



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.24.12.33-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO DELTA DO RIO DOCE (ES) COM BASE EM SENSORIAMENTO REMOTO**

Silvia Palotti Polizel

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 07 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G28A4B>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

**Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

Dr<sup>a</sup> 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)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.24.12.33-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO DELTA DO RIO DOCE (ES) COM BASE EM SENSORIAMENTO REMOTO**

Silvia Palotti Polizel

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 07 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G28A4B>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Polizel, Silvia Palotti.

P76c      Caracterização morfológica do delta do Rio Doce (ES) com base em sensoriamento remoto / Silvia Palotti Polizel. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxvi + 130 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.24.12.33-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. Delta. 2. Rio Doce. 3. Quaternário. 4. Sensoriamento remoto I.Título.

CDU 528.8:551.435.12

---



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**

Dr. Márcio de Morisson Valeriano



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



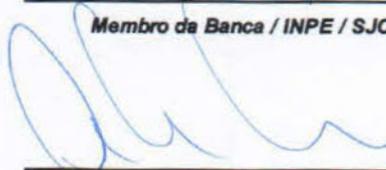
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Silvia Palotti Poltzel**

São José dos Campos, 07 de Abril de 2014



*“Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota.” (Madre Teresa de Calcutá)*



A meus pais e irmã, Inácio, Fátima e Vanessa.  
E avós (*in memoriam*), Maria, Nair, Onofre e Paulo.



## AGRADECIMENTOS

À Dra. Dilce de Fátima Rossetti, que admiro e considero um exemplo de profissional, pela oportunidade, orientação, paciência, prontidão, pela confiança depositada em mim durante esses dois anos, pela generosidade e apoio, que foram essenciais para o desenvolvimento e finalização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa durante o período de mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela oportunidade valiosa de crescimento pessoal e profissional e pela infraestrutura disponibilizada por meio do Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto.

Agradeço aos coordenadores acadêmicos durante o período de mestrado, Dr. Flávio Ponzoni e Dr. Camilo Rennó, pelo auxílio nos momentos de dúvida e pelo apoio financeiro.

Agradeço às secretárias Valéria e Vera, além dos estagiários da PG-SER, pela imensa ajuda com todas as burocracias, problemas e dúvidas durante o mestrado.

Aos amigos Carlos Leandro, Édipo, Thiago, Clódis, Hiran, Fábio e Ericson pela grande ajuda e paciência durante o mestrado, e também pela troca de informações e apoio durante esse período. Em especial, gostaria de agradecer ao Carlos Leandro por sua amizade, paciência e pelo auxílio prestado durante o trabalho de campo no delta do Rio Doce.

Aos amigos da turma PG-SER 2012, que conseguiram transformar as infundáveis horas de estudos em momentos de descontração e de boas lembranças. Sem o apoio e ajuda de vocês teria sido bem mais difícil.

Ao pessoal das outras turmas de pós-graduação do INPE, pelas conversas, momentos de descontração e por toda a ajuda durante o período de mestrado. Em especial, gostaria de agradecer ao Rafael, pela amizade e companheirismo durante esses anos.

Ao pessoal do SIGMA, por amenizarem a tensão do trabalho diário com momentos de descontração e boas risadas. Em especial, gostaria de agradecer à Taíssa, pela amizade, companheirismo, risadas, confidências, apoio e incentivo.

Ao pessoal do futsal do INPE, por tornarem minhas semanas mais alegres e divertidas e pelos momentos de descontração.

A minha companheira de casa, Francisca, pelo apoio, amizade, infundáveis conversas, compreensão, ajuda e incentivo durante todo o período de mestrado. Também gostaria de deixar um obrigada para a Luciana, que junto

com a Francisca, têm tornado mais leve a reta final do mestrado, com paciência e incentivo.

Aos meus grandes amigos Tatiana, Filipe, Ana Elisa, Graziela, Beatriz, Bruna, Isabela e Yara, que mesmo de longe sempre me apoiaram e me mostraram o valor da amizade. Obrigada por terem compreendido a minha ausência durante esse período. Em especial, gostaria de agradecer à Juliana, por ter feito com que nossa amizade se fortalecesse ainda mais com a distância, pelas inúmeras vezes que ela me escutou, por ter sido minha confidente nos momentos difíceis e alegres, por todo o apoio, incentivo, compreensão e por ter sido tão presente durante esse período, e também, ao Adriano, por sua amizade, conversas, risadas e pelo seu grande apoio e incentivo.

Agradeço a toda minha família, tios e primos, por me ensinarem a importância da união e do amor ao próximo. Em especial, gostaria de agradecer a minha prima Aline, por todo o apoio, carinho e incentivo durante o mestrado.

Minha irmã Vanessa, pelo companheirismo, apoio, compreensão e amizade.

A meus pais Inácio e Fátima, pelo amor incondicional, apoio, incentivo, compreensão, carinho e conforto. Obrigada por terem compreendido a minha ausência durante esse período.

Ao Tiago, pelo amor e momentos alegres durante esse período.

Agradeço a todas as pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para que essa etapa se tornasse uma realidade, mesmo que por eventualidade não tenham sido mencionadas neste agradecimento. Muito obrigada por terem torcido por mim e por terem me dado força durante o mestrado.

## RESUMO

A costa leste brasileira apresenta uma sucessão de sistemas deltaicos, dentre eles o delta do rio Doce, no litoral do Espírito Santo. Este delta foi previamente estudado por alguns autores, tendo sido interpretado como produto da progradação de sedimentos em ambiente lagunar associado a sistema deposicional do tipo ilha barreira. No entanto, a análise do delta do rio Doce com base em produtos de sensoriamento remoto disponibilizados nesta última década sugere uma interpretação diferenciada da apresentada na literatura. Este trabalho teve por objetivo revisitar o modelo evolutivo do delta do rio Doce com base em análise multissensor e diferentes técnicas de sensoriamento remoto. Para isso, o trabalho baseou-se no mapeamento morfológico do delta do rio Doce a partir da análise das imagens TM/Landsat, PALSAR, bem como do Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Uma série multitemporal Landsat TM e ETM<sup>+</sup> foi empregada para geração do produto de hidroperíodo, a fim de caracterizar a frequência de inundação no delta do rio Doce. Os resultados mostraram que as áreas de inundação permanente não foram classificadas em sua totalidade e que algumas áreas com frequência de inundação intermediária também deixaram de aparecer na classificação. A superfície topográfica do delta foi analisada pela extração da superfície de tendência da área a partir do MDE-SRTM. Este procedimento resultou na geração de vários modelos topográficos, sendo que a superfície de terceiro grau foi a que melhor representou o padrão topográfico do delta. Esta superfície caracteriza um delta com cotas topográficas oscilando entre 0 e 38 m de altitude, sendo 0 m na porção mais distal próximo ao oceano e 38 m na porção mais interior do continente, onde ocorre o sistema fluvial do rio Doce. Dois métodos de mapeamento foram testados: visual e semi-automático baseado em GEOBIA. Os resultados indicaram maior exatidão na classificação visual, sendo esta adotada para se estabelecer seis classes principais: 1) drenagem atual; 2) cordões litorâneos/*spits*; 3) paleocanais; 4) planície interdistributária; 5) flúvio-estuarina/lagunar; e 6) terraço fluvial. Considerando essas morfologias, também atestadas em campo, pôde-se propor um modelo de delta dominado por ondas para explicar a evolução do delta do rio Doce, sem fase lagunar como sugerido em documentações prévias. Além disso, a organização das idades dos sedimentos deltaicos disponíveis na literatura, analisadas no contexto do novo mapa morfológico elaborado neste trabalho, sugere que esse delta seja mais antigo que o sugerido em trabalhos prévios. Assim, o mais provável é que sua progradação tenha sido influenciada pela queda do nível do mar eustático ao se aproximar do Último Máximo Glacial, e não durante a transgressão holocênica como inicialmente proposto, quando parte do delta foi destruída.



## MORPHOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE DOCE RIVER DELTA (ES) BASED ON REMOTE SENSING

### ABSTRACT

Brazil's east coast has a succession of deltaic systems, including the Doce River delta, on the coast of Espírito Santo. This delta was previously studied by some authors, has been interpreted as a product of progradation of sediments in the lagoon environment associated with depositional system of barrier island type. However, analysis of the Doce River delta based on remote sensing inputs available in the last decade suggests a different interpretation of the presented in literature. This study aimed to revisit the evolutionary model of the Doce River delta based on multisensor analyzes and remote sensing techniques. For this, the work was based on morphological mapping of the Doce River delta from the analysis of TM/Landsat imagery, PALSAR and the Digital Elevation Model (DEM) derived from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). A time series Landsat TM and ETM<sup>+</sup> was used to produce the product of hydroperiod in order to characterize the frequency of flooding in the Doce River delta. The results showed that the areas of permanent inundation were not classified in their entirety and that some areas with intermediate flood frequency also failed to appear in the classification. The topographic surface of the delta was analyzed by extracting the trend surface of the area from DEM-SRTM. This procedure resulted in the generation of various topographic models, and the surface of the third degree was the one that best represented the topographic pattern of the delta. This surface features a topographic dimensions delta ranging between 0 and 38 m high, with 0 m in the most distal portion near the ocean and 38 m in the innermost portion of the continent, where the river system of the Doce River occurs. Two mapping methods were tested: visual and semi-automatic based on GEOBIA. The results showed greater accuracy in visual classification, which is adopted to establish six main classes: 1) current drain; 2) beach ridges/*spits*; 3) paleochannel; 4) interdistributary plain; 5) fluvio-estuarine/lagoon; and 6) fluvial terrace. Considering these morphologies, also attested in the field, it was possible to propose a model delta dominated by waves to explain the evolution of the Doce River delta without lagoon phase as suggested in previous literature. Moreover, the organization of the ages of deltaic sediments available in the literature, analyzed in the context of the new morphological map developed in this study suggests that delta is older than suggested in previous studies. Thus, it is most likely that your progradation has been influenced by the fall of the eustatic sea-level when approaching the Last Glacial Maximum, and not during the Holocene transgression as originally proposed, when part of the delta was destroyed.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - Classificação de deltas marinhos baseada no fornecimento de sedimentos e energia de onda ou de maré.....	8
Figura 4.2 – A - Localização dos principais deltas com domínio de onda da costa leste brasileira: B - Delta do rio Doce (ES) (imagem SPOT-5/mosaico SPOTMap, 2010); C - Delta do rio Jequitinhonha (BA) (imagem SPOT-5/mosaico SPOTMap, 2010); D - Delta do rio Paraíba do Sul (RJ) (imagem Geoeye-1, 2005); e E - Delta do rio São Francisco (imagem Landsat do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), 1969). .....	10
Figura 4.3 – Esquema representativo da geometria do delta do rio Doce.....	14
Figura 4.4 – Fases de evolução geológica do delta do rio Doce.....	16
Figura 4.5 - Evolução paleogeográfica da feição deltaica do rio Doce durante o Holoceno.....	17
Figura 4.6 – A – F – Modelo evolutivo para o delta do rio Doce proposto por Dominguez (1987), com os seis estágios de progradação. ....	19
Figura 5.1 – A - B) Localização do delta do rio Doce no Estado do Espírito Santo. C) Delta do rio Doce visto sobre mosaico de imagens TM/Landsat com composição R4 G7 B2 (linha vermelha indica limites do delta). .....	35
Figura 5.2 – Mapa geológico simplificado do Estado do Espírito Santo.....	36
Figura 5.3 – Mapa pedológico do Estado do Espírito Santo. ....	37
Figura 5.4 – Mapa de vegetação do Estado do Espírito Santo. ....	38
Figura 5.5 – Mapa de relevo do Estado do Espírito Santo.....	38
Figura 6.1 – Cenas correspondentes aos produtos de sensoriamento remoto utilizados na presente pesquisa. O MDE-SRTM não está representado, por constituir um dado contínuo para a área de estudo. A imagem de fundo é composta pelo mosaico das imagens TM/Landsat com composição R4 G7 B2 (linha branca indica limites do delta).....	42

- Figura 6.2 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a análise de superfície de tendência na área de estudo e os respectivos aplicativos em cada etapa..... 46
- Figura 6.3 - Gráfico das imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Doce na estação Posto Colatina..... 47
- Figura 6.4 - Distribuição dos valores diários do nível do rio Doce para a série histórica utilizada, no qual cada segmento das caixas representa 25% do total das medidas, a linha horizontal central o valor da mediana, a cruz vermelha a média e os pontos azuis os valores extremos. .... 47
- Figura 6.5 - Representação do procedimento aplicado para obtenção do hidroperíodo..... 49
- Figura 6.6 – Fluxograma dos procedimentos necessários para obtenção do mapa com a frequência de inundação. .... 49
- Figura 6.7 – A - Localização da área utilizada como teste para comparação entre a aplicação da metodologia de GEOBIA com o mapeamento morfológico obtido com base em interpretação visual. A imagem de fundo é composta pelo mosaico das imagens TM/Landsat com composição R4 G7 B2. B - Detalhe da área-teste sobre a imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH. .... 52
- Figura 6.8 - Localização dos pontos utilizados em campo para a validação do mapa morfológico gerado sobre o delta do rio Doce, vista sobre o mosaico de imagens TM/Landsat, composição R4 G7 B2 (linha vermelha indica limites do delta)..... 54
- Figura 7.1 – Modelos gerados com a análise de superfície de tendência. A) Distribuição dos 5000 pontos aleatórios utilizados na elaboração dos modelos. B - F - Superfícies de tendência obtidas por regressões polinomiais de primeiro (A), segundo (C), terceiro (D), quarto (E) e quinto (F) graus. As isolinhas correspondem a curvas de nível topográficas modeladas pelas regressões, com espaçamento de 2 m. A imagem de fundo é o mosaico MDE-SRTM, processado com paletas de cores e transparência de 50%..... 58
- Figura 7.2 - Ajuste da superfície de tendência conforme aumento do grau da regressão polinomial. .... 60

- Figura 7.3 - Mapa de hidroperíodo com a frequência de inundação na área de estudo. .... 62
- Figura 7.4 - Comparação entre os diferentes produtos utilizados no mapeamento da classe drenagem atual: A - PALSAR; B – Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Observar inúmeras lagoas alongadas ao longo da paleolinha de costa (linha tracejada vermelha), canal principal do rio Doce, lagoa isolada na parte central do delta (Lg) e rede de drenagem ativa superposta a paleocanal (Da)..... 64
- Figura 7.5 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento de cordões litorâneos/*spits*: A - PALSAR; B – Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Observar que essa classe é mais facilmente detectável nas imagens PALSAR e Landsat do que no SRTM. 66
- Figura 7.6 – A, B - Vista de cordões litorâneos em campo (setas vermelhas). Notar a ondulação suave no terreno, formada pelos vários depósitos arenosos alongados, retilíneos e convexos para cima, que se alternam paralelamente, sendo separados por áreas deprimidas entre eles, típicas dessas morfologias (ver localização da área na Figura 7.25). .... 68
- Figura 7.7 – Vista em campo dos cordões litorâneos mais recentes associados com a progradação do delta do rio Doce. A – Vista panorâmica da costa na área de ocorrência desses cordões. B a D– Detalhes do último cordão já formado (D-1) e do cordão ora em formação (D-2) (ver localização da área na Figura 7.25). .... 70
- Figura 7.8 – A, B, C - *Spits* localizados a norte do delta do rio Doce. Note que essa morfologia forma um corpo de areia alongado, sendo representada em superfície por uma série de linhas paralelas e curvas distribuídas perpendicularmente aos cordões. Neste caso, os *spits* estão atrelados ao paleocanal sinuoso paralelo aos cordões. D a F – *Spits* localizados no interior do delta, porção centro-norte da área de estudo. Essa morfologia é cuneiforme e côncava para norte, com distribuição perpendicular aos cordões litorâneos (A, D - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; B, E – imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 disponível no *Google Earth*; C,F - mapa morfológico com a indicação dos depósitos de *spits* (ver localização na Figura 7.25). .... 71

