono de vários de seus tributários (Figura 8.2A), o que sugere que esse rio pode ter tido mais energia no passado, tendo transportado uma carga sedimentar maior que seu curso atual. Caso essa hipótese seja aceita, então é possível que o rio Soé tenha transportado um volume suficiente de sedimentos, que teriam se depositado em sua desembocadura, sendo posteriormente retrabalhados por correntes de maré e ondas, para formarem o delta aqui caracterizado.

Com base na discussão acima, propõe-se que a paleomorfologia analisada corresponde a um delta do tipo influenciado por ondas (FISHER, 1969; BACCOLI, 1971; GALLOWAY, 1975), muito provavelmente formado a partir de sedimentos derivados do rio Soé.

8.3.3. Estágios evolutivos

A integração dos dados morfológicos e cronológicos permite interpretar que, de forma geral, o delta do rio Soé apresentou taxa de progradação em torno de 1,93 m/ano, levando em consideração a distância em linha reta da amostra datada mais antiga com a mais recente (i.e., F4 e F8). Entretanto, esse processo não ocorreu de forma contínua, mas foi pontuada em diversas etapas. Morfológicamente, isso fica evidente pela disposição dos cordões litorâneos sob forma de conjuntos separados por superfícies de descontinuidade. Esses conjuntos registram cinco estágios evolutivos de progradação deltaica, além de um estágio final relacionado com a anexação de uma ilha barreira (ver Figura 7.34), como discutido a seguir.

No estágio 1, ocorrido há cerca de 2.140 ± 144 anos, os sedimentos trazidos à costa foram retrabalhados por ondas, processo que resultou na construção do primeiro conjunto de cordões litorâneos distribuídos próximos à linha de costa e acrescidos para leste (ver Figura 7.34). A presença de superfície de descontinuidade interna entre os cordões da parte mais proximal do delta indica que logo após esse estágio evolutivo inicial houve parada de sedimentação fluvial e, provavelmente, erosão por processos marinhos.

Após a desativação, houve retomada da progradação, que resultou no crescimento do delta com a formação do segundo conjunto de cordões litorâneos, primeiramente para leste e depois para norte. A datação de amostras (i.e., F1 na Figura 7.34) derivadas dos cordões litorâneos acrescidos para norte indicou 1.572 ± 106 anos. Os cordões litorâneos desse segundo estágio de progradação do delta evidenciaram um maior número de superfícies de descontinuidade internas relativamente aqueles formados no estágio anterior, o que sugere que durante esse período houve oscilações na taxa de progradação do delta, com alternâncias entre o afluxo sedimentar fluvial e a atuação de processos litorâneos. É provável, ainda, que durante essa época tenham ocorrido variações mais expressivas na dinâmica costeira (p.e., mudança na orientação das ondas) do que aqui considerado. Isto porque os cordões litorâneos representativos dessa fase revelaram mudança brusca de direcionamento relativamente ao estágio anterior. Porém, a disponibilidade de apenas uma datação impede maiores considerações a esse respeito.

Dois estágios subsequentes de progradação (i.e., estágios III e IV) foram registrados, quando a costa foi acrescida para nordeste. O estágio III ocorreu em cerca de 1.077 ± 88 anos, (ver Figura 7.34). Após essa idade, houve pausa na sedimentação, a qual foi retomada pouco antes de 758 ± 57 anos e estendeu-se até 637 ± 43 anos. Um último estágio de progradação (estágio V) teria ocorrido em cerca de 272 ± 32 anos. É provável que durante essa fase, ou até mesmo posterior a esse período, tenha havido uma fase transgressiva que levou à erosão de parte dos depósitos arenosos deltaicos devido ao estabelecimento do sistema lagunar alongado de direção NNW/SSE na porção centro/sul do delta (ver Figura 7.34). Essa laguna, agora em processo final de colmatção, foi originada pela presença da ilha barreira que atualmente bordeia, de forma discordante, o delta (ver Figura 7.34). A datação de ~ 80 anos obtida para areias derivadas dessa barreira (i.e., amostra F9, ver localização na Figura 7.34) atesta seu desenvolvimento recente. A anexação desse sistema ilha barreira-laguna à morfologia do delta pode ser um registro

de variação morfológica da costa, que também resultou no estabelecimento do estuário do rio Paraíba na porção sul da área deltaica analisada.

8.3.4. Causas da origem e abandono do delta

O fato da costa leste brasileira possuir um amplo registro de sistemas deltaicos do tipo dominado por ondas é compatível com o regime de mesomaré (i.e., amplitude de maré variando entre 2 e 4 m) dominante na região Nordeste e Sudeste do Brasil (MARTIN et al., 1993). Entretanto, para o caso da área de estudo, o delta está sendo destruído devido à atuação de ondas e de processos estuarinos relacionados aos rios Paraíba e Soé (ver Figura 5.3). Por outro lado, a constatação de depósitos deltaicos residuais nesse setor do litoral nordestino indica que, em um passado geológico bastante recente (i.e., durante o Holoceno tardio), houve progradação de sedimentos na planície costeira. Entender as causas que resultaram nessa mudança da fisiografia costeira no final do Holoceno merece uma discussão mais detalhada, o que será feito aqui levando em consideração três fatores mais prováveis, que incluem: (i) variações no nível do mar; (ii) mudanças climáticas; e (iii) tectônica.