- Figura 7.9 - A a C - Conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondente à primeira fase de progradação deltaica. Este conjunto representa uma morfologia isolada na porção centro-noroeste do delta do rio Doce (A – imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - mapa morfológico correspondente (ver localização na Figura 7.25)..... 72
- Figura 7.10 - Detalhes de duas ilhas de cordões litorâneos preservadas no delta do rio Doce, sendo A a C localizada em sua porção central e D a F localizada em sua porção sul (ver localização na Figura 7.25). A – imagem *Quickbird-Google Earth* com composição R3 G2 B1; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; C - mapa morfológico correspondente às Figuras A e B. D - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; E - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; F - mapa morfológico correspondente às Figuras D e E (ver localização dessa área na Figura 7.25)..... 73
- Figura 7.11 – Conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 de progradação do delta. Esse conjunto está localizado na margem norte do rio Doce, próximo à sua desembocadura. Setas vermelhas indicam a localização dos *spits* representativos dessa fase (A – imagem *Quickbird-Google Earth* com composição R3 G2 B1; B - mapa morfológico correspondente)(ver localização dessa área na Figura 7.25). ..... 74
- Figura 7.12 - Comparação entre os diferentes produtos utilizados no mapeamento da classe paleocanais: A - PALSAR; B – Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. .... 75
- Figura 7.13 – Indicação das três fases representativas dos paleocanais do delta do rio Doce e do curso atual desse rio identificados no MDE-SRTM. Observar os dois paleocanais correspondentes à fase 1, situados a norte (Pf1) e a sul (Pf1) do rio Doce atual, o paleocanal representativo da fase 2 (Pf2) e alguns dos paleocanais da fase 3 localizados a norte do rio Doce (Pf3). ... 77
- Figura 7.14 – A, B – Localização do paleocanal representativo da fase 2 limitado à montante com a classe terraço fluvial e diferenciação entre o curso atual do rio Doce e esse paleocanal. C, D, E – Localização à jusante do paleocanal correspondente à fase 2 sobre o conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 3, com detalhe para a desembocadura do paleocanal posicionada

imediatamente a oeste dos últimos cordões. A, D – Landsat; e C – PALSAR. B, E – Mapa morfológico correspondente (ver localização dessa área na Figura 7.25). ..... 78

Figura 7.15 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento da classe planície interdistributária: A - PALSAR; B – Banda 5 do TM/Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Observar limite brusco entre planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2..... 80

Figura 7.16 – Limite entre a classe planície interdistributária e o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2 a norte do rio Doce. A – Banda 5 do TM/Landsat; B – Mapa morfológico correspondente (ver localização dessa área na Figura 7.25). .. 81

Figura 7.17 – Conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 sendo sobreposto erosivamente pela classe planície interdistributária próximo à desembocadura do rio Doce. Observar que o paleocanal correspondente à fase 3 possui limite erosivo com o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 e desenvolvem-se sobre eles em algumas localidades, como foi descrito no item 7.3.3. A a C – Norte do rio Doce, sendo: A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - Mapa morfológico correspondente. D,E - Sul do rio Doce, sendo: D - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; E - Mapa morfológico correspondente (ver localização dessas áreas na Figura 7.25)..... 82

Figura 7.18 - Depressão suave com substrato constituído de argilas orgânicas e/ou turfeiras (setas vermelhas) representativa da classe planície interdistributária a norte do rio Doce (ver localização da área na Figura 7.25)..... 83

Figura 7.19 - Comparação entre os diferentes produtos de sensoriamento remoto utilizados no mapeamento da classe flúvio-estuarina/lagunar: A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B – imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Notar a natureza alongada e estreita dessa classe, sugestiva de canalização. Observar, também, a falta de expressão dessa classe nos dados do MDE-SRTM. .... 84

- Figura 7.20 - Conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 2 com margens irregulares devido à erosão durante o desenvolvimento da classe flúvio-estuarina/lagunar representativa da fase 1. A – imagem *Quickbird-Google Earth*, com composição R3 G2 B1; B– Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25). ..... 86
- Figura 7.21 - Morfologias representativas da classe flúvio-estuarina/lagunar localizadas na porção extremo sul do delta do rio Doce. Observar que elas se sobrepõem as classes planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 3. A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B– Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25)..... 87
- Figura 7.22 – Classe flúvio-estuarina/lagunar correspondente à fase 2 sobre a classe flúvio-estuarina/lagunar representativa da fase 1 na porção nordeste do delta do rio Doce. A – imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; B – Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25). ..... 87
- Figura 7.23 – Vista da classe flúvio-estuarina/lagunar em campo. A – Área depressionada com substrato consistindo em turfeira (setas vermelhas) representativa da fase 1 situada a centro-norte da área de estudo; B - Área depressionada sobre esta classe, correspondente à fase 2, localizada a nordeste do rio Doce, com substrato constituído de argila plástica, orgânica; C – D - Área pantanosa com acúmulo de água que ocorre em associação à fase 2. Observar em C e D contato entre terrenos representativos desta fase (Fel-2) com os representativos da fase 1 (Fel-1) do entorno. Notar, ainda, o contato brusco entre as morfologias dessa classe representativas das fases 1 e 2 (setas vermelhas) (ver localização dessas áreas na Figura 7.25). ..... 89
- Figura 7.24 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento de terraços fluviais: A – PALSAR com composição RHH GHV BHH; B – Landsat com composição R4 G7 B2; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. .... 90
- Figura 7.25 – Mapa morfológico do delta do rio Doce desenvolvido nesse trabalho a partir de dados de sensoriamento remoto. Os retângulos internos indicam as áreas representativas das classes que tiveram suas morfologias ilustradas com detalhe e a localização das áreas investigadas em campo. Pontos 1 – 16

são locais com dados cronológicos por datação radiogênica documentados na literatura (ver idades na Tabela 8.1). ..... 93

Figura 7.26 – A - Área-teste utilizada para a classificação morfológica pelo método de GEOBIA, representada sobre imagem PALSAR (RHH GHV BHH); B - Classificação realizada pelo método de GEOBIA; C - Classificação efetuada pelo procedimento de interpretação visual. .... 95

Figura 8.1 – Morfologia cuspidada de outros deltas de onda da costa do Brasil análoga a do delta do rio Doce. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Jequitinhonha (Bahia); C - Delta do Paraíba do Sul (Rio de Janeiro); D - Delta do Parnaíba (Maranhão/Piauí); E – Delta do São Francisco (Sergipe/Alagoas). A - C - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*; D, E - imagem Landsat do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). .... 108

Figura 8.2 – Conjunto de cordões litorâneos de deltas localizados na costa brasileira que foram retrabalhados por seu sistema fluvial próximo a sua desembocadura. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Paraíba do Sul (Rio de Janeiro); C - Delta do Jequitinhonha (Bahia). A - C - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*. .... 109

Figura 8.3 – Depósitos flúvio-estuarinos/lagunares formados a partir de episódios de progradação alternados com fases transgressivas. Observar o conjunto de cordões litorâneos dominado por processos erosivos associado a formação de subambientes provenientes da migração do canal fluvial do rio Doce. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Jequitinhonha (Bahia). A, B - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*. .... 109



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 – Síntese de publicações que utilizaram produtos de sensores remotos em estudos de sistemas deltaicos.....	22
Tabela 4.2 – Características dos satélites Landsat .....	23
Tabela 4.3 – Faixas espectrais dos sensores MSS, TM e ETM <sup>+</sup> e respectivas resoluções espacial e temporal e faixa imageada.....	24
Tabela 4.4 - Principais características e aplicações das bandas dos sensores TM e ETM dos satélites LANDSAT 5 e 7. ....	25
Tabela 4.5 – Características do sensor PALSAR.....	29
Tabela 6.1 – Características das imagens PALSAR a serem utilizadas nesse trabalho. ....	43
Tabela 6.2 – Equações polinomiais utilizadas na análise de superfície de tendência segundo o grau do polinômio. ....	45
Tabela 6.3 – Chave de interpretação desenvolvida para elaboração do mapa morfológico.....	51
Tabela 7.1 – Tabela ANOVA da análise de regressão para significância das superfícies de tendência e o incremento do grau polinomial. ...	59
Tabela 8.1 – Datações disponíveis na literatura para a área do delta do rio Doce.....	114



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. HIPÓTESE A SER INVESTIGADA</b> .....	3
<b>3. OBJETIVOS</b> .....	5
<b>4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	7
4.1. Sistemas deltaicos .....	7
4.1.2. Sub-ambientes de deltas de onda e ambientes relacionados .....	10
4.2. Delta do rio Doce .....	13
4.2.1. Modelo evolutivo .....	14
4.3. Sensoriamento remoto aplicado à caracterização de deltas .....	20
4.3.1. LANDSAT .....	22
4.3.2. SRTM .....	26
4.3.3. PALSAR/ALOS .....	27
4.4. Métodos de classificação de imagens para mapeamento morfológico .....	30
4.4.1. Interpretação visual .....	30
4.4.2. GEOBIA e Técnicas de Segmentação .....	31
<b>5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	35
<b>6. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	41
6.1. Materiais .....	41
6.2. Métodos .....	44
6.2.1. Pré-processamentos .....	44
6.2.2. Análise de Superfície de Tendência .....	44
6.2.3. Hidroperíodo .....	46
6.2.4. Mapeamento de morfologias .....	50

6.2.4.1. Mapeamento visual.....	50
6.2.4.2. Mapeamento automático .....	51
6.2.5. Validações em campo .....	53
<b>7. RESULTADOS.....</b>	<b>57</b>
7.1. Análise de Superfície de Tendência .....	57
7.2. Frequência de inundação .....	60
7.3. Classes morfológicas .....	63
7.3.1. Classe drenagem atual .....	63
7.3.2. Classe cordões litorâneos/ <i>spits</i> .....	65
7.3.3. Classe paleocanais .....	74
7.3.4. Classe planície interdistributária.....	79
7.3.5. Classe flúvio-estuarina/lagunar .....	83
7.3.6. Classe terraço fluvial .....	90
7.4. Distribuição geográfica das classes morfológicas .....	91
7.5. Semi-automatização do mapeamento morfológico .....	94
<b>8. DISCUSSÃO .....</b>	<b>97</b>
8.1. Eficiência dos produtos de Sensoriamento Remoto.....	97
8.2. Análise de Superfície de Tendência.....	101
8.3. Hidroperíodo.....	103
8.4. Tipo do delta.....	104
8.5. Modelo de evolução do delta.....	110
<b>9. CONCLUSÕES .....</b>	<b>117</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>119</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Uma das características marcantes da faixa costeira é sua alta variabilidade temporal e espacial, que resulta na interação complexa de processos erosivos e deposicionais e, conseqüentemente, em uma diversidade de morfologias e de depósitos sedimentares (ROSSETTI, 2008). Costas com características progradação são tipificadas por sistemas deposicionais deltaicos, que se formam quando sedimentos transportados por rios se acumulam ao entrar na bacia oceânica (FISHER, 1969; BACOCOLI, 1971; GALLOWAY, 1975). Uma condição importante para a formação de deltas é a elevada taxa de sedimentação, com acúmulo de sedimento mais rápido do que o seu retrabalhamento por processos atuantes na bacia de deposição. Deltas que desembocam em bacias marinhas podem apresentar morfologias variadas e, conseqüentemente, registro sedimentar complexo devido à influência de diversos processos atuantes no litoral, como a ação de ondas, correntes de maré e correntes litorâneas.

Áreas de progradação com formação de sistemas deltaicos nas desembocaduras dos grandes rios da costa leste do Brasil têm sido objeto de pesquisa crescente nos últimos anos. Dentre os principais deltas estudados destacam-se os dos rios Jequitinhonha (BA), Paraíba do Sul (RJ), São Francisco (PE) (DOMINGUEZ et al., 1981; DOMINGUEZ et al., 1983; MARTIN et al., 1984; DOMINGUEZ, 1987), e Doce (ES) (SUGUIO et al., 1982; MARTIN et al., 1996; BITTENCOURT et al., 2007). Apesar da importância desses deltas para a reconstituição da história quaternária da costa leste brasileira, estudos detalhados visando sua melhor caracterização, bem como o entendimento de sua evolução temporal, necessitam ainda ser complementados. Este é o caso até mesmo do delta do rio São Francisco, que é um dos mais conhecidos e frequentemente referenciado na literatura internacional como o exemplo clássico de delta do tipo dominado por onda (BACOCOLI, 1971; WRIGHT; COLEMAN, 1972, 1973; GALLOWAY, 1975; SUGUIO; MARTIN, 1981; DOMINGUEZ et al., 1983; WRIGHT, 1985; BITTENCOURT et al., 2007; SEYBOLD et al., 2007).

O delta do rio Doce, localizado no Estado do Espírito Santo, é representado por uma protuberância costeira de quase 40 km de largura. Este sistema deposicional serve como um registro da dinâmica da costa brasileira durante o final do Quaternário. O delta do rio Doce foi previamente estudado por alguns autores, tendo sido interpretado como produto de progradação de sedimentos em ambiente lagunar associado a sistema deposicional do tipo ilha barreira (SUGUIO et al., 1981, 1982; DOMINGUEZ, 1987; MARTIN et al., 1996). Esse modelo foi proposto com base em mapeamento geomorfológico regional derivado de imagens de sensoriamento remoto, além de dados sedimentológicos e cronológicos pontuais. Entretanto, a análise preliminar do delta do rio Doce com base em produtos de sensoriamento remoto disponibilizados nesta última década, sugere modelo deltaico diferente do inicialmente proposto na literatura. Análises preliminares revelaram que o mapeamento em escalas menores desse delta poderia ser obtido com base em modelo digital de elevação (MDE) derivado da tecnologia de radar interferométrico de abertura sintética (InSAR) adquirido pela *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), combinado com imagens de radar do sensor *Phased Array type Lband Synthetic Aperture Radar* (PALSAR), e imagens óticas de alta resolução.

Investigações combinando imagens de radar, óticas e MDEs têm auxiliado o mapeamento geomorfológico detalhado em outras áreas costeiras (RESTREPO; LÓPEZ, 2008; SOUZA-FILHO; PARADELLA, 2003; TEIXEIRA; SOUZA FILHO, 2009). A combinação desses produtos com novos dados geológicos disponíveis para o delta do rio Doce no âmbito do projeto “Estudos paleoambientais interdisciplinares na costa do Espírito Santo” (Processo FAPESP 11/00995-7), ora em execução, pode contribuir para a caracterização morfológica mais precisa desse sistema deposicional e, conseqüentemente, melhor entendimento de sua gênese e evolução durante o Quaternário.

## **2. HIPÓTESE A SER INVESTIGADA**

Imagens de radar de abertura sintética, atrelada às imagens óticas e aos modelos digitais de elevação podem contribuir na interpretação de que o delta do rio Doce se comportou como um delta dominado por onda durante toda sua evolução, o que contradiz modelos vigentes de sua origem em uma ampla laguna atrelada a sistema deposicional do tipo ilha barreira.



### 3. OBJETIVOS

A presente pesquisa objetivou rever o modelo vigente de delta do tipo lagunar para a desembocadura do rio Doce com base em informações morfológicas derivadas de dados de sensoriamento remoto.

Objetivos específicos incluíram:

- Comparação entre os produtos de sensoriamento remoto derivados de dados de radar, ótico e modelo digital de elevação para o mapeamento geomorfológico;
- Aplicação das técnicas de superfície de tendência e hidroperíodo para morfologia do tipo delta;
- Mapeamento detalhado das morfologias deltaicas presentes e passadas preservadas na paisagem atual, particularmente de uma sucessão de cordões litorâneos que serviram de base para reconstituir as diferentes fases de evolução sedimentar do delta do rio Doce;
- Verificação da relação entre paleomorfologias e formas de relevo atuais do sistema deltaico, que auxiliaram no entendimento de sua evolução sedimentar no Quaternário;
- Identificação de elementos morfológicos que possibilitaram testar a hipótese de que o delta do rio Doce progradiu sob domínio da ação de ondas.



## **4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

### **4.1. Sistemas deltaicos**

Para o estabelecimento de um delta é necessário transporte de sedimentos ao longo de um canal fluvial, o qual deposita sua carga ao adentrar uma bacia de energia relativamente menor (i.e. lago, estuário ou oceano) em razões mais elevadas que a capacidade de sua redistribuição por processos atuantes na bacia de captação (BACOCOLI, 1971; ELLIOT, 1986). Como consequência, os sedimentos fluviais são acumulados sob forma de depósitos arenosos na desembocadura do canal ou próximos a ela. Este processo resulta em progradação local, com o avanço da linha de costa em direção ao mar, gerando a morfologia deltaica.

Deltas são feições efêmeras na paisagem, tanto espacial quanto temporalmente. Deltas marinhos podem transicionar para outros sistemas deposicionais costeiros, como estuários e ilhas barreiras. De modo geral, existem três tipos principais de deltas marinhos, que incluem: delta fluvial, delta de maré e delta de onda (p.e. FISHER, 1969; GALLOWAY, 1975) (Figura 4.1). Apesar da natureza tipicamente progradação, esses deltas podem variar em sua morfologia em função do equilíbrio de energia entre o fluxo fluvial e os processos marinhos atuantes na bacia de captação.

Deltas fluviais são caracterizados por influxo fluvial elevado e por processos bacinais de baixa energia. O modelo clássico de delta fluvial descrito na literatura é o do rio Mississipi (Estados Unidos), seguido pelos deltas dos rios Pó (Itália) e Danúbio (Alemanha) (GALLOWAY, 1975). Os deltas de maré apresentam barras arenosas longitudinais ao curso do rio (GALLOWAY, 1975; FISHER, 1969; ROSSETTI, 2008; FAGHERAZZI, 2008), o que faz com que a desembocadura se divida em vários pequenos cursos, entre os quais se desenvolvem manguezais. Este tipo de delta é tipicamente formado quando os sedimentos fluviais são descarregados em costas sujeitas à forte ação de correntes de maré. Os deltas dos rios Ganges (Índia), Fly (Papua-Nova Guiné)

e Colorado (Estados Unidos) são exemplos deste tipo de delta (GALLOWAY, 1975).

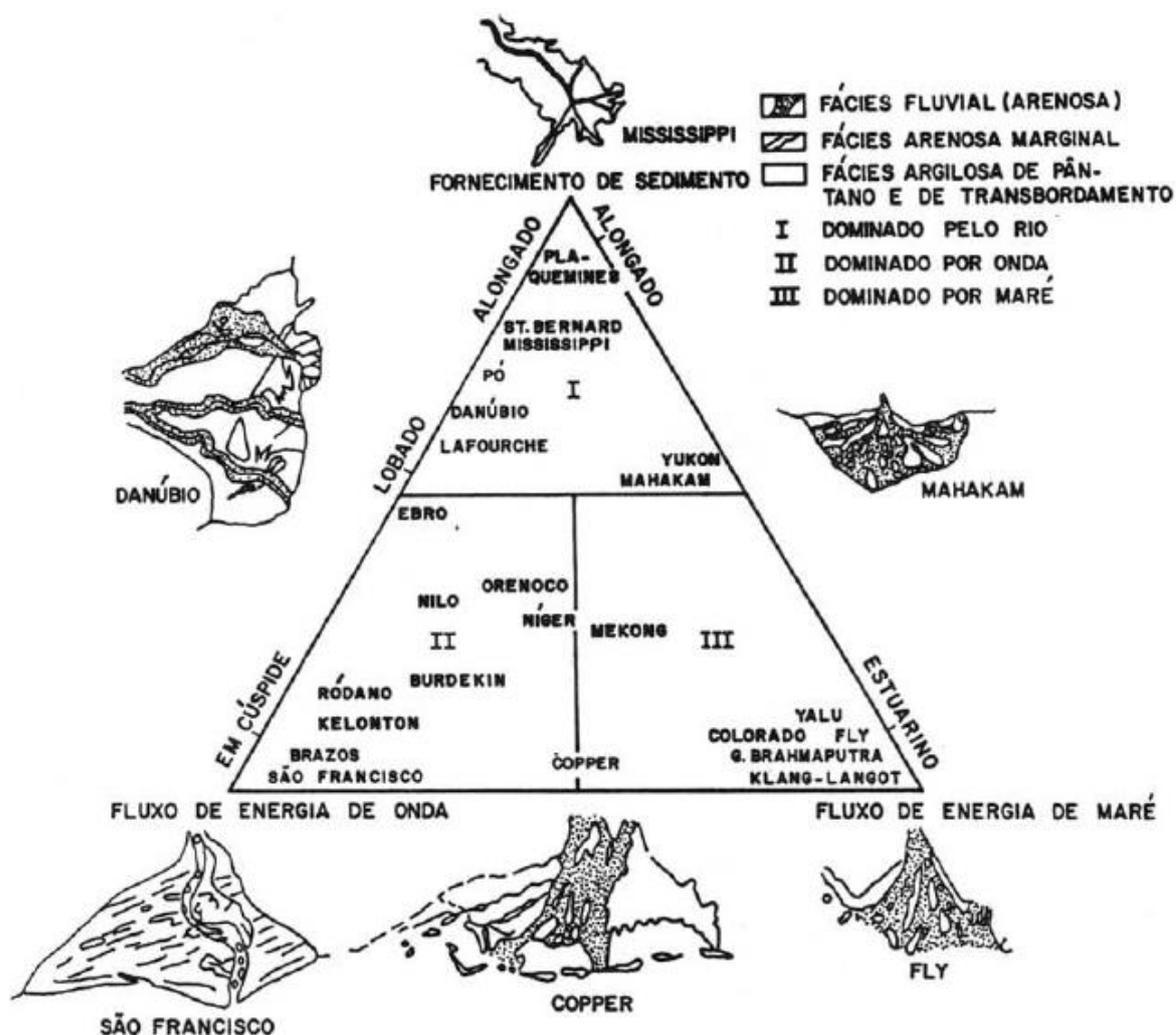


Figura 4.1 - Classificação de deltas marinhos baseada no fornecimento de sedimentos e energia de onda ou de maré.

Fonte: Adaptado de Galloway (1975).

Deltas de onda ocorrem em costas com domínio de processos de onda, em que a carga de sedimento fluvial recebida na barra de desembocadura é rapidamente redistribuída pela ação de ondas. Estes deltas são constituídos por sucessões de cordões litorâneos, dispostos paralelamente à costa, ou seja, transversalmente à direção de progradação (BACOCOLI, 1971; MARTIN; SUGUIO, 1992). Deltas com esta configuração serão melhor detalhados aqui, por ser esta a categoria do delta do rio Doce.

Os deltas com domínio de onda possuem forma em cúspide (FISHER, 1969; SUGUIO et al., 1982). Os deltas do Rhône (VELLA et al., 2005), San Juan (RESTREPO et al., 2002) e alguns deltas do noroeste da Flórida (GARDNER et al., 2005) e da costa da Toscana (PRANZINI, 2001) são exemplos desse tipo de delta, que são análogos ao delta do rio Doce (SUGUIO et al., 1982; MARTIN et al., 1996; BITTENCOURT et al., 2007). No Brasil existem vários exemplos de deltas de onda (Figura 4.2 – A) além do delta do rio Doce (Figura 4.2 - B), como os dos rios Jequitinhonha (Figura 4.2 - C), Paraíba do Sul (Figura 4.2 - D) e São Francisco (Figura 4.1.2 - E) (GALLOWAY, 1975; DOMINGUEZ et al., 1981; DOMINGUEZ et al., 1983; MARTIN et al., 1984).

Deltas com domínio de onda são deltas destrutivos (FISHER, 1969). Eles podem ser identificados com facilidade em imagens de satélite pela sua geometria em cúspide ou convexa em relação ao mar (EL-RAEY et al., 1997; EL-AMSAR, 2002). Um sistema deltaico desse tipo pode ser alimentado por um canal fluvial único, que traz sua carga sedimentar em um determinado ponto da costa, ou por canais múltiplos ou distributários, que distribuem o fluxo em diferentes pontos da costa (CHISTOFOLETTI, 1981).

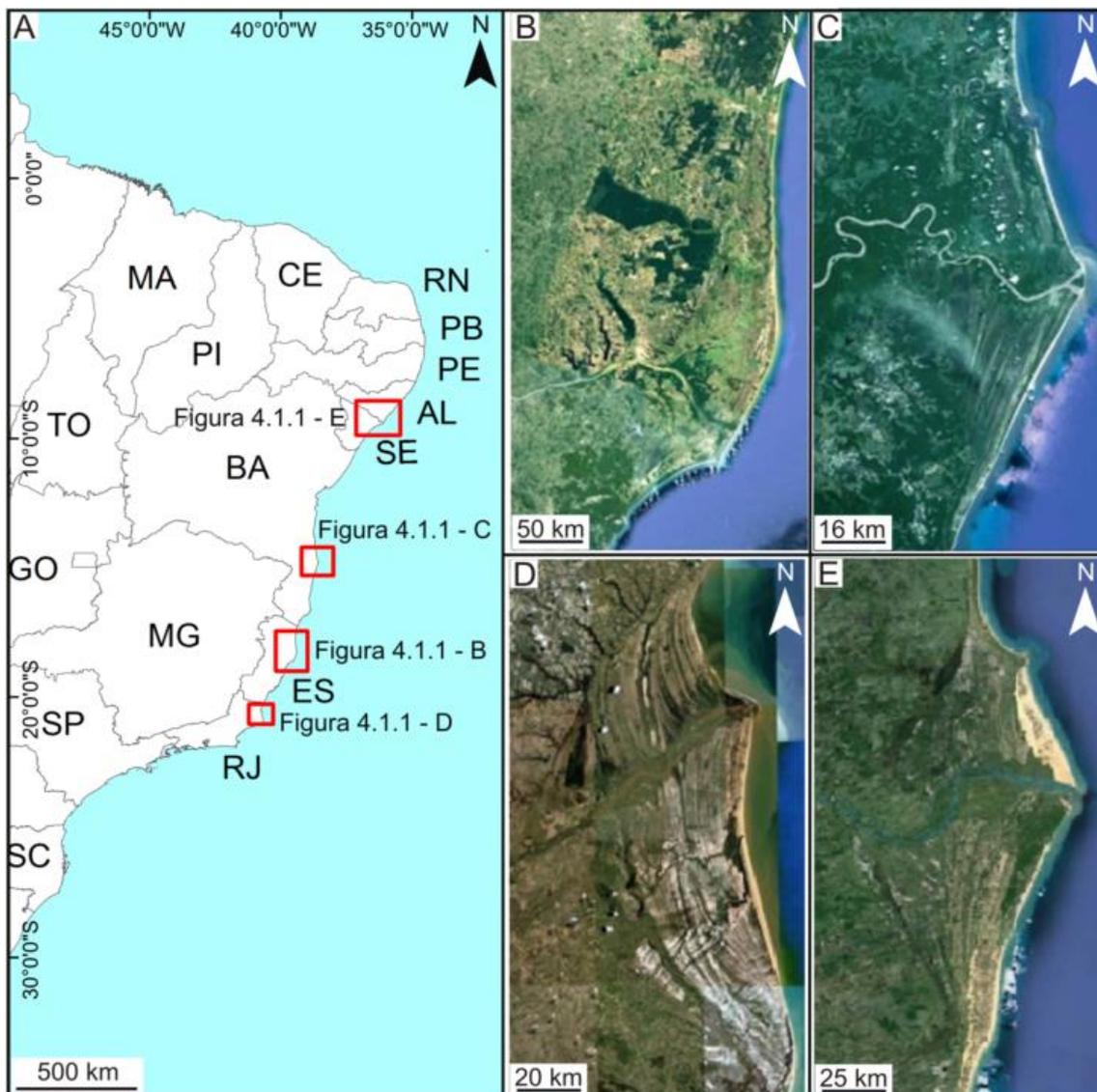


Figura 4.2 – A - Localização dos principais deltas com domínio de onda da costa leste brasileira: B - Delta do rio Doce (ES) (imagem SPOT-5/mosaico SPOTMap, 2010); C - Delta do rio Jequitinhonha (BA) (imagem SPOT-5/mosaico SPOTMap, 2010); D - Delta do rio Paraíba do Sul (RJ) (imagem Geoeye-1, 2005); e E - Delta do rio São Francisco (imagem Landsat do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), 1969).

#### 4.1.2. Sub-ambientes de deltas de onda e ambientes relacionados

Adicionalmente aos canais e paleocanais distributários, deltas de onda são tipificados por cordões litorâneos e planícies interdistributárias, além de poder se associar a outros sistemas deposicionais costeiros, como ilhas barreiras. Além da barreira propriamente dita, ilhas barreiras ocorrem em associação a canais de *inlet*, *spits* e lagunas, como verificado com frequência durante o desenvolvimento do delta do rio Doce. Por este motivo, ilhas barreiras serão

também fundamentadas aqui em adição aos sub-ambientes de delta de onda. Além disso, será discutido, também, o sistema flúvio-estuarino, por este se constituir em um sistema transgressivo transicional entre as fases de progradação do delta do rio Doce.

Os canais distributários correspondem à drenagem caracterizada por fluxos divergentes a partir de um canal principal, sendo comum em deltas (HOWARD, 1967; REINECK; SINGH, 1980). Esses canais são formados em regiões de ruptura de declive ou onde a taxa de deposição excede a de transporte (NOVO, 2010). Canais distributários em deltas podem mudar de posição ao longo de sua evolução, o que resulta em morfologias de canais abandonados (paleocanais) na paisagem. O mapeamento desses paleocanais é importante na reconstituição do sistema deltaico, uma vez que fornece informações valiosas sobre a hidrodinâmica pretérita do fluxo fluvial (GOUDIE, 2004).

Cordões litorâneos (i.e., *beach ridges*) correspondem a morfologias de acumulação de areias em costas caracteristicamente progradacionais (GOUDIE, 2004). Eles representam acúmulo linear contínuo de sedimentos próximos à linha de costa e possuem suas extremidades conectadas à terra firme (REINECK; SINGH, 1980). Cordões litorâneos atuais são aproximadamente paralelos à costa, com a altura de suas cristas oscilando em poucos metros (STAPOR, 1975). Dois processos podem ser responsáveis pelo desenvolvimento de cordões litorâneos em costas progradacionais. O primeiro deles resulta do acréscimo de material arenoso sob ação de ondas. O segundo tipo deriva de condições de baixa energia das ondas em função da diminuição simultânea do nível do mar (CARTER, 1986). É importante ressaltar que a origem dos cordões litorâneos ocorre em litorais submetidos à ação de ondas e de correntes marítimas onde o acúmulo de materiais depositados é maior do que a ação de ondas pode remover (JOHNSON, 1919).

As planícies interdistributárias representam as áreas alagadas de baixa energia entre canais distributários, representadas por áreas deprimidas e de topografia suave, onde se desenvolvem lagoas e pântanos e elas fazem parte da planície deltaica (SUGUIO, 2003). A deposição nesse ambiente ocorre por dois

processos: a) sedimentação de granulometrias finas a partir de suspensões; e b) deposição de sedimentos arenosos sob forma de leques de transbordamento, formados quando o canal principal aumenta sua descarga, e o fluxo rompe seus diques marginais, formando leques que progradam sobre as planícies interdistributárias (CHISTOFOLETTI, 1981).

Em relação às barreiras arenosas, elas representam um sub-ambiente do sistema deposicional ilha barreira, sendo comum em muitas costas atuais submetidas a regimes de micro ou meso maré. Essas barreiras arenosas são produzidas por processos marinhos e, em parte, eólicos (ROSSETTI, 2008). A barreira arenosa corresponde a um cinturão arenoso alongado paralelamente à linha de costa, ficando separada desta por uma laguna. Elas formam depósitos com centenas de metros ou quilômetros de comprimento e alguns metros de altura. Barreiras arenosas de ilhas barreiras são frequentes em litorais transgressivos fortemente influenciados pela ação de ondas e com fornecimento sedimentar significativo (GUERRA; CUNHA, 1995).