A formação de deltas é geralmente relacionada com momentos de queda do nível do mar (GALLOWAY, 1975; VILLWOCK et al., 2005). Para o caso da costa brasileira, vários autores concordam que o nível do mar esteve acima do atual durante o Holoceno médio (i.e., entre 7.000 – 5.000 anos AP) e teve queda gradual (CROWLEY, 1991; VITAL; STATTEGGER, 2000; ANGULO et al., 2006; ROSSETTI et al., 2008) ou com pequenas oscilações (SUGUIO et al., 1985, TOMAZELLI, 1990; SUGUIO et al., 2013) após esse período. Considerando somente a influência do nível do mar na gênese do delta aqui descrito, é possível que sua origem e a dos seus diversos estágios de progradação tenha sido decorrente de pequenas oscilações no padrão geral de queda que se seguiu ao máximo transgressivo do Holoceno médio (Figura 8.3).

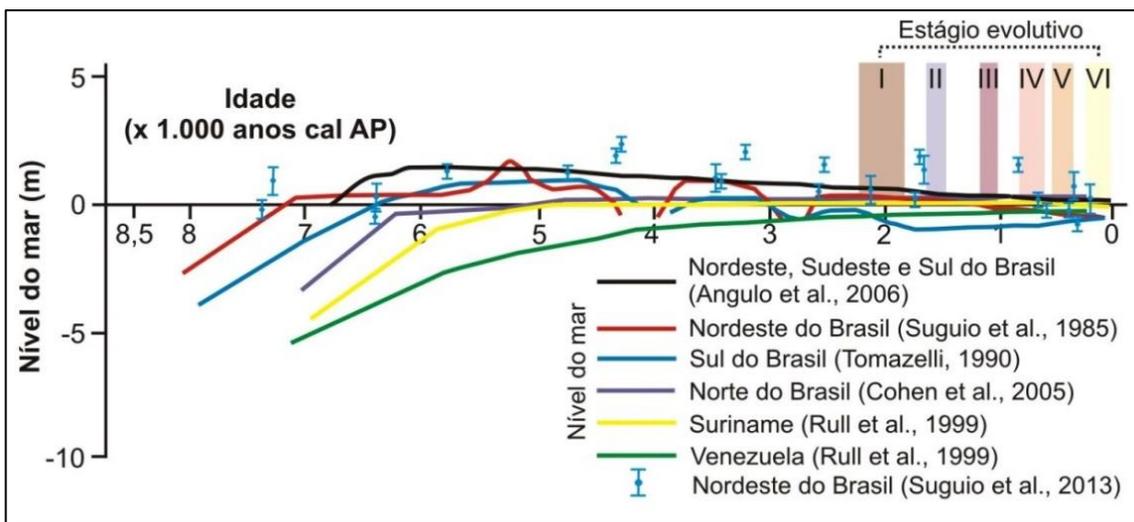


Figura 8.3 – Curvas de variação do nível relativo do mar desde o Holoceno inicial para várias regiões da costa Sulamericana. Também inclusos estão os estágios evolutivos do delta aqui estudado.

Fonte: Curvas reproduzidas a partir de Smith et al. (2011) e Suguio et al. (2013)

Entretanto, a correlação detalhada dos eventos progradação registrados na área de estudo revela que nem todos eles têm boa correspondência com a curva de variação do nível do mar recentemente proposta para o litoral da Paraíba e Pernambuco (SUGUIO et al., 2013) (ver Figura 8.4). Assim, embora o evento de progradação I tenha ocorrido em um momento de tendência de queda do nível do mar, as curvas desses autores mostram que este se encontra em até 1 m acima do atual (Figura 8.4). Já os sedimentos formados no estágio de progradação II correspondem a um momento de elevação do nível do mar de até 2 m acima do atual. Sedimentos depositados durante o estágio de progradação III também correspondem a um momento em que o nível do mar estava com leve tendência de diminuição, mas ainda se posicionando pouco abaixo de 2 m. Por outro lado, o estágio de progradação IV se desenvolveu enquanto o nível do mar prosseguia com sua tendência de queda, embora não coincida com seu pico máximo, posicionado somente mais recentemente em cerca de 500 anos de acordo com a curva de Suguio et al. (2013). O estágio de progradação V registrou apenas 272 anos, e corresponde a um momento em que o nível do mar elevou 1,3 m acima do atual. O sistema

ilha barreira-lagunar do estágio VI se formou a poucas dezenas de anos atrás, quando o nível do mar se estabilizava em sua posição atual.