Com o tempo, barreiras arenosas podem migrar em direção ao mar (HOYT, 1967; CARTER et al., 1989) ou continente (ROSSETTI, 2008). A presença de barreiras arenosas resulta na ocorrência de lagunas, que são áreas protegidas da ação de ondas, com conexão marinha limitada por meio de canais de *inlet* (GUERRA; CUNHA, 1995). Nestes, podem ocorrer pontais arenosos ou *spits*, formados pela deposição de areia provenientes da deriva litorânea (KOMAR, 1976). *Spits* também podem ocorrer em associação à desembocadura de canais fluviais (GOUDIE, 2004), alojando-se em ambas as margens da desembocadura fluvial, como é o caso das desembocaduras dos rios São Francisco (margem direita), Jequitinhonha (margem direita), Doce (margem esquerda) e Paraíba do Sul (margem direita) (DOMINGUEZ et al., 1983). Eles podem se estender por vários quilômetros e apresentar aspecto recurvado ou em forma de gancho (GOUDIE, 2004), sendo que sua migração resulta em uma série de linhas semi-circulares quando vista em planta. O conjunto de laguna, barreiras arenosas, *inlets* e *spits* compõe o sistema deposicional ilha barreira (REINECK; SINGH, 1980; GUERRA; CUNHA, 1995; ROSETTI, 2008).

Sistemas estuarinos apresentam sub-ambientes comuns a ilhas barreiras, previamente descritos, com a diferença que seus estuários se tipificam por sua ligação com o sistema fluvial, recebendo influxo de água doce permanente. Portanto, duas fontes de sedimentos ocorrem nesse sistema, uma derivada do influxo fluvial, e outra derivada de correntes de maré e ação de ondas que invadem seu interior. Nessa região do estuário, ocorre mistura de água doce e salina, que resulta em condições de salobridade, bem como a mistura de sedimentos arenosos e argilosos (CLARCK, 1974).

#### **4.2. Delta do rio Doce**

O delta de onda do rio Doce (BACOCOLI, 1971; SUGUIO et al., 1982) é uma das morfologias mais expressivas do litoral brasileiro, excedendo a 2500 km<sup>2</sup> de área em sua parte subaérea. De morfologia semilunar crescente, assimétrica e convexa em direção ao mar, o delta do rio Doce tem largura máxima de 40 km na direção E-W e comprimento máximo de 150 km na direção N-S. Ele representa um delta em cúspide afetado por ondas suficientemente fortes para transportar os sedimentos para longe da desembocadura do rio principal (SUGUIO et al., 1982) (Figura 4.3). Segundo Bacoccoli (1971), os deltas marinhos que possuem a parte subaérea em forma cuspidada são dominados por ondas e, portanto, altamente destrutivos.

Segundo Martin e colaboradores (1996), o delta do rio Doce apresenta tendência de progradação e/ou estabilidade da linha de costa, combinada com cordões litorâneos largos e contínuo aporte fluvial dos rios Doce, Barra Seca, Mariricu e São Mateus. Os eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, sendo devidos às alterações na descarga fluvial e na direção da deriva litorânea. Idades absolutas (SUGUIO; MARTIN, 1981; SUGUIO et al., 1982; DOMINGUEZ, 1987; DOMINGUEZ et al., 1987) revelaram que a planície costeira foi desenvolvida nos últimos milhares de anos sobre depósitos miocênicos da Formação Barreiras.

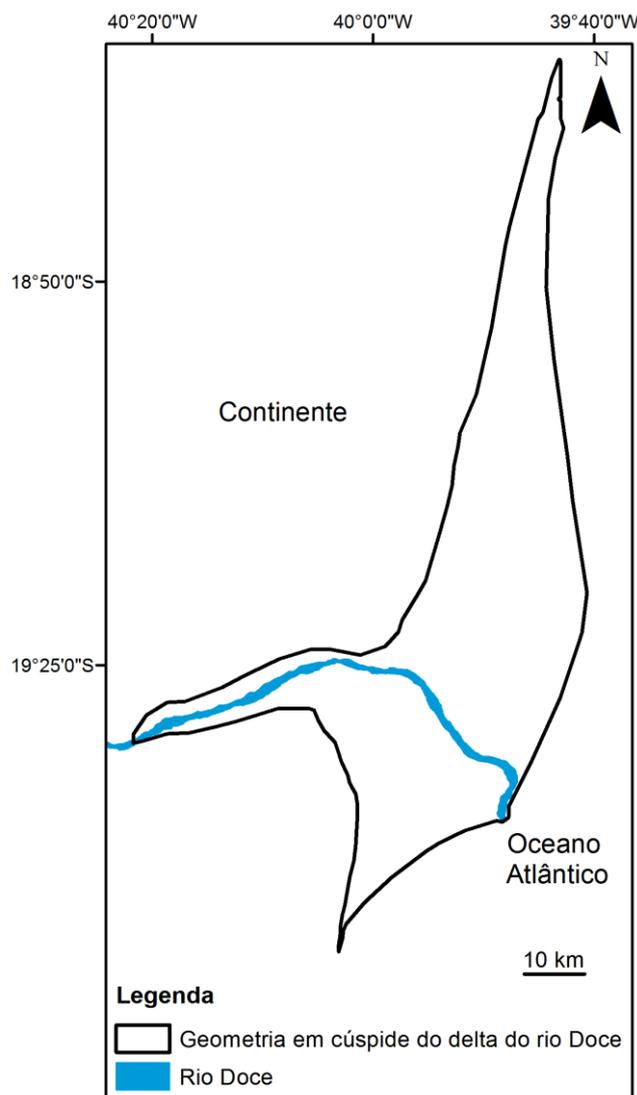


Figura 4.3 – Esquema representativo da geometria do delta do rio Doce.

#### 4.2.1. Modelo evolutivo

A dinâmica de formação e a evolução quaternária do delta do rio Doce foram abordadas em algumas publicações (i.e. BANDEIRA JR et al., 1975; SUGUIO et al., 1980, 1981, 1982, 1992; MARTIN et al., 1996). Um dos primeiros modelos deposicionais descritos na literatura foi o de Bandeira Jr e colaboradores (1975). Eles adotaram o modelo clássico de delta dominado por onda. Nesse modelo, o rio Doce e demais rios de pequeno porte distribuídos próximos a ele teriam fornecido uma grande quantidade de sedimentos para o mar. A alta energia da área costeira teria redistribuído os sedimentos ao longo da costa pela ação de ondas e os depositado principalmente a norte da foz do

rio Doce sob forma de uma sucessão de cordões litorâneos. Aqueles autores assumiram que o nível do mar teria permanecido estável nos últimos 5.000 anos. No estágio seguinte deste modelo, teria havido uma fase de forte erosão, que destruiu a maioria dos depósitos deltaicos então formados.

De acordo com os autores citados anteriormente, nenhum cordão litorâneo foi preservado na parte sudeste do delta. A análise dos últimos estágios aponta que o aumento na vazão do canal fluvial teria resultado em três distributários principais, com ramificação próxima à cidade de Linhares. Dois conjuntos de cordões litorâneos em forma de cúspide foram construídos. Depois de mais uma extensa fase de erosão, outro aumento de vazão teria forçado o rio Doce a abandonar seus distributários e concentrar o fluxo em um canal único, ocupando sua posição atual (DOMINGUEZ, 1987).

O trabalho de Suguio e colaboradores (1982) apresenta uma reavaliação da história evolutiva do delta do rio Doce frente a novas informações sobre as flutuações do nível do mar no Quaternário ao longo da costa leste-sudeste do Brasil. Enquanto o trabalho de Bandeira Jr. e colaboradores (1975) enfatizou o papel desempenhado pelo rio Doce durante a evolução de sua planície deltaica, o trabalho de Suguio e colaboradores (1982) considerou apenas os efeitos da mudança do nível do mar no Quaternário, ignorando qualquer contribuição do rio neste processo (DOMINGUEZ, 1987). De acordo com esses autores, o delta do rio Doce teria se formado em uma ampla laguna desenvolvida ao longo da costa devido à presença de uma ilha barreira. Seis estágios evolutivos foram reconhecidos: 1. desenvolvimento de um estuário em função de transgressão marinha; 2. regressão marinha, com formação de cordões litorâneos e aparecimento de laguna; 3. novo período de transgressão; 4. isolamento da laguna por ilha barreira em período de nível de mar estático; 5. abaixamento do nível do mar, com adição de cordões arenosos em ilhas barreiras, o que teria alargado a zona arenosa frontal; e 6. oscilações do nível do mar, com regressões seguidas de fases transgressivas (Figura 4.4).

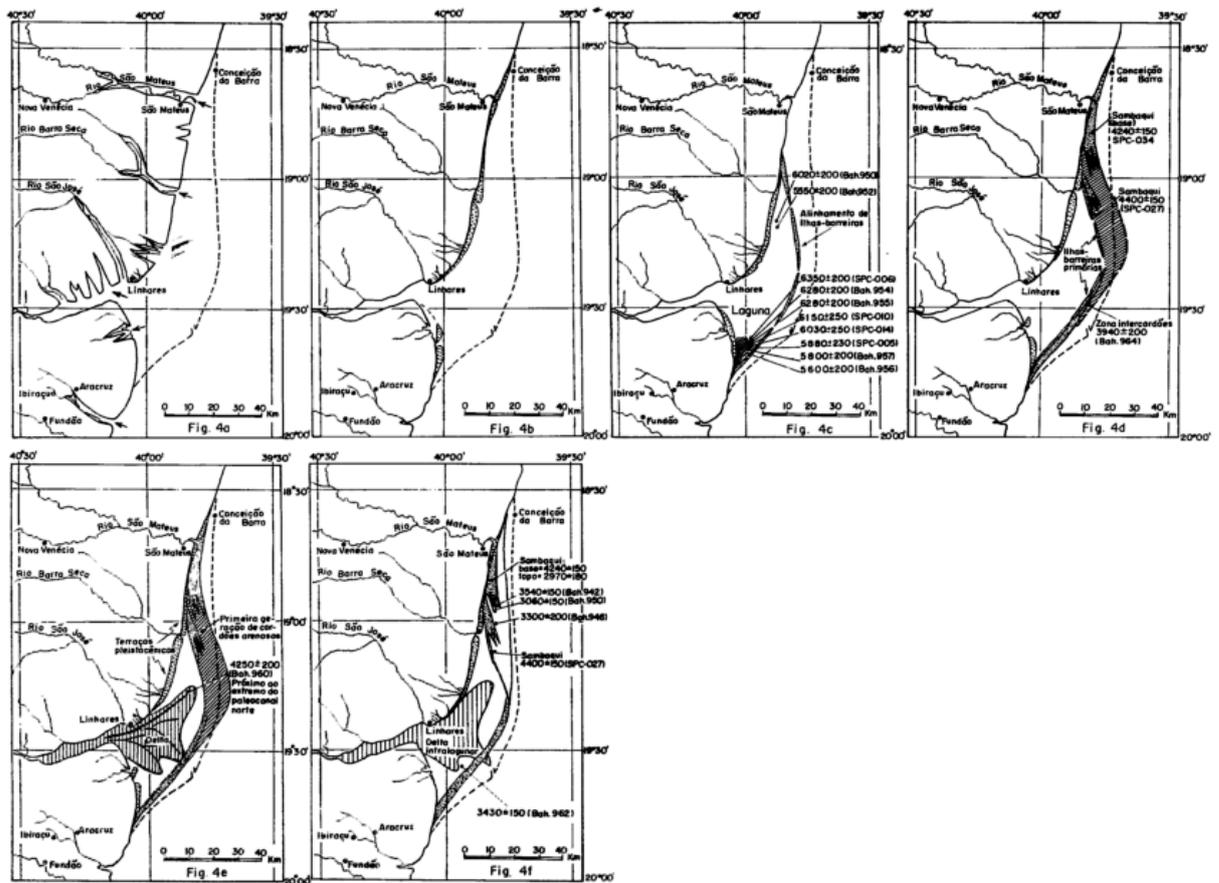


Figura 4.4 – Fases de evolução geológica do delta do rio Doce.  
 Fonte: Suguio et al. (1982)

O trabalho de Dominguez e colaboradores (1981) apresenta um quadro evolutivo para as morfologias deltaicas da costa leste do Brasil, com destaque para a do rio Doce. Isto foi feito a partir dos conhecimentos já adquiridos sobre a evolução dessa costa durante o Quaternário, associados a datações absolutas por  $C^{14}$ . Esses autores propuseram que a constituição do delta do rio Doce iniciou-se durante o evento regressivo subsequente à transgressão de 120.000 anos B.P., com a construção de terraços marinhos pleistocênicos. Posteriormente, houve o desenvolvimento de ilhas barreiras associadas ao afogamento da planície costeira e à instalação de sistemas lagunares. Com o abaixamento do nível do mar relativo que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos B.P. (MARTIN et al., 1981), houve formação de terraços marinhos a partir da ilha barreira original, resultando em progradação (Figura 4.5 - A). Segundo Suguio et al. (1980), pode-se notar a formação de uma

primeira geração de cordões holocênicos entre 5.100 e 3 800 anos B.P. na planície costeira do rio Doce (Figura 4.5 - B). Além disto, estes autores registraram uma segunda fase lagunar associada ao evento transgressivo de 3.800 - 3.600 anos B.P., que teria originado novas ilhas barreiras e o afogamento da primeira geração de terraços holocênicos (Figura 4.5 - C). Na regressão ocorrida após 2.500 anos B.P., houve a formação da morfologia deltaica atual do rio Doce (Figura 4.5 - D).

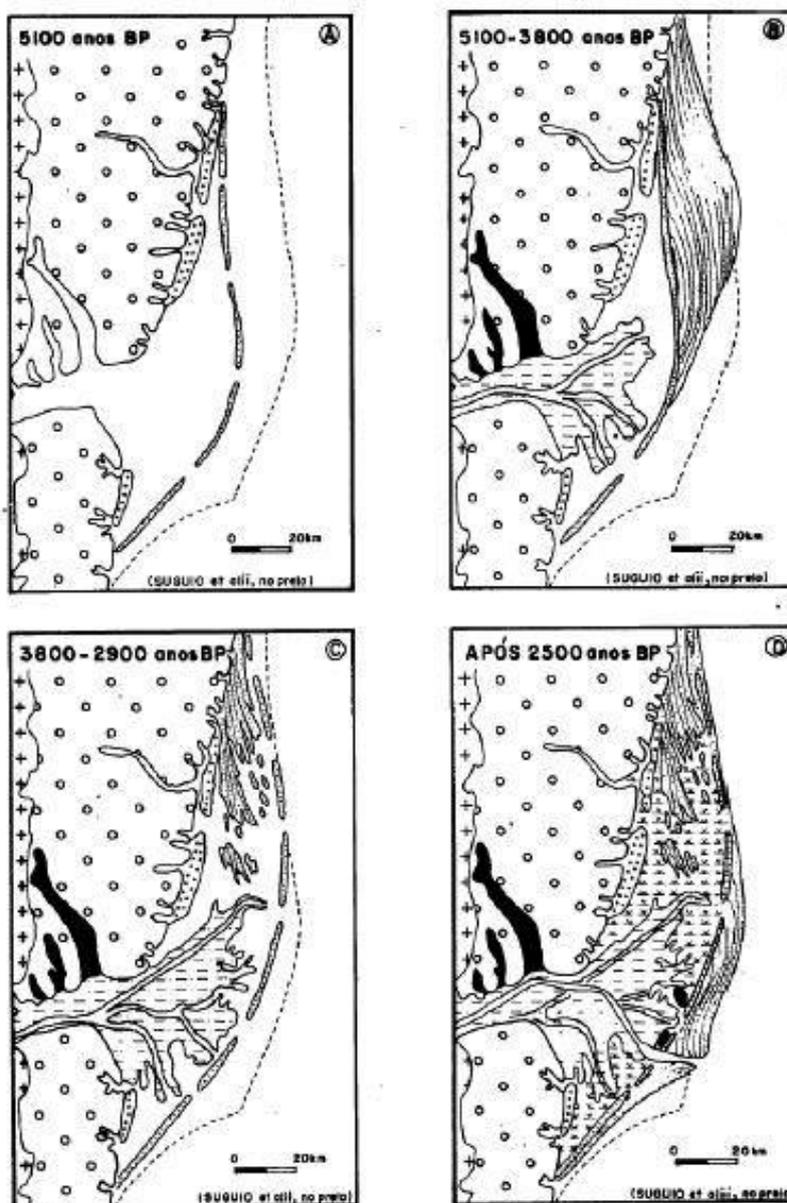


Figura 4.5 - Evolução paleogeográfica da feição deltaica do rio Doce durante o Holoceno.

Fonte: Dominguez et al. (1981).

De acordo com Dominguez (1987), um novo modelo de evolução para o delta do rio Doce foi apresentado, porém considerando ainda a hipótese de desenvolvimento de um delta intralagunar descrito em seis estágios, sendo: 1. aumento do nível do mar entre 7.0 – 5.1 mil anos, afogamento das planícies costeiras pleistocênicas, formação de ilhas barreiras e início da construção do delta intralagunar (Figura 4.6 – A); 2. queda do nível do mar após 5.1 mil anos, e substituição do ambiente lagunar por pântanos, migração de *spits* na parte nordeste da planície costeira com formação de lagoas alongadas entre cordões litorâneos alimentados por sedimentos transportados para norte pela ação de ondas (Figura 4.6 – B); 3. em cerca de 3,8 mil anos, acréscimo de extensos cordões litorâneos a nordeste (Figura 4.6 – C); 4. entre 3.8 - 3.5 mil anos, aumento do nível do mar com invasão de áreas de baixa altitude entre cordões litorâneos e afogamento das desembocaduras fluviais, permanecendo apenas um canal ativo (Figura 4.6 – D); 5. com a diminuição do nível do mar após 3.5 mil anos, a maioria dos sedimentos fluviais foi transportada para norte, resultando no desenvolvimento de uma “projeção assimétrica com alimentação lateral” entre as latitudes 19° 20’ e 19° 10’ (Figura 4.6 – E); e 6. o rio Doce passou a correr em sua posição atual (Figura 4.6 – F).

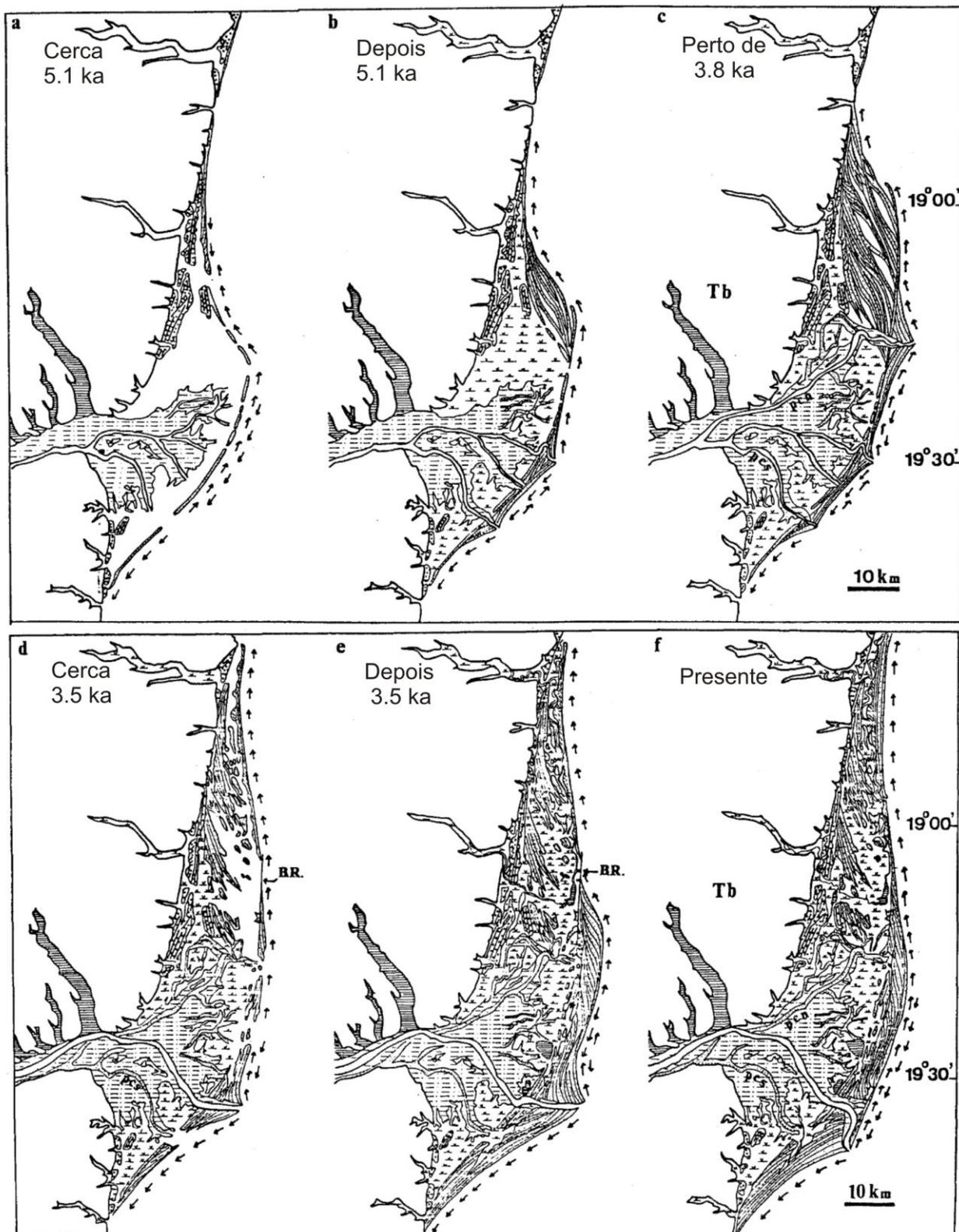


Figura 4.6 – A – F – Modelo evolutivo para o delta do rio Doce proposto por Dominguez (1987), com os seis estágios de progradação. Fonte: Dominguez (1987).

### **4.3. Sensoriamento remoto aplicado à caracterização de deltas**

O sensoriamento remoto é uma ferramenta de considerável aplicabilidade, tanto na caracterização morfológica atual, quanto na reconstituição de morfologias passadas associadas aos sistemas deposicionais naturais de áreas continentais e costeiras. Diversos tipos de dados têm sido utilizados, sendo esses de frequência temporal, resoluções espectrais e espaciais diferentes, derivados de multissensores ou multipolarizadores (DONG et al., 2009).

A interpretação visual de imagens de satélite visando o mapeamento temático da superfície em duas dimensões tem sido realizada comumente com produtos de sensoriamento remoto (SILVA; AMARO, 2008). Informações dessa natureza são importantes na análise de sistemas deposicionais deltaicos, dada suas extensões e formas características (ROSSETTI, 2008).

O reconhecimento de morfologias deltaicas tem sido beneficiado principalmente pelo uso de imagens óticas TM e ETM<sup>+</sup>. Este tipo de imagem tem sido utilizado com o objetivo principal de análise temporal de sistemas deltaicos (MOUCHOT et al., 1991; WHITE; EL ASMAR, 1999; HONG et al., 2004; RESTREPO; LOPEZ, 2008; FAGHERAZZI, 2008). Outros trabalhos focados na identificação e classificação de morfologias deltaicas fizeram uso de outros sensores. Por exemplo, o MSS foi empregado no estudo dos deltas Gediz (Turquia) (YANG, 1996), Rhône (França) (YANG et al., 1999) e Kura (Azerbaijão) (ERNOUL et al., 2012). O delta do Ganges-Brahmaputra (Índia) foi analisado com base no AVHRR (GOODBRED JR et al., 2003). O estudo dos deltas de Vu Gia – Thu Bon (Vietnã) (HOOGENDOORN et al., 2005) e do rio Amarelo (China) (HO et al., 2010) foi realizado com base em dados ASTER.

Mudanças no curso de canais distributários e a progradação ou erosão de barras de desembocadura ou de cordões litorâneos correspondem a alguns dos eventos que podem ser reconhecidos com base em sensoriamento remoto aplicado a sistemas deposicionais deltaicos. A aquisição repetitiva e a capacidade sinótica dos sistemas de sensoriamento remoto podem ser

exploradas para a identificação de alterações na morfologia dos deltas. Os trabalhos de White e El Asmar (1999) e Adegoke (2010) apresentam a evolução da linha de costa ao longo do tempo nos deltas do rio Nilo (Egito) (1984, 1987 e 1990/1991) e Níger (Nigéria) (1986 e 2003), respectivamente. Overeem e Syvitski (2009) registraram mudanças dos canais distributários do delta Indus (Paquistão). Outra aplicação de sensoriamento remoto para estudos deltaicos foi mostrada por Elsheikh e colaboradores (2009) e esses autores discutem a migração do delta Gash (Sudão) e de seu rio principal.

Modelos digitais de elevação também fornecem informações importantes para o reconhecimento de feições morfológicas em sistemas deltaicos. A estratificação altimétrica pode revelar características mascaradas pela baixa topografia dessas áreas. Com essa técnica, é possível discriminar, por exemplo, os limites geomorfológicos entre as planícies deltaicas, as barras de desembocadura e o prodelta. De acordo com Ho e colaboradores (2010), a integração entre o MDE-SRTM e dados multissensores possibilitou o reconhecimento geomorfológico detalhado do delta do Vu Gia – Thu Bon (Vietnã). Segundo Bicket e colaboradores (2009), o MDE-SRTM foi utilizado para indicar variações da sedimentação deltaica com o intuito de reconstituir a paisagem do delta do Tibre (Itália).

Outra fonte de dados de sensoriamento remoto que pode auxiliar na análise morfológica de detalhe de sistemas deltaicos são as imagens PALSAR. Porém, pra o conhecimento deste autor, trabalhos utilizando este produto e com este objetivo são ainda inexistentes na literatura.

A Tabela 4.1 sintetiza os trabalhos que utilizaram produtos de sensoriamento remoto em estudos de deltas, especificando quais imagens foram empregadas.

Tabela 4.1 – Síntese de publicações que utilizaram produtos de sensores remotos em estudos de sistemas deltaicos.

Fonte	Sensor(es)/Produto(s) utilizado(s)
Mouchot et al. (1991)	TM/Landsat
Yang (1996)	MSS/Landsat; TM/Landsat
Yang et al. (1999)	MSS/Landsat; TM/Landsat
White e El Asmar (1999)	TM/Landsat
Calzadilla Pérez et al. (2002)	Fotografias aéreas/Radarsat
Goodbred Jr. et al. (2003)	AVHRR
Hong et al. (2004)	TM/Landsat; ETM <sup>+</sup> /Landsat
Hoogendoorn et al. (2005)	ASTER; TM/Landsat
Restrepo e Lopez (2008)	TM/Landsat
Fagherazzi (2008)	TM/Landsat
Zhao et al. (2008)	TM/Landsat; ETM <sup>+</sup> /Landsat; MDE
Overeem e Syvitski (2009)	MDE-SRTM
Elsheikh et al. (2009)	ETM <sup>+</sup> /Landsat ; SRTM; Radarsat-1
Bicket et al. (2009)	SRTM
Ogba e Utang (2010)	Lidar
Ho et al. (2010)	MDE-SRTM; ETM <sup>+</sup> /Landsat; ASTER
Ernoul et al. (2012)	MSS/Landsat; TM/Landsat; Spot; <i>Google Earth</i>

A utilização de produtos de sensores remotos na caracterização de morfologias deltaicas atuais e pretéritas tem sido feita de forma integrada com informações geológicas, com o intuito de facilitar a reconstituição da gênese e evolução dessas morfologias. Os trabalhos de Mathers e Zalasiewicz (1999), Hong e colaboradores (2004), Bicket e colaboradores (2009) e Nguyen e colaboradores (2010) são exemplos dessa abordagem aplicada aos deltas dos rios Vermelho (Vietnã), Tsengwen (China), Tibre (Itália) e Mekong (Vietnã), respectivamente.

Nos itens a seguir, será apresentada a fundamentação teórica referente às imagens Landsat mais comumente utilizadas no estudo de sistemas deltaicos, bem como do MDE-SRTM e PALSAR, sendo que este possui potencial para contribuir no mapeamento morfológico do delta do rio Doce.

#### 4.3.1. LANDSAT

O programa Landsat contou com uma série de sete satélites, lançados pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Foram desenvolvidos sete sensores, sendo eles o RBV (*Return Beam Vidicon Camera*), MSS

(*Multispectral Scanner*), TM (*Thematic Mapper*), ETM (*Enhanced Thematic Mapper*), ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). As principais características das gerações dos satélites Landsat são apresentadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Características dos satélites Landsat

Satélite	LANDSAT 1	LANDSAT 2	LANDSAT 3	LANDSAT 4	LANDSAT 5	LANDSAT 6	LANDSAT 7	LANDSAT 8
Lançamento	27/7/1972	22/1/1975	5/3/1978	16/7/1982	1/3/1984	5/10/1993	15/4/1999	11/11/2013
Órbita	Polar Circular heliossíncrona	s.d.	Polar Circular heliossíncrona	Polar Circular heliossíncrona				
Altitude	920 km	920 km	920 km	705 km	705 km	s.d.	705 km	705 km
Inclinação	99°	99°	99°	98,20°	98,20°	s.d.	98,30°	98,20°
Tempo de Duração da Órbita	103,27 min	103,27 min	103,27 min	98,20 min	98,20 min	s.d.	98,9 min	98,9 min
Horário de Passagem	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:45 A.M.	9:45 A.M.	s.d.	10:00 A.M.	10:00 A.M.
Período de Revisita	18 dias	18 dias	18 dias	16 dias	16 dias	s.d.	16 dias	16 dias
Instrumentos Sensores	RBV e MSS	RBV e MSS	RBV e MSS	MSS e TM	MSS e TM	ETM	ETM <sup>+</sup>	OLI e TIRS

Fonte: Adaptado de Novo (2010); Aeromapa S/A (2013).

Os sensores mais difundidos são os mapeadores temáticos (TM e ETM<sup>+</sup>) e o MSS (Tabela 4.3). A Tabela 4.4 contém as principais características e aplicações das bandas dos sensores TM e ETM<sup>+</sup> presentes nos satélites LANDSAT 5 e 7.

Tabela 4.3 – Faixas espectrais dos sensores MSS, TM e ETM<sup>+</sup> e respectivas resoluções espacial e temporal e faixa imageada.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Faixa Imageada
MSS	4	0,50 - 0,60 $\mu\text{m}$	80 m	18 dias	185 km
	5	0,60 - 0,70 $\mu\text{m}$			
	6	0,70 - 0,80 $\mu\text{m}$			
	7	0,80 - 1,10 $\mu\text{m}$			
TM	1	0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$	30 m	16 dias	185 km
	2	0,50 - 0,60 $\mu\text{m}$			
	3	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$			
	4	0,76 - 0,90 $\mu\text{m}$			
	5	1,55 - 1,75 $\mu\text{m}$			
	6	10,4 - 12,5 $\mu\text{m}$	120 m		
	7	2,08 - 2,35 $\mu\text{m}$	30 m		
ETM <sup>+</sup>	1	0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$	30 m	16 dias	185 km
	2	0,50 - 0,60 $\mu\text{m}$			
	3	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$			
	4	0,76 - 0,90 $\mu\text{m}$			
	5	1,55 - 1,75 $\mu\text{m}$			
	6	10,4 - 12,5 $\mu\text{m}$	60 m		
	7	2,08 - 2,35 $\mu\text{m}$	30 m		
	8	0,50 - 0,90 $\mu\text{m}$	15 m		

Fonte: Adaptado de EMBRAPA (2013).

Tabela 4.4 - Principais características e aplicações das bandas dos sensores TM e ETM<sup>+</sup> dos satélites LANDSAT 5 e 7.

Banda	Intervalo espectral ( $\mu\text{m}$ )	Principais características e aplicações das bandas TM e ETM dos satélites LANDSAT 5 e 7
1	(0,45 - 0,52)	Favorável à caracterização batimétrica, por ter grande penetração em corpos de água com elevada transparência. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides).
2	(0,52 - 0,60)	Grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	(0,63 - 0,69)	Bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex.: campo, cerrado e floresta). Permite análise da variação litológica em regiões com pouca cobertura vegetal, mapeamento da drenagem em regiões com pouca cobertura vegetal, delimitação da mancha urbana e identificação de áreas agrícolas.
4	(0,76 - 0,90)	Mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água e da vegetação verde, densa e uniforme. Sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de informações sobre geomorfologia, solos e geologia.
5	(1,55 - 1,75)	Sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação causado por desequilíbrio hídrico. Essa banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	(10,4 - 12,5)	Deteção de fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	(2,08 - 2,35)	Permite obter informações sobre geomorfologia, solos e geologia.