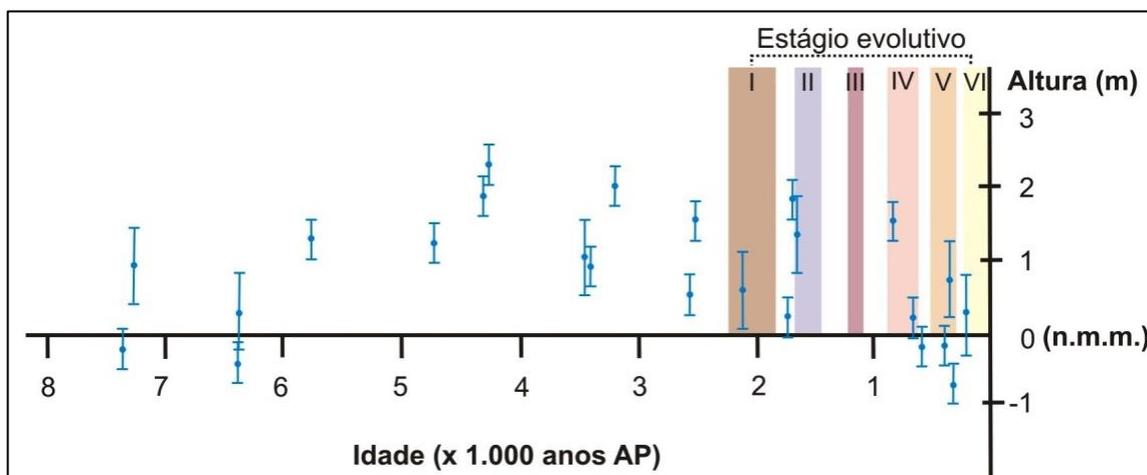


Figura 8.4 - Curva de variação do nível relativo do mar para o litoral da Paraíba e Pernambuco desde o Holoceno inicial (n.m.m. = nível médio do mar). Também inclusos estão os estágios evolutivos do delta aqui estudado. Fonte: Curva reproduzida a partir de Suguio et al. (2013)

A análise apresentada acima mostra que nem todas as fases progradacionais tiveram correspondência com picos de queda do nível do mar, tendo ocorrido sedimentação do delta até mesmo sob condições de nível do mar mais alto que o atual. Caso essas correlações estiverem corretas, então é necessário considerar outros fatores com influência na formação do delta investigado.

Variações do nível do mar podem ter sido combinadas com outros fatores, como clima e/ou tectônica, para produzir os estágios de progradação aqui registrados. Não existem dados paleoclimáticos detalhados que permitam uma análise de sua influência na deposição do delta estudado. Entretanto, se mudanças climáticas expressivas ocorreram durante o Holoceno tardio, não apenas o rio Soé, mas também outros sistemas fluviais do litoral da Paraíba revelariam morfologias de deltas, levando em consideração que o clima é um fator modificador do meio físico em escala regional.

Reativações tectônicas podem ter contribuído para impulsionar a progradação deltaica, mesmo em um momento em que se sugere que o nível do mar

encontrava-se acima do atual. Publicações recentes vêm demonstrando a atuação de processos tectônicos com impacto direto ou indireto na formação e desenvolvimento de deltas (GOODBREAD JR; KUEHL, 2000; GOODBREAD JR et al., 2003; ELSHEIKH et al., 2009). No Brasil, investigação recente combinando dados de superfície e subsuperfície no delta do rio São Francisco revelou sua origem por subsidência induzida por atividades de falhas normais durante o Holoceno (LIMA et al., 2014). Levando em consideração esses estudos, bem como o contexto tectônico da área de estudo, é possível que o delta aqui proposto tenha também tido gênese associada a reativações tectônicas, conforme discutido a seguir.

Uma das hipóteses mais prováveis é que deformação tectônica, incluindo reativação de falhas e dobramentos, registrada tanto na área de estudo, quanto em várias outras áreas da Bacia Paraíba (LIMA FILHO et al., 2006; BRITO NEVES et al., 2009; ANDRADES FILHO, 2010), teria resultado no soerguimento da porção central onde predominam apenas depósitos pleistocênicos tardios dos Sedimentos Pós-Barreiras 1 (ver Figuras 5.2 e 5.3). Essa área é representada, em superfície, por uma feição dômica típica, já descrita em tópicos anteriores neste trabalho (ver itens 8.2.1. e 8.2.3.). Após soerguimento, os sistemas fluviais situados sobre ou no entorno desse domo, incluindo o do rio Soé, teriam sofrido ajustes, consistindo, sobretudo, no aumento da taxa de erosão e, conseqüentemente, da carga sedimentar. Tal padrão é registrado para sistemas fluviais com controle tectônico (HOLBROOK; SCHUMM, 1999). Assim, é provável que deformação tectônica próximo da cabeceira do rio Soé tenha aumentado sua carga sedimentar, resultando na construção do delta aqui investigado. A alta energia de onda nessa costa teria contribuído para o retrabalhamento de parte do sedimento fluvial e produzido os inúmeros cordões litorâneos que tipificam a morfologia cuspidada do delta. Hoje, o rio Soé está em franco processo de abandono, como revelado pelo contraste expressivo entre a largura exagerada de seu vale relativamente a seu curso atual estreito (ver Figuras 5.3 e 8.2A), bem como pelo abandono de

alguns de seus tributários. Então, a diminuição da carga sedimentar desse rio e dos seus tributários teria resultado, possivelmente, no abandono do delta nos últimos anos.