Fonte: Adaptado de Novo (2010).

A NASA, em 1999 e 2004, gerou alguns produtos dos sensores TM e ETM<sup>+</sup>. Com base no TM/Landsat-5, ela ortorretificou imagens para grande parte do globo, elaborando o mosaico GeoCover. Os produtos gerados envolveram o processamento das bandas 2, 3, 4 e 7 e estão em projeção UTM e *datum* horizontal WGS-84. Foi feita interpolação por convolução cúbica dos pixels, definindo-os com 28,5 m em imagens capturadas em torno de 1990 +/- 3 anos (EARTHSAT, 1999). Já o mosaico GeoCover 2000 caracterizou-se pela fusão das bandas 7, 4 e 2 com a banda 8, com a interpolação dos pixels para 14,25

m por convolução cúbica em imagens capturadas em torno do ano 2000 +/- 3 (EARTHSAT, 2004).

A principal vantagem do uso de satélites da série Landsat está no amplo acervo de dados disponível gratuitamente (1984 até 2012), o que permite análises multitemporais com o intuito de reconstituir a dinâmica da cobertura da superfície terrestre. Para a área de estudo, esse tipo de imagem auxiliou no reconhecimento de morfologias e na delimitação dos corpos d'água, possibilitando a reconstituição de algumas delas ao longo do tempo.

#### **4.3.2. SRTM**

A missão SRTM foi coordenada pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e pela *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) do Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DOD), em conjunto com as agências espaciais da Itália e da Alemanha. O objetivo foi gerar dados topográficos digitais para 80% da área terrestre do planeta, entre as latitudes 60°N e 56°S (IBANEZ, 2006). Os dados altimétricos SRTM disponíveis gratuitamente foram processados em forma de modelo digital de elevação (MDE) pela NASA-JPL considerando a banda C (VAN ZYL, 2001).

A bordo do ônibus espacial *Endeavour*, a missão SRTM ocorreu de 11 a 22 de fevereiro de 2000, numa órbita de 233 km de altitude e com inclinação de 57°. Quatro subfaixas foram imageadas de forma simultânea, com ângulo de incidência variando de 17° a 65° e diferentes polarizações (HH e VV).

Os dados da missão SRTM correspondem a quatro passagens e foram integrados em resolução de 30 m para os Estados Unidos e resolução reamostrada para 90 m para os demais países. O *datum* e o elipsóide de referência são WGS - 84, com dados de altitude em metros inteiros (RABUS et al. 2003; NASA, 2013).

Foram usados radares interferométricos de abertura sintética nas bandas C e X (InSAR) (JENSEN, 2009), que permitiram a aquisição de informações sobre a

topografia e suas eventuais variações temporais (CATANI et al., 2004; TOUTIN; GRAY, 2000). A técnica baseia-se no fato de que o eco advindo de um ponto da superfície do terreno resultante do pulso emitido chega em tempos diferentes em duas antenas. Estas foram colocadas na balsa de carga do ônibus espacial e na extremidade de um braço mecânico de 60 m de comprimento. Os dados da banda C, com comprimento de onda de 6 cm, foram processados no JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) e os dados da banda X, com comprimento de onda de 3 cm, no Centro Aeroespacial da Alemanha (DLR) (NASA, 2013).

No Brasil, foi criado o projeto “TOPODATA - Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil”, o qual contém o refinamento do MDE-SRTM de 90 para 30 m (VALERIANO et al., 2006; VALERIANO; ROSSETTI, 2010), além de algumas variáveis geomorfométricas (VALERIANO; ALBUQUERQUE, 2010). Esses dados são de acesso livre no endereço eletrônico <<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>>.

O MDE-SRTM e os dados do TOPODATA foram utilizados neste estudo para auxiliar no mapeamento morfológico do delta do rio Doce, com base em elaboração de paletas com estratificação altimétrica. Devido a pouca variação de relevo da área, esses dados foram adicionalmente utilizados na extração de superfícies de tendência, que auxiliaram na análise das formas de relevo e nos limites morfológicos.

#### **4.3.3. PALSAR/ALOS**

O programa ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) foi desenvolvido por um projeto conjunto entre a JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) e o JAROS (*Japan Resources Observation System Organization*) e tem como principais objetivos atender a interesses científicos, bem como a aplicações para cartografia, observação regional, monitoramento de desastres e exploração de recursos terrestres (IGARASHI, 2001).

O ALOS é um satélite de sensoriamento remoto de alta resolução global, com ampla largura de faixa de observação. O satélite transporta três sensores: PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*), AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2*) e PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*). O satélite ALOS foi lançado em 24 de janeiro de 2006 e encerrou sua vida útil em maio de 2011, permanecendo operacional durante mais de 5 anos, superando a expectativa inicial de 3 anos.

Em relação aos sensores do ALOS, o AVNIR-2 é um sensor ótico com 4 bandas espectrais (visível e infravermelho próximo) com resolução espacial de 10 m, que foi desenvolvido para a observação de regiões terrestres e costeiras. Este sensor pode variar a inclinação da visada lateralmente, possibilitando o imageamento rápido de situações de desastres naturais (JAXA, 2007). O PRISM é um sensor ótico que fornece imagens pancromáticas (0,52 e 0,77 $\mu$ m), com resolução espacial de 2,5 m no nadir e resolução radiométrica de 8 bits. O PRISM é composto por 3 sistemas óticos independentes, um com visada nadir e dois com visadas inclinadas para frente (*forward*) e para trás (*backward*), possibilitando o imageamento estereoscópico na mesma órbita, ao longo da trajetória do satélite (JAXA, 2007). As imagens fornecidas pelos sensores óticos do ALOS não foram utilizados nesse trabalho devido à disponibilidade de aquisição gratuita de outras imagens óticas para a área de estudo.

O PALSAR é um sensor que opera na frequência da banda L, sendo capaz de adquirir imagens diurnas ou noturnas em quaisquer condições atmosféricas (NOVO, 2010). Por estar a bordo de um radar de abertura sintética (SAR), o PALSAR possui resolução espacial que varia de 10 a 100 m com opção de polarimetria, gerando imagens nas polarizações HH, VV, HV e VH. Esse sensor possui quatro modos de observação: FBS (*Fine Beam Single polarization*), FBD (*Fine Beam Dual polarization*), POL (*Polarimetric mode*) e ScanSAR (ROSENQVIST et al., 2004). A Tabela 4.5 resume as características do sensor PALSAR.

No total, são 72 possibilidades de imageamento para os modos FB, das quais duas foram selecionadas para funcionar operacionalmente, sendo a polarização HH e ângulo *off-nadir* de 34,3° para o modo FBS e polarizações HH e HV e ângulo *off-nadir* de 34,3° para o modo FBD, ambos com faixa de imageamento de 70 km (ROSENQVIST et al., 2007).

Os dados SAR (*Synthetic Aperture Radar*) têm por vantagem a independência de aquisição dos dados em relação às condições atmosféricas. No caso do PALSAR, considerando o comprimento de onda da banda L, há potencialidade de reconhecimento de morfologias que podem estar mascaradas em dados óticos em virtude da interação do comprimento de onda com os objetos da superfície terrestre.

Tabela 4.5 – Características do sensor PALSAR

Modo	FBS	FBD	ScanSAR	Polarimétrico (experimental)
Frequência	1270 MHz (banda L)			
Banda Chirp	28 MHz	14 MHz	14 MHz, 28 MHz	14 MHz
Polarização	HH ou VV	HH+HV ou VV+VH	HH ou VV	HH+HV+VH+VV
Ângulo de incidência	8° a 60°		18° a 43°	8° a 30°
Resolução	7 a 44 m	14 a 88 m	100 m	24 a 89 m
Faixa de observação	40 a 70 km		250 a 350 km	20 a 65 km
Resolução em range	40 a 70 km		250 a 350 km	20 a 65 km

Fonte: Adaptado de Novo (2010).

Embora não existam trabalhos anteriores documentando o uso de imagens PALSAR para a caracterização morfológica de sistemas deltaicos, antecipa-se que esse produto tenha potencial de contribuir no mapeamento morfológico do delta do rio Doce. Isto se deve pelas características do sensor, principalmente

pela sua alta resolução, combinada à possibilidade de análise de imagens em diversas polarizações e sem influência da cobertura de nuvens, um dos principais problemas em imagens óticas principalmente em ambientes costeiros. Imagens PALSAR também podem contribuir para o detalhamento de subambientes deltaicos que se revelam com as características de penetrabilidade da banda L (23 cm, aproximadamente).

#### **4.4. Métodos de classificação de imagens para mapeamento morfológico**

A classificação de imagens de sensoriamento remoto pode ser definida como o arranjo das informações contidas nos pixels em classes temáticas. Um dos enfoques comumente utilizados fundamenta-se na classificação de imagens multiespectrais com base em algoritmos computacionais estatisticamente estruturados para determinar o tipo de cobertura ou uso que determinado pixel apresenta (MATHER, 2004). Sendo assim, nos itens a seguir serão descritos dois procedimentos de classificação de imagens, um pautado na interpretação visual dos produtos orbitais, e o outro na classificação manual a partir da extração de informações com base em algoritmos computacionais empregados nas técnicas de segmentação de imagens.

##### **4.4.1. Interpretação visual**

A interpretação de imagem ou foto aérea é definida como “o exame de imagens com o propósito de identificar objetos e avaliar o seu significado” (PHILIPSON, 1997; MCGLONE, 2004). A interpretação visual é realizada pelo analista humano que decifra os padrões, cores, formas, etc. com base em uma observação visual da imagem. Esse método pode ser caracterizado como o procedimento de avaliação de uma imagem com o intuito de reconhecer objetos e identificar relações entre suas propriedades (NOVO, 2010). O principal objetivo do procedimento de interpretação visual de imagens é criar um mapa referente a alguma área de interesse da superfície terrestre a partir dos dados de sensoriamento remoto disponíveis (RICHARDS, 2013). Segundo esse autor, as resoluções espectrais, espaciais e temporais são propriedades

dos dados que norteiam a análise, incluindo elementos espaciais de forma, tamanho, orientação e textura.

Durante o processo de interpretação, as atividades de detecção, reconhecimento, análise, dedução, classificação e avaliação da precisão são desenvolvidas quase simultaneamente (NOVO, 2010). A etapa de detecção corresponde ao reconhecimento de objetos distintos. O reconhecimento e identificação consistem na interpretação das propriedades de forma, tamanho, textura etc., dos objetos de interesse e atribuição de nomes específicos para cada um deles. Essas duas etapas geralmente são desenvolvidas com base em chaves de interpretação, compostas por elementos como padrão, textura, tonalidade, forma, sombra, tamanho, contexto, etc. A etapa de análise engloba a delimitação e organização de padrões dos objetos de interesse. Na etapa de classificação, o interprete pode utilizar dados auxiliares (p.e. dados coletados em campo) para rotular as unidades delimitadas. Por fim, a dedução é um processo inerente às demais etapas e consiste no agrupamento de feições similares (ZUIDAM, 1986).

#### **4.4.2. GEOBIA e Técnicas de Segmentação**

A análise de imagens baseada em objeto geográfico (GEOBIA) baseia-se no tradicional procedimento de segmentação de imagens orbitais (BLASCHKE, 2010). Segundo Blaschke (2010), o emprego dessa técnica para classificação de imagens de sensoriamento remoto tem ganhado popularidade em relação às técnicas tradicionais (locais). O conceito fundamental associado a este método baseia-se na delimitação de segmentos ou objetos nas imagens digitais que constituam regiões homogêneas formadas por vários pixels (NAVULUR, 2006).

Um dos passos iniciais para a classificação por GEOBIA é a segmentação das imagens, que consiste na subdivisão de dados em inúmeras unidades ou segmentos menores. Estes segmentos necessitam ser homogêneos em relação às propriedades que os tornam uniformes (p.e., tons de cinza e textura), e os limites entre eles devem ser espacialmente exatos, regulares e

simples (HARALICK; SHAPIRO, 1985). O conceito de segmentação de imagens não é novo, no entanto, o seu emprego em trabalhos de sensoriamento remoto tem aumentado consideravelmente, fato que impulsiona o desenvolvimento contínuo de novas técnicas de segmentação (BLASCHKE et al., 2004).

Existem diversos algoritmos de segmentação, dentre eles o algoritmo multirresolução (*Multiresolution*) e o de segmentação por diferença espectral (*Spectral Difference Segmentation*). O algoritmo de multirresolução representou um avanço significativo na ampliação das medidas estatísticas de homogeneidade espectral e de textura entre os segmentos (BAATZ; SCHÄPE, 2000). Este algoritmo possibilita a incorporação de dimensões espaciais com base em padrões de escala e forma ao processo de segmentação de imagens, beneficiando a delimitação de objetos reais inseridos em paisagens complexas inerentes as diversas classes de mapeamento existentes em imagens orbitais. A inserção dessas dimensões tem constituído um marco na classificação de imagens com base em procedimentos de GEOBIA (DE JONG; VAN DER MEER, 2004). Já o algoritmo de segmentação por diferença espectral funde os objetos da imagem com seus objetos vizinhos, de acordo com os valores médios de intensidade da imagem. Os objetos vizinhos serão unidos se a diferença entre os valores de intensidade média for inferior ao valor proveniente da diferença espectral máxima. O diferencial desse algoritmo é que ele foi desenvolvido para refinar os resultados de segmentação existentes, com base na fusão dos objetos de imagem semelhantes gerados por segmentações anteriores. Além disso, ele não pode ser empregado para criar novos níveis de objetos de imagem com base na análise dos pixels (ECOGNITION DEVELOPER, 2011).

Sendo assim, a utilização de propriedades dos objetos adquiridas a partir da segmentação pode ser conduzida de diferentes formas. Os atributos dos objetos podem ser explorados, por exemplo, com base no conhecimento do analista. Este seleciona atributos e valores adequados à descrição de cada

classe, verificando quais valores e atributos se ajustam melhor na caracterização das classes.



## 5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O delta do rio Doce localiza-se no Estado do Espírito Santo (Figura 5.1), entre 18° 30' e 20 ° 00' de latitude sul, onde se estende sobre os municípios de Conceição da Barra, São Mateus, Jaguaré, Linhares e Aracruz. Essa região se caracteriza por clima tropical quente e úmido, com chuvas de verão e invernos secos (tipo climático Aw de KÖPPEN, 1948). Os ventos dominantes são de nordeste e sudeste (SUGUIO et al.,1982).

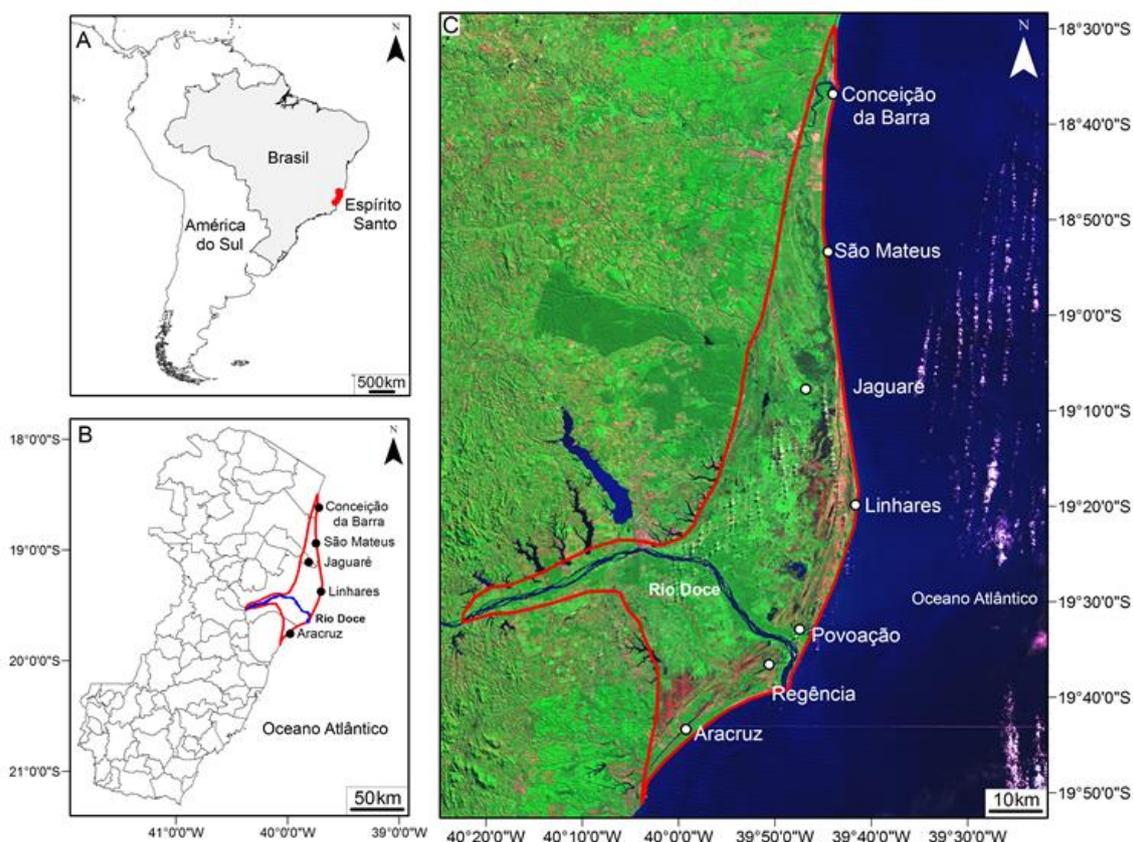


Figura 5.1 – A - B) Localização do delta do rio Doce no Estado do Espírito Santo. C) Delta do rio Doce visto sobre mosaico de imagens TM/Landsat com composição R4 G7 B2 (linha vermelha indica limites do delta).