9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

a) Dados de MDE-SRTM favoreceram a análise qualitativa e quantitativa das propriedades de drenagem das bacias analisadas, cuja interpretação morfoestrutural revelou importantes evidências de processos tectônicos atuantes na área de estudo. Esses foram decorrentes de esforços distensivos e compressivos associados a movimentos transcorrentes e expressos por estruturas tectônicas como falhas e dobras em áreas tanto do embasamento cristalino quanto da cobertura sedimentar. Nestas últimas áreas, sugere-se que o registro de estruturas similares está associado à reativação tectônica de estruturas pré-existentes, em tempos geológicos relativamente recentes, isto é, durante, ou até mesmo após a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras no Holoceno.

b) A análise morfoestutural, aliada à correlação geológica regional, confirmou a interpretação de que a instalação dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape ocorreu em função do fator tectônico. Causas tectônicas relacionadas com reativação de estruturas pré-existentes teriam gerado subsidência, que resultou no deslocamento vertical de blocos de falha para o interior dos vales, configurando estruturas de *grabens*. Dadas as unidades geológicas encontradas nas áreas dos vales e adjacências, sugere-se que essas estruturas foram formadas no Neógeno, durante a deposição da Formação Barreiras, ou até mesmo, após a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras.

c) Imagens multipolarizadas do sensor PALSAR/ALOS-1, combinadas com operações de filtragem espacial, foram eficientes para realçar detalhes da paleomorfologia atribuída a um depósito residual deltaico investigado na presente pesquisa. Essas imagens foram também capazes de fornecer detalhes para discriminar os subambientes desse sistema deltaico. Características intrínsecas desse sensor ativo, como a detecção de formas do relevo e a interação da banda L, além de seus diferentes modos de polarização, favoreceram a identificação de classes geomorfológicas.

d) Do ponto de vista de desenvolvimento metodológico, o processamento aplicado sobre os dados PALSAR revelou que eles requerem medidas de realce adequadas, tanto para comparação com seus subprodutos, quanto para aplicações, já que todas as imagens avaliadas apresentam dados que possuem dimensões diferentes.

e) A constatação de feições como cordões litorâneos e paleolinha de costa, bem como a morfologia cuspidada, validaram a hipótese previamente estabelecida de que a paleomorfologia investigada no presente trabalho corresponde a depósitos residuais de um delta do tipo influenciado por ondas. Esses depósitos teriam sido trazidos à costa pelo rio Soé e retrabalhados pela ação das ondas. Porém, a fonte de sedimentos desse delta necessita ser melhor investigada em estudos futuros, como, por exemplo, pela análise de minerais pesados.

f) A combinação de dados morfológicos e cronológicos sugere que esse delta foi formado durante o Holoceno tardio, há cerca de 2.140 ± 144 anos, com vários estágios progracionais até cerca de 272 ± 32 anos.

g) Embora a influência da queda do nível do mar após o máximo transgressivo do Holoceno médio na progradação do delta rio Soé não possa ser descartada, interpretações obtidas com a análise morfoestrutural levaram a sugerir que ele pode ter tido causa tectônica. Soerguimento das áreas da cabeceira do rio Soé teria levado a um aumento dos processos erosivos desse rio, e conseqüentemente de sua carga sedimentar, o que pode ter contribuído para a construção do delta. A diminuição da carga sedimentar com o tempo geológico levou a um processo de abandono desse rio e do delta nos últimos anos.

h) A utilização da coerência topográfica se revelou mais eficiente do que o MDE-SRTM na extração precisa de redes de drenagem, sendo recomendado seu uso em estudos futuros. Porém, o uso complementar desses dados foi essencial para aprimorar a base vetorial da drenagem de referência, fundamental na identificação e análise dos elementos morfoestruturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence. **Geology**, v. 8, p. 442-446, 1980.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Plataform. **Earth Science Reviews**, v. 50, n.1-2, p. 77–111, 2000.
- ALMEIDA FILHO, R.; MIRANDA, F.P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 387-392, 2007.
- ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F.; ANDRADES FILHO, C.O.; CREMON, E.E. Fator de assimetria e deformações neotectônicas na Bacia Paraíba, Nordeste do Brasil. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v. 10, n. 1, p. 132-138, 2014.
- ANDRADES FILHO, C.O.; FONSECA, L.M.G. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3151-3158. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15811-PRE/10421).
- ANDRADES FILHO, C.O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 177 p. (INPE-16717-TDI/1655). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37A6Q4S>>. Acesso em: 11 mar. 2015.
- ANDRADES FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058-1077, 2012a.
- ANDRADES FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da bacia Paraíba (PB). **Revista brasileira de geociências**, v. 31, n. 1, p. 13-29, 2012b.
- ANDRADES FILHO, C.O. **Evolução tectono-sedimentar da formação barreiras e dos sedimentos pós-barreiras, Bacia Paraíba, Nordeste do Brasil**. 2014. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2014.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of Mid to Late Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science**, v. 25, n. 149, p. 486-506, 2006.

ARAÚJO, V.D.; REYES-PERES, Y.A.; LIMA, R.O.; PELOSI, A.P.M.R.; MENEZES, L.; CORDOBA, V.C.; LIMA-FILHO, F.P. Fácies e sistemas deposicionais da Formação Barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 43-50, 2006.

AREFI, H.; REINARTZ, P. Accuracy enhancement of ASTER global digital elevation models using ICESat data. **Remote Sensing**, v. 3, n. 7, p. 1323-1343, 2011.

ARLEGUI, L.E.; SORIANO, M.A. Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 16, p. 3169-3185, 1998.

BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 14, p. 5-38, 1971.

BARBOSA, J.A.; SOUZA, E.M.; LIMA FILHO, M.; NEUMANN, V.H. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. **Estudos Geológicos**, v. 13, p. 89-108, 2003.

BECKER, A. An attempt to define a 'neotectonic period' for central and northern Europe. **Geologische Rundschau**, v. 82, p. 67-83, 1993.

BEZERRA, F.H.R.; LIMA FILHO, F.P.; AMARAL, R.F.; CALDAS, L.H.O.; COSTA NETO, L.X. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: STEWARTT, I. S.; VITA-FINZI, C. (Ed.). **Coastal tectonics**, London: Geological Society of London. Publicação Especial, n. 146, p. 279-293, 1998.

BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, F.H.R.; NEVES, B.B.B.; CORREA, A.C.B.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - The Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 97, n.3-4, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F.H.R.; ROSSETTI, D.F.; OLIVEIRA, R.G.; MEDEIROS, W.E.; BRITO NEVES, B.B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, F.C.C.; DANTAS, E.L.; ANDRADES FILHO, C.; GÓES, A.M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 78-90, 2014.

BHATTACHARYA; J.P.; GIOSAN, L. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. **Sedimentology**, v. 50, p. 187-210, 2003.

BOURGINE, B.; BAGHDADI, N. Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone. **Computers Rendus Geoscience**, v. 337, n. 14, p. 1.225-1.234, 2005.

BRITO NEVES, B.B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T.M.G.; SANT'ANNA, L.G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, n. 34, p. 127-134, 2004.

BRITO NEVES, B.B.; ALBUQUERQUE, J.P.T.; COUTINHO, J.M.V.; BEZERRA, F.H.R. Novos dados geológicos e geofísicos para caracterização geométrica e estratigráfica da Sub-Bacia de Alhandra (sudeste da Paraíba). **Geologia USP-Série Científica**, v. 9, n. 2, p. 63-87, 2009.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: ed. da UFG, 1994. 137p.

CHARLTON, R. **The fundamentals of fluvial geomorphology**. New York: Taylor and Francis Group, 2008. 234 p.

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

COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. Fosfato de Miriri - estados de Pernambuco e Paraíba, Org. BARBOSA, J. A.; LEMOS, L. B. S. G, **Informe de recursos minerais**. Série Oportunidades Minerais - Exame Atualizado de Projeto, 11 Recife, 2001, 17 p.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; PINHEIRO, R.V.L. **Bacias sedimentares: aspectos gerais da geometria, desenvolvimento, preenchimento e inversão**. Belem: Editora da UFPA, 1992. 106 p.

COX, R.T. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of American Bulletin**, v. 106, p. 571-581, 1994.

CROSTA, A.P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas: Editora da Unicamp, 1993. 170 p.

CROWLEY, T.J.; NORTH, G.R. **Paleoclimatology**. New York: Oxford University Press, 1991. 339 p.

CURKENDALL, D.; FIELDING, E.J.; CHENG, T.; POHL, J.M.A. Computational-Grid based system for continental drainage network extraction using SRTM digital elevation models. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PARALLEL PROCESSING WORKSHOPS, 3. 2003, Taiwan. **Proceedings...Kaohsiung**, Taiwan: IEEE Computer Society, 2003. p. 181-190.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 62, p. 1.130-1.146, 1992.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, n. 3, p. 237-263, 1991.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 227-237, 1981.

DOMINGUEZ, J.M.L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave dominated deltas?. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 117, p. 217-231, 1996.

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

ELLIOT, T. Deltas. In: READING, H.G. (ed.) **Sedimentary environments and facies**. Oxford: Blackwell, 1986. p.113-154.

ELSHEIKH, A.E.M.; BABIKIR, I.A.A.; ZEINELABDEIN, K.A.E.; ELOBEID, S.A. The evolution of the river Gash basin eastern Sudan. **Journal of environmental hidrology**, v. 16, n. 6, p. 1-9, 2009.

ERNOUL, L.; SANDOZ, A.; FELLAGUE, A. The evolution of two great Mediterranean Deltas: remote sensing to visualize the evolution of habitats and land use in the Gediz and Rhone Deltas. **Ocean and coastal management**, v. 69, p. 111-117, 2012.

FAGHERAZZI, S. Self-organization of tidal deltas. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 105, n. 48, p. 18.692-18.695, 2008.

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. The Shuttle Radar Topography Mission: **Reviews of Geophysics**, v. 45, p.1-33, 2007.

FISHER, W.L. Facies characterization of Gulf coast basin delta system, with some Holocene analogues. **Transactions of Gulf Coast Association of Geology Society**, v. 19, p. 239-261, 1969.

FOSSEN, H. **Structural geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 362 p.

FURRIER, M.; ARAUJO, M.E.; MENESES, L.F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP - Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 61-70, 2006.

GALLOWAY, W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M.L. (ed.) **Deltas, Models of Exploration**. Houston: Houston Geological Society, 1975. p. 87-98.

GANDINI, R.; ROSSETTI, D.F.; NETTO, R.G.; BEZERRA, F.H.R.; GÓES, A.M. Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology. **Quaternary Research**, v. 82, p. 462-472, 2014.

GARROTE, J.; HEYDT, G.G.; COX, R.T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v.102, n.1, p.130-144, 2008.

GOODBREAD JR, S.L.; KUEHL, S.A. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Granges – Brahmaputra delta. **Sedimentary Geology**, v. 133, p. 227-248, 2000.