Geologicamente, o delta do rio Doce insere-se na bacia sedimentar do Espírito Santo-Mucuri, que possui uma área emersa de 18.000 km<sup>2</sup> e submersa de 200.000 km<sup>2</sup>. É limitado ao norte pelo complexo vulcânico Abrolhos e ao sul pelo arco de Vitória, tendo evoluído sobre um complexo de terrenos ígneos e metamórficos pré-cambrianos (MILANI et al., 2001; MOHRIAK, 2003). O

preenchimento sedimentar sinrifte da Bacia do Espírito Santo-Mucuri é representado pela Formação Cricaré, com espessura estimada em 5.000 m (MILANI et al., 2001). Sobre esta unidade ocorre a Formação Mariricu, do Neoplioceno. O pacote correspondente à fase marinha aberta na Bacia do Espírito Santo-Mucuri constitui o Grupo Barra Nova, de idade albiense, e o Grupo Espírito Santo, que abrange o intervalo Cenomaniano ao recente. Do ponto de vista tectônico, a região é caracterizada por falhas que afetaram rochas cretáceas, com estabilidade tectônica advogada a partir do Paleógeno (SUGUIO et al., 1982).

O delta do rio Doce caracteriza-se por sedimentos arenosos e argilosos, podendo incluir níveis carbonosos cenozoicos e, em sua maior parte, aluviões atuais e terraços holocênicos (IBGE, 1987) (Figura 5. 2).

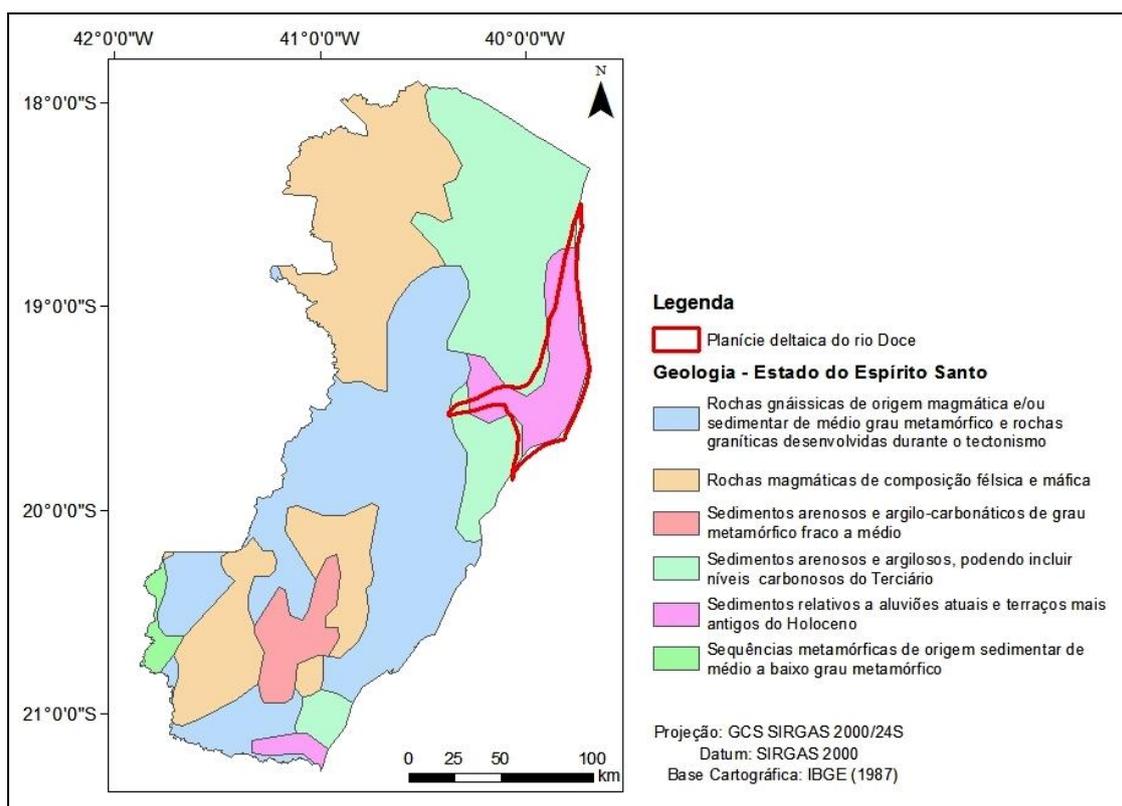


Figura 5.2 – Mapa geológico simplificado do Estado do Espírito Santo.

Em relação à composição pedológica da área (Figura 5.3), a porção centro-sul da planície deltaica do rio Doce é caracterizada por Argissolo Amarelo (PA2),

Cambissolo Háplico (CX35), Gleissolo Háplico (GX7) e Neossolo Quartzarênico (RQ3) (IBGE, 1987).

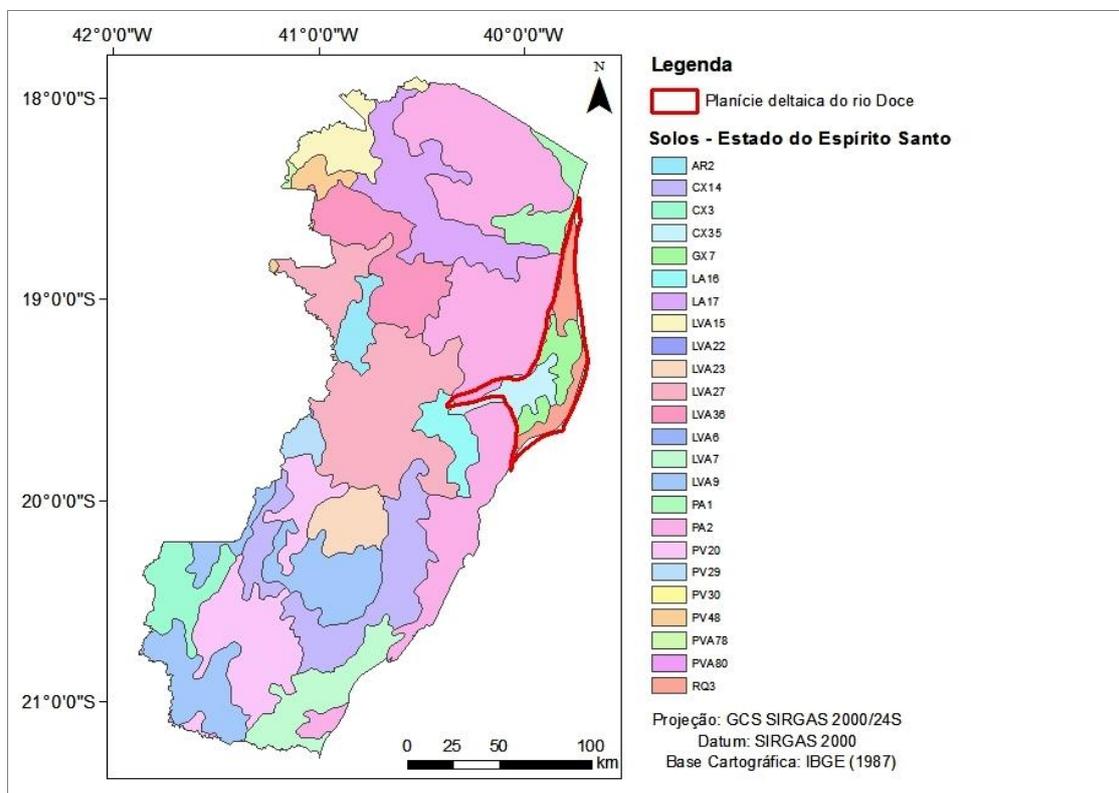


Figura 5.3 – Mapa pedológico do Estado do Espírito Santo.

A cobertura vegetal subdivide-se em três segmentos: Floresta Ombrófila Densa, vegetação com influência marinha, e área antropizada, sendo apenas os dois últimos presentes na área de estudo (IBGE, 1987) (Figura 5.4). Embora não conste no mapeamento elaborado pelo IBGE, nota-se a presença de matas de galeria ao longo do curso d'água do rio Doce e sobre paleocanais de sua planície deltaica, como revelado pela análise dos produtos de sensoriamento remoto utilizados nesta pesquisa.

O relevo da área é composto por acumulações flúvio-marinhas e marinhas, que constituem morfologias características da faixa litorânea. Estas englobam os Complexos Deltaicos, Estuarinos e Praiais (RADAMBRASIL, 1987) e planícies fluviais e /ou flúvio-lacustres (IBGE, 1987) (Figura 5.5).

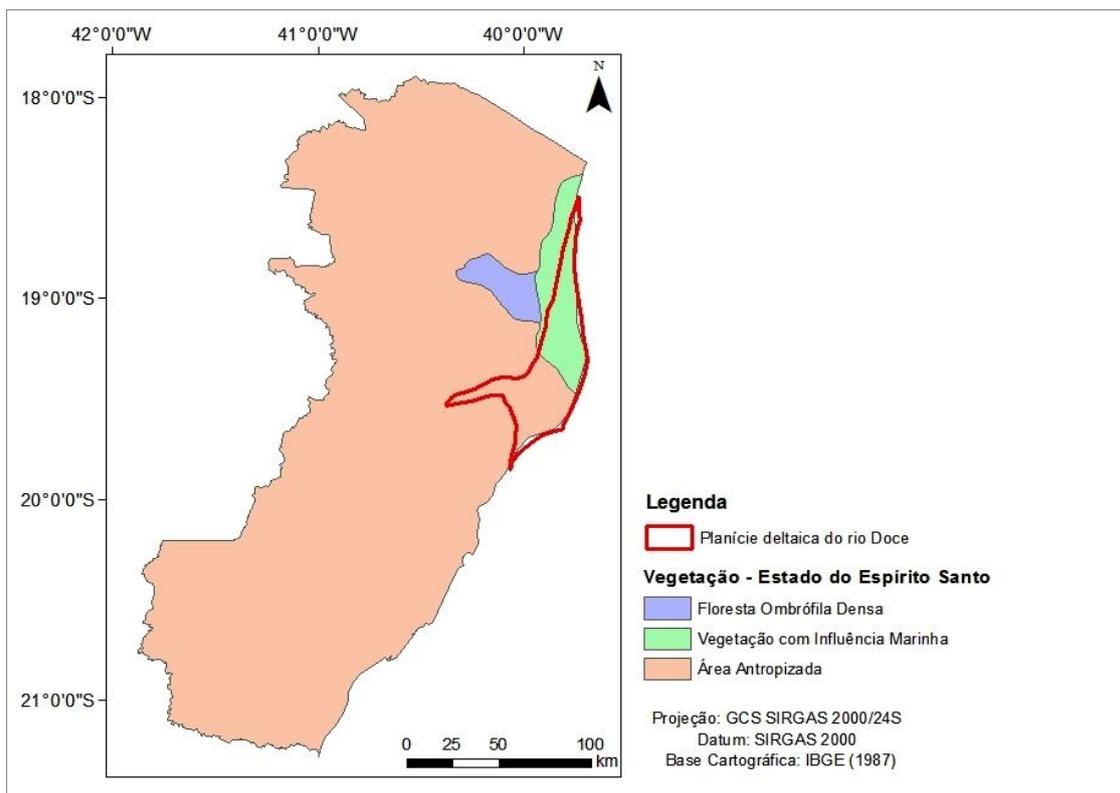


Figura 5.4 – Mapa de vegetação do Estado do Espírito Santo.

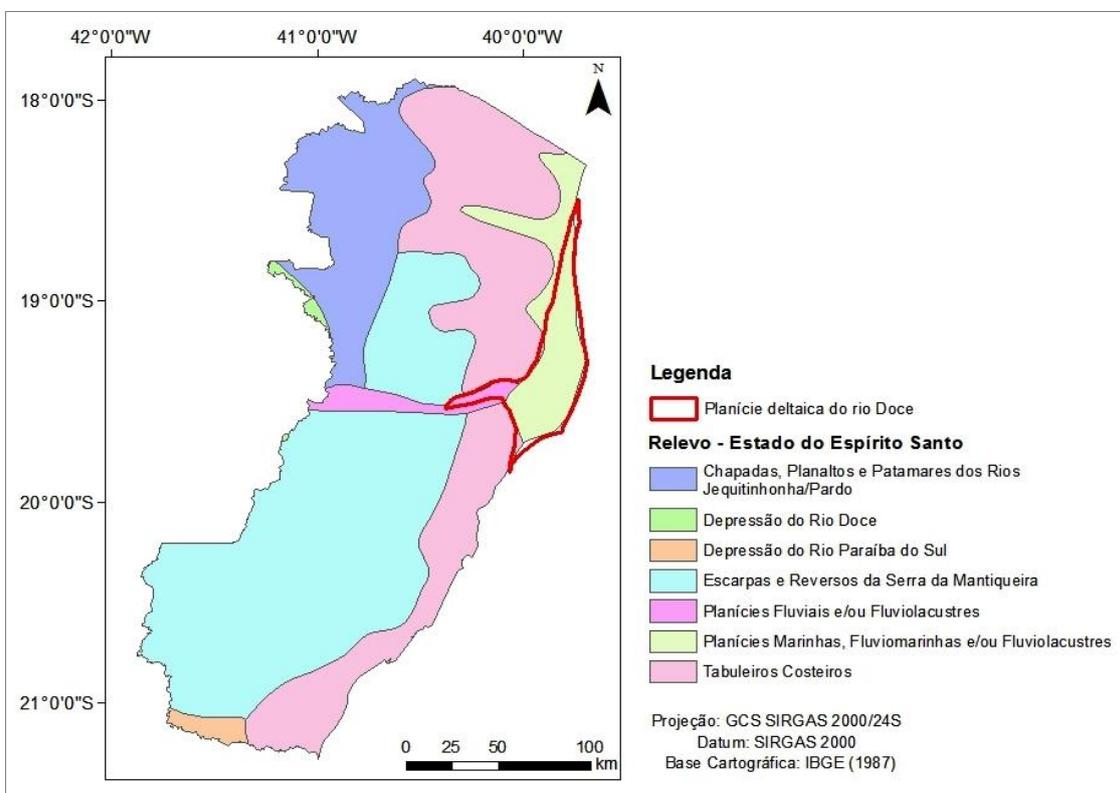


Figura 5.5 – Mapa de relevo do Estado do Espírito Santo.