GOODBRED JR, S.L.; KUEHL, S.A.; STECKLER, M.S.; SARKER, M.H. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. **Sedimentary Geology**, v. 155, n. 3-4, p. 301-316, 2003.

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: International Association of Geomorphologists, Taylor and Francis Group, 2004. 1202 p.

GROHMANN, C.H. **Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro**. 2008. 285 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2008.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F.M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computers & Geosciences**, v. 33, p.10-19, 2007.

GUPTA, A. **Tropical geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 409 p.

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

HAYAKAWA, E.H.; ZANI, H.; ANDRADES FILHO, C.O.; BERTANI, T.C.; ROSSETTI, D.F. Identificação de paleocanais na bacia amazônica a partir de dados de sensoriamento remoto. **Revista de Geografia (Recife)**, v. especial, n.1, p. 20-32, 2010.

HAYAKAWA, E.H.; ROSSETTI, D.F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012.

HENDERSON, F.M.; LEWIS, A.J. **Principles and applications of imaging radar: manual of remote sensing**. New York: John Wiley and Sons, 1998, 896 p.

HO, L.T.K.; UMITSU, M.; YAMAGUCHI, Y. Flood hazard mapping by satellite images and SRTM-DEM in the Vu Gia - Thu Bon alluvial plain, central Vietnam. **International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science**. Kyoto, v. 38, part 8, p. 275-280, 2010.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287-306, 1999.

HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2.246-2.259, 1967.

HUNG L.Q.; BATELAAN O.; DE SMEDT F. Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. In: REMOTE SENSING FOR ENVIRONMENTAL MONITORING, GIS APPLICATIONS, AND GEOLOGY, 5. 2005. **Anais...** edited by Manfred Ehlers, Ulrich Michel, 2005. p. 1-12.

IBANEZ, D.M.; RICCOMINI, C.; MIRANDA, F.P. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. **Geomorphology**, v. 214, p. 378-387, 2014.

JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p.13-23, 2014.

JAPAN AEROSPACE EXPLORATION AGENCY (JAXA). Earth Observation Research Center. **ALOS user handbook**. 2007, 146 p. Disponível em: <<http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/about/palsar.htm>>. Acesso em: 2. Jun. 2013.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. São José dos Campos: Parêntese 2. ed., 2009. 598 p.

JENSON, S.K.; DOMINGUE, J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1.593-1.600, 1988.

JORDAN, G.; MEIJNINGER, B.M.L.; VAN HINSBERGEN, D.J.J.; MEULENKAMP, J.E.; VAN DIJK, P.M. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and application for study areas in Hungary and Grece. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 7, n. 3, p. 163-182, 2005.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 362p.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 2, p. 37-72, 1956.

KING, L.C. **The morphology of the earth**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1967. 699 p.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. New York: Hodder Arnold, 1998. 383 p.

LIMA, C.C.U. O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro. **Revista de Ciência e Tecnologia**, v. 8, n. 15, p. 91-101, 2000.

LIMA, C.C.U.; BEZERRA, F.H.R.; NOGUEIRA, F.C.C.; MAIA, R.P.; SOUSA, M.O.L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, v. 633, p. 98-114, 2014.

LIMA, M. I. C. **Introdução a interpretação radargeológica**. Rio de Janeiro: Série Manuais Técnicos em Geociências- IBGE, 1995. 124p.

LIMA FILHO, M.F.; BARBOSA, J.A.; SOUZA, E.M. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do rio Muni. **Revista de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 117-126, 2006.

LÓPEZ, G.I.; RINCK, W.J. New quartz optical stimulated luminescence ages for beach ridges on the St. Vincent Island Holocene strandplain, Florida, United States. **Journal of Coastal Research**, v. 24, n. 1A, p. 49-62, 2008.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Tectônica Pós-Miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim da geografia, Maringá**, v. 31, n. 2, p. 57-68, 2013.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 61-74, 2014.

MANTELLI, L.R.; ROSSETTI, D.F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, p. 1-13, 2009.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim IG-USP**, v. 15, p. 1-186, 1993.

MARTZ, L.W.; GARBRECHT, J. Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. **Computers & Geosciences**, v. 18, n. 6, p. 747-761, 1992.

MASOUD, A.A.; KOIKE, K. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-Derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. **Journal of African Earth Sciences**, v. 45, p. 467-477, 2006.

MASOUD, A.A.; KOIKE, K. Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data. **Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 66, p. 818-832, 2011a.

MASOUD, A.A.; KOIKE, K. Morphotectonics inferred from the analysis of topographic lineaments auto-detected from DEMs: Application and validation for the Sinai Peninsula, Egypt. **Tectonophysics**, v. 510, p. 291-308, 2011b.

MATHERS, S.; ZALASIEWICZ, J. Holocene sedimentary architecture of the Red river delta, Vietnam. **Journal of Coastal Research**, v. 15, n. 2, p. 314-325, 1999.

MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrologic Processes**, v. 5, p. 3-30, 1991.

MORAIS, R.M.O.; MELLO, C.L.; COSTA, F.O.; SANTOS, P.F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da formação barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, p. 19-30, 2006.

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

NIKOLAEV, N.I. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. In: JUDD, W.R. (Ed.). **Sismic effects of resevoir impounding**. Engineering Geology, 1974. cap. 8, p. 171-189.

NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, p. 51-59, 2006.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1.463-1.469, 1976.

OTVOS, E.G. Beach ridges - definitions and significance. **Geomorphology**, v. 32, p. 83-108, 2000.

PLUIJIM, B.A.; MARSHAK, S. **Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics**. Van Der Pluijm & S. Marshak 2nd edition, 2004. 656p.

POLIZEL, S.P.; ROSSETTI, D.F. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em análise multissensor. **Revista brasileira de geomorfologia**, v. 15, n. 2, p. 311-326, 2014.

PROJETO RADAMBRASIL. **Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal: Geologia e mapeamento geológico, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: IBGE, 1981. 774 p. (Levantamento de recursos naturais, 23).

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

RICHARDS, J.A. **Remote sensing digital image analysis: an introduction**. Berlin: Springer-Verlag 2.ed., 1995. 340 p.

RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C.S.; BELZ, J.E.; CHAPIN, E.C.; MARTIN, J.M.; DAFFER, W.; HENSLEY, S. **An assessment of the SRTM topographic products**. Pasadena: JPL, 2005. 143 p.

ROSENQVIST, A.; SHIMADA, M.; ITO, N.; WATANABE, M. ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 45, n. 11, p. 3.307-3.316, 2007.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra)**, v. 2, p. 17-29, 1990.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; VALERIANO, M.M. Correlação estratigráfica da "Formação Barreiras" no nordeste e norte do Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11. (ABEQUA), 2007, Belém. **Anais...** São Paulo: ABEQUA, 2007. p. 1-3.

ROSSETTI, D.F. Ambientes costeiros. In: FLORENZANO, T.G (Org). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. cap 9, p. 247-283.

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

ROSSETTI, D.F.; VALERIANO, M.M.; BEZERRA, F.H.R.; BRITO NEVES, B.B.; GÓES, A.M. Caracterização morfológica da porção sul da Sub-bacia de Alhandra, Bacia Paraíba, com base em dados SRTM: contribuição na compreensão do arcabouço estrutural. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3325-3332. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-16006-PRE/10615).

ROSSETTI, D.F.; BEZERRA, F.H.; GÓES, A.M.; BRITO NEVES, B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology**, v. 235, p. 172-187, 2011a.

ROSSETTI, D.F.; BEZERRA, F.H.R.; GÓES, A.M.; VALERIANO, M.M.; ANDRADES FILHO, C.O.; MITTANI, J.C.R.; TATUMI, S.H.; BRITO NEVES, B.B. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 300, p. 191-204, 2011b.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; BEZERRA, F.H.; VALERIANO, M.M.; BRITO NEVES, B.B.; OCHOA, F.L. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, v. 84, n. 2, p. 313-334, 2012.

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

SAADI, A.; BEZERRA, F.H.R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H.L.S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. São Paulo: Editora Holos, 1ª edição, 2005. cap.10, p 1-31.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p. 469-478, 2004.

SANT'ANNA, S.J.S.; MASCARENHAS, N.D.D. Comparação do desempenho de filtros redutores de "Speckle". In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 8. (SBSR), 1996, Salvador. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1996, p. 871-878. ISBN 85-17-00014-5. (INPE-6184-PRE/2273).

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

SCHUMM, S.A. **River: variability and complexity**. New York: Cambridge University Press, 2005. 234 p.

SHAHZAD, F.; GLOAGUEN, R. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis. **Computers & Geosciences**, v. 37, p. 261-271, 2011.

SIDDIQUI, S. Appraisal of Active Deformation Using DEM-Based Morphometric Indices Analysis in Emilia-Romagna Apennines, Northern Italy. **Geodynamics Research International Bulletin**, v.1, n. 3, p. 1-9, 2014.

SMITH, C.B.; COHEN, M.C.L.; PESSEDA, L.C.R.; FRANÇA, M.C.; GUIMARÃES, J.T.F.; ROSSETTI, D.F.; LARA, R.J. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 168, p. 21-30, 2011.

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

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1.117-1.142, 1952.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, p. 913-920, 1957.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL. 1982, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1982, p. 93-116.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. The role of neotectonics in the evolution of the brazilian coast. **Geonomos**, v. 4, p. 45-53, 1996.

SUGUIO, K.; BARRETO, A.M.F.; OLIVEIRA, P.E.; BEZERRA, F.H.R.; VILELA, M.C.S.H. Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the states of Pernambuco and Paraíba, Brazil. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 14-152, 2013.

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

TOMAZELLI, L.J. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico**. 1990. 270 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 1990.

TOUTIN, T.; GRAY, L. State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 55, n. 1, p. 13-33, 2000.

VALERIANO, M.M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. São José dos Campos, SP: INPE: , 2004. 72 p. (INPE-10550-RPQ/756). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57>>. Acesso em: 11 mar. 2015.

VALERIANO, M.M. Visualização de imagens topográficas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007, p. 1.377-1.384. ISBN 978-85-17-00031-7. (INPE-16557-PRE/11130).

VALERIANO, M.M. **TOPODATA**: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE: Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais (INPE-15318-RPQ/818), 2008. 73 p.

VALERIANO, M.M.; ROSSETTI, D.F. Análise digital do padrão de coerência da orientação de vertentes em terrenos planos. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13. (ABEQUA), 2011, Búzios. **Anais...** São Paulo: ABEQUA, 2011. p. 1-5.

VILLWOCK, J.A.; LESSA, G.C.; SUGUIO, K.; ANGULO, R.J.; DILLENBURG, S.R. Geologia e geomorfologia de regiões costeiras In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. 1. ed. São Paulo: Editora Holos, 2005. cap.5, p. 1-29.

VITAL, H.; STATTEGGER, K. Sediment dynamics in the lowermost Amazon. **Journal Coastal Research**, Florida, v. 16, p. 316-328, 2000.

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

WHITE, K.; EL ASMAR, H.M. Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. **Geomorphology**, v. 29, p. 93-105, 1999.

WRIGHT, L.D. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. **Bulletin of the American Geological Society**, v. 88, p. 857-868, 1976.

YANG, X.; DAMEN, M.C.; ZUIDAM, R.A.V. Satellite remote sensing and GIS for the analysis of channel migration changes in the active Yellow River Delta, China. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 1, n. 2, p. 146-157, 1999.

APÊNDICE A - DISTRIBUIÇÃO ESTATÍSTICA DAS AMOSTRAS DATADAS POR LOE

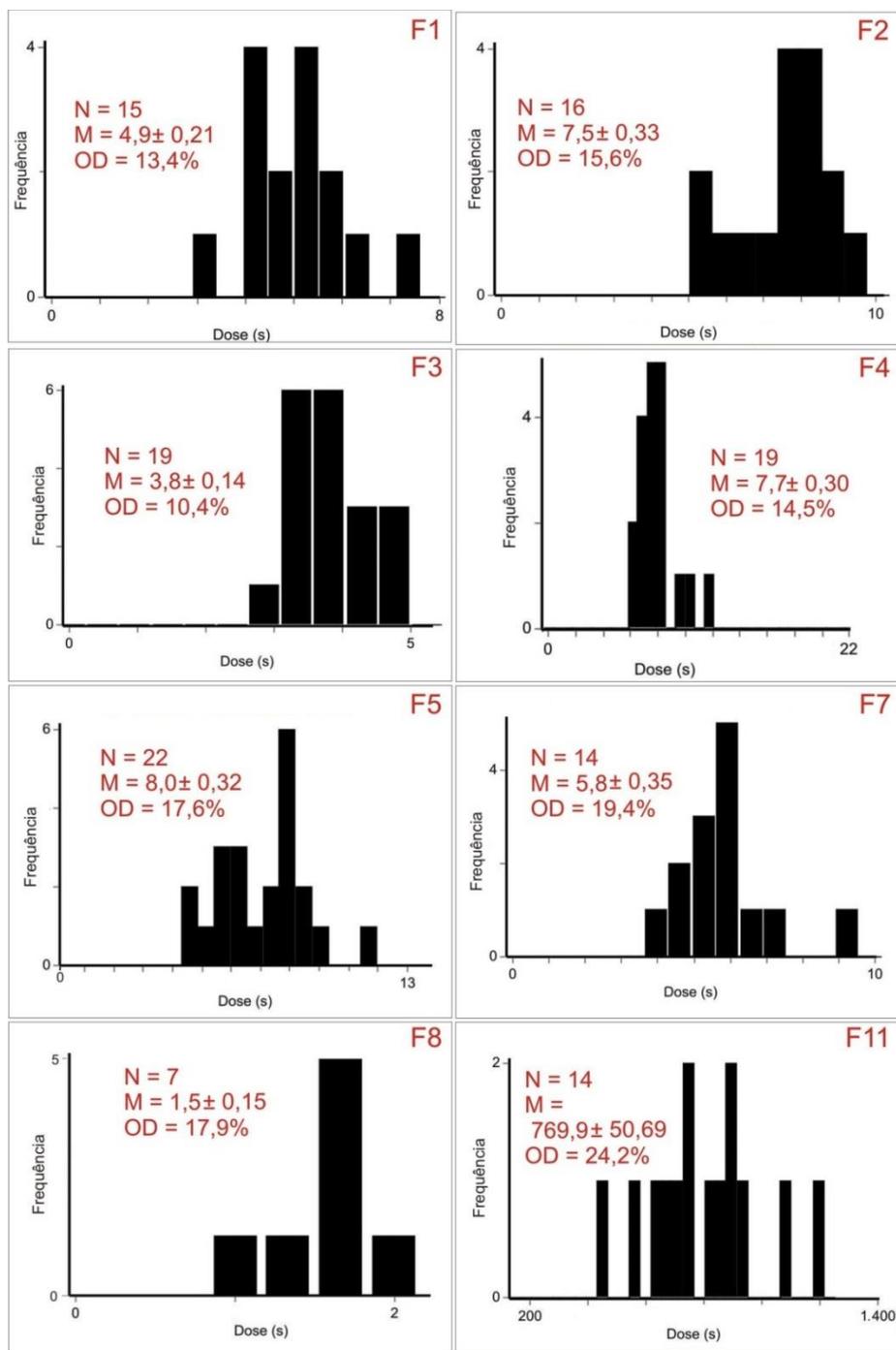


Figura A.1 - Histogramas com distribuição relativamente normal de conjunto de alíquotas consideradas na estimativa de dose natural de amostras de sedimentos arenosos submetidas à datação por LOE (N = número de alíquotas; M = dose natural média em segundos; OD = *Overdispersion*).