A província geomorfológica do rio Doce é a mais rica de toda a área com relação à diversidade de características ambientais. Essa riqueza está associada a processos deposicionais e erosivos decorrentes de flutuações do nível do mar e variação na direção de movimentação das ondas. As ondas no delta do rio Doce procedem de dois setores principais NE-E e SE-E, com predominância do primeiro (BANDEIRA JR et al., 1975). Essas ondas são formadas pelo sistema de ventos da região. As ondas de direção sul são responsáveis por processos de deposição ou construção, enquanto erosão é causada por ondas de direção norte (DOMINGUEZ, 1990). Sob este cenário ambiental, ocorreram os processos deposicionais e erosivos do rio Doce.



## **6. MATERIAIS E MÉTODOS**

Para atender aos objetivos propostos, a metodologia foi desenvolvida visando caracterizar os aspectos morfológicos do delta em estudo. Foram utilizados os seguintes produtos: padrão topográfico regional do relevo, apresentado pela análise de superfície de tendência; hidroperíodo (frequência de inundação); e mapa das morfologias deltaicas atuais e pretéritas.

A discussão sobre o modelo de evolução do delta do rio Doce foi embasada na análise morfológica, que incluiu o mapeamento das morfologias deltaicas e ambientes relacionados, além de seus estágios sucessionais. Os materiais e procedimentos utilizados para obtenção desses dados são descritos em detalhe a seguir.

### **6.1. Materiais**

A base de dados incluiu imagens SAR do sensor PALSAR/ALOS, o MDE-SRTM refinado do banco de dados TOPODATA, imagens multiespectrais TM e ETM<sup>+</sup>/Landsat, e imagens de alta resolução disponíveis no *Google Earth*. Também foram utilizadas informações geológicas disponíveis na literatura e no âmbito do projeto FAPESP11/00995-7, ora em execução. A localização das cenas utilizadas é indicada na Figura 6.1.



O MDE-SRTM utilizado foi obtido a partir do endereço eletrônico <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> e corresponde às quadrículas 18S405 e 19S405 disponíveis no banco de dados TOPODATA (VALERIANO et al., 2006; VALERIANO; ROSSETTI, 2010), sendo que neste, os dados originais já se encontram reamostrados para 30 m.

As imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> foram selecionadas de acordo com a menor cobertura de nuvens e o regime hidrológico. Foram utilizadas várias cenas com diferentes datas, correspondentes às órbitas ponto 215/73 e 215/74 dos catálogos do USGS (*United States Geological Survey*). Essas foram obtidas a partir do endereço eletrônico <http://glovis.usgs.gov/> e INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), adquiridas em <http://www.dgi.inpe.br/>, sendo que, neste caso, foi realizado o georreferenciamento. As imagens possuem resolução espacial de 30 m e resolução radiométrica de 8 bits.

O conjunto de imagens PALSAR foi adquirido via *Alaska Satellite Facility* (ASF). Este consta de quatro imagens PALSAR do período seco, que abrangem praticamente toda a área de estudo. As cenas foram adquiridas com processamento no nível 1.5, sendo suas características descritas na Tabela 6.1. As imagens referentes ao período seco foram selecionadas devido à disponibilidade de dados para recobrir a maior parte da área de estudo e também por apresentar contrastes espectrais que ressaltaram as morfologias de interesse no procedimento de interpretação visual.

Tabela 6.1 – Características das imagens PALSAR a serem utilizadas nesse trabalho.

Cena	ALPSRP0844567 90	ALPSRP0844567 80	ALPSRP0819768 00	ALPSRP0819767 90
Data	26/08/2007	26/08/2007	09/08/2007	09/08/2007
Período	Seco	Seco	Seco	Seco
Modo	FBD	FBD	FBD	FBD
Polarização	HH e HV	HH e HV	HH e HV	HH e HV
Ângulo <i>off nadir</i>	34.3°	34.3°	34.3°	34.3°
Esp. do pixel	12,5 m	12,5 m	12,5 m	12,5 m
Órbita	Ascendente	Ascendente	Ascendente	Ascendente

Para auxiliar na identificação do período de seca, vazante e cheia na área de estudo, foram utilizados dados hidrológicos de cota (régua) do rio Doce, na estação de monitoramento Posto Colatina, controlado pela Agência Nacional das Águas (ANA) (Figura 6.1). Também foram utilizadas imagens disponíveis no *Google Earth* para identificação e mapeamento de detalhe de algumas morfologias de interesse.

## **6.2. Métodos**

### **6.2.1. Pré-processamentos**

As quadrículas do MDE-SRTM foram mosaicadas com a utilização do aplicativo ENVI 4.7 (ITT, 2005). O pré-processamento das imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> consistiu no georreferenciamento com a utilização do aplicativo TerraPixel 1.04, elaboração do mosaico para junção das duas cenas e elaboração de composições de bandas que contribuíssem para a distinção visual das morfologias da área, ambas no aplicativo ENVI 4.7 (ITT, 2005). Enquanto os produtos do USGS/Glovis já vêm devidamente georreferenciados, as imagens obtidas do INPE tiveram de ser georreferenciadas. As imagens PALSAR, obtidas no modo FBD, já são georreferenciadas, ortorretificadas e processadas no nível 1.5. O único pré-processamento necessário para essas imagens incluiu a aplicação de filtros adaptativos para a redução do ruído *speckle*. Foi aplicado o filtro *Enhanced-Lee* em janela 3x3, pois ele apresentou melhor resultado para ressaltar as características dessas imagens. O aplicativo utilizado na fase de pré-processamentos foi o ENVI 4.7 (ITT, 2005).

### **6.2.2. Análise de Superfície de Tendência**

A superfície de tendência foi utilizada com o objetivo de analisar o padrão regional da topografia na área de estudo, permitindo sua caracterização morfológica detalhada. Este método de interpolação baseado em regressão polinomial possibilita, a partir de dados georreferenciados, o ajuste de uma superfície teórica contínua por critérios de regressão por mínimos quadrados em relação aos valores da variável dependente altitude (Z) (topografia) e

considera como variáveis independentes as coordenadas geográficas Norte-Sul (Y) e Leste-Oeste (X) (ZANI; ASSINE, 2009). A diferença entre o MDE e a superfície de tendência, denominada de resíduos na linguagem estatística, pode ser compreendida como a microtopografia. As equações de regressão são obtidas em diferentes graus polinomiais (Tabela 6.2), dependendo do fenômeno que se queira modelar. Como deltas são áreas planas com baixa oscilação topográfica, uma superfície de tendência com baixo grau polinomial já deve ser suficiente para representar as características da área.

Tabela 6.2 – Equações polinomiais utilizadas na análise de superfície de tendência segundo o grau do polinômio.

Grau do polinômio	Equações
1	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y$
2	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y + \beta_3 X^2 + \beta_4 XY + \beta_5 Y^2$
3	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y + \beta_3 X^2 + \beta_4 XY + \beta_5 Y^2 + \beta_6 X^3 + \beta_7 X^2 Y + \beta_8 XY^2 + \beta_9 Y^3$
N	$Z = \sum_{i=0}^N \sum_{j=0}^N \beta_{ij} X^i Y^j$

Foi aplicada uma equação polinomial nos dados altimétricos da missão SRTM (MDE-SRTM). No intuito de preservar a independência espacial das amostras, 5000 pontos aleatórios foram gerados sobre o limite do delta para a aplicação da equação. A análise de superfície de tendência, com equações polinomiais do primeiro ao quinto grau, foi realizada com base no ajuste de um polinômio sobre os dados pontuais. Em seguida, foi realizada a análise de regressão (modelo ANOVA) dos valores do atributo em função da localização geográfica, pois o valor de Z é função da posição (X, Y). O último procedimento foi a extração dos resíduos com a álgebra de mapas, composta pela subtração da tendência do MDE-SRTM original, que revelou a microtopografia da área. O fluxograma que sintetiza os procedimentos descritos e os aplicativos utilizados nessa etapa é apresentado na Figura 6.2.

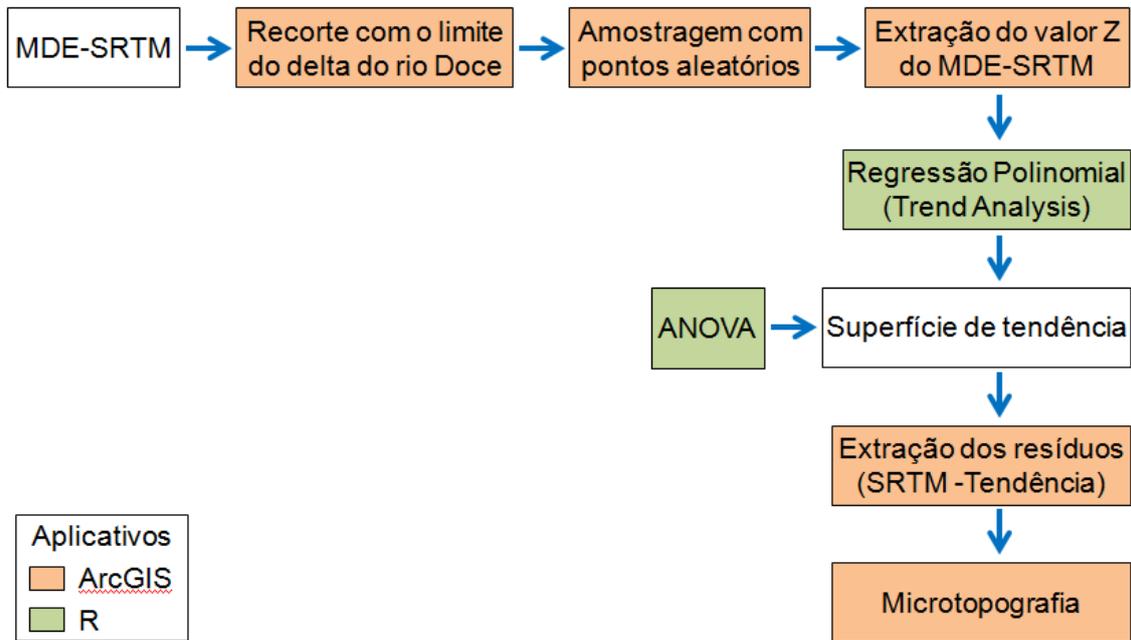


Figura 6.2 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a análise de superfície de tendência na área de estudo e os respectivos aplicativos em cada etapa.

Foram avaliados os resultados da análise de regressão e dos coeficientes de determinação ajustados ( $R^2$  ajustado) das superfícies de tendência com o propósito de verificar se houve aumento dos graus polinomiais.

### 6.2.3. Hidroperíodo

Para determinação do hidroperíodo, utilizou-se a metodologia proposta por Zani e Rossetti (2012), que teve como principal dado de entrada a banda 5 dos sensores TM e ETM<sup>+</sup> do satélite Landsat. Foi utilizada uma série multitemporal de 16 imagens Landsat TM/ETM<sup>+</sup> para cada órbita/ponto (215/73 e 215/74), coletadas entre 28 de julho de 1987 e 30 de julho de 2011. A escolha desses dados foi feita com base nas condições hidrológicas da área de estudo, com auxílio dos dados hidrométricos da estação do posto Colatina (latitude 19° 31' 59,88" S; longitude 40° 37' 46,92" O), tendo-se adquirido 3 imagens do período de cheia, 10 imagens do período de vazante e 3 imagens do período de estiagem (Figuras 6.3 e 6.4).

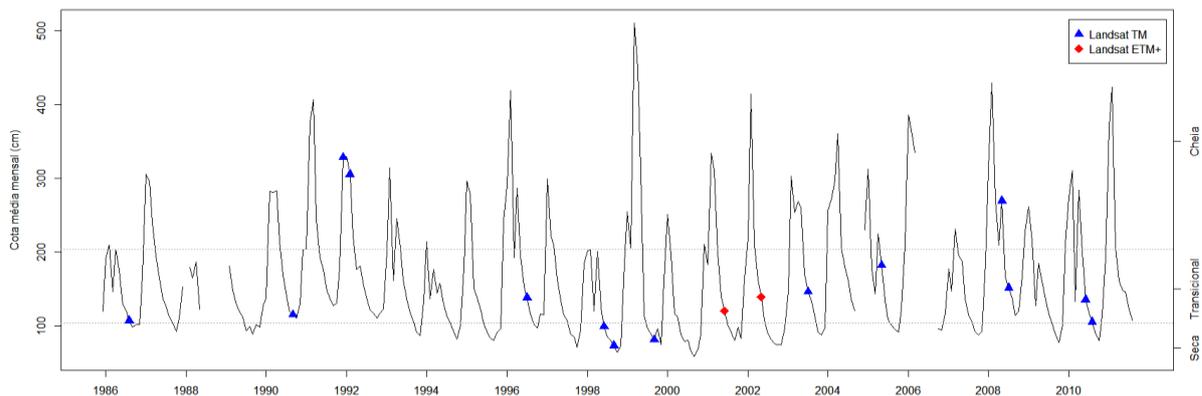


Figura 6.3 - Gráfico das imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Doce na estação Posto Colatina.

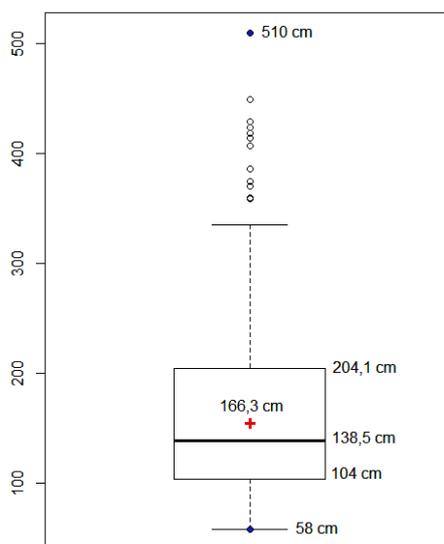


Figura 6.4 - Distribuição dos valores diários do nível do rio Doce para a série histórica utilizada, no qual cada segmento das caixas representa 25% do total das medidas, a linha horizontal central o valor da mediana, a cruz vermelha a média e os pontos azuis os valores extremos.

Dentre as 16 imagens utilizadas para cada órbita/ponto, apenas uma foi adquirida do catálogo de imagens do Serviço Geológico Americano (USGS, 2013) e 15 foram obtidas do catálogo de imagens do INPE (INPE, 2013). A imagem proveniente do catálogo do Serviço Geológico Americano tem nível de correção *Level 1 Terrain (L1T)*, sendo ortorretificada com exatidão superior a 0,8 pixel (USGS, 2013). Essa imagem foi utilizada como base para o georreferenciamento das demais. As outras 15 imagens de cada órbita/ponto foram georreferenciadas por método semi-automático no aplicativo TerraPixel 1.04, com exatidão superior a 0,5 pixel. Em seguida, foi realizado o mosaico

dos pares de imagens utilizados para cada data no aplicativo ENVI 4.7 (ITT, 2005).

O método de fatiamento da banda 5 dos sensores TM/ETM<sup>+</sup> (FROUIN et al., 1996) foi utilizado para a classificação dos corpos d'água. Neste comprimento de onda (SWIR), as terras alagadas e corpos d'água apresentam baixos valores de reflectância, os quais contrastam com outros objetos de maior reflectância, como por exemplo solo e vegetação (ALFOLDI, 1982). Foi definido um limiar mínimo e máximo de reflectância dos objetos representativos de água. Estes valores foram definidos por estatística descritiva de amostras de treinamento, coletadas em regiões de rios e áreas alagadas. Apesar de ser um método de classificação simples, ele possibilita extrair corpos d'água com exatidão global de até 97 % (FRAZIER; PAGE, 2000), mas pode apresentar um comprometimento na qualidade dos resultados em decorrência de sombras associadas à presença de nuvens (ZANI et al., 2011; ZANI; ROSSETTI, 2012). Neste trabalho, esse problema foi amenizado pela utilização de uma série temporal extensa.

O procedimento acima descrito foi aplicado nas imagens multitemporais Landsat TM/ETM<sup>+</sup>, com base em classificação booleana, resultando em 16 imagens binárias, cada uma contendo duas classes, não-água (ND = 0) e corpos d'água (ND = 1). Em seguida, foi realizado um somatório simples de todas as imagens, com o intuito de estimar a frequência de inundação das áreas alagáveis e identificar canais permanentes. O resultado deste somatório foi uma nova imagem, na qual o valor atribuído ao pixel está relacionado com a permanência de água no mesmo (Figura 6.5).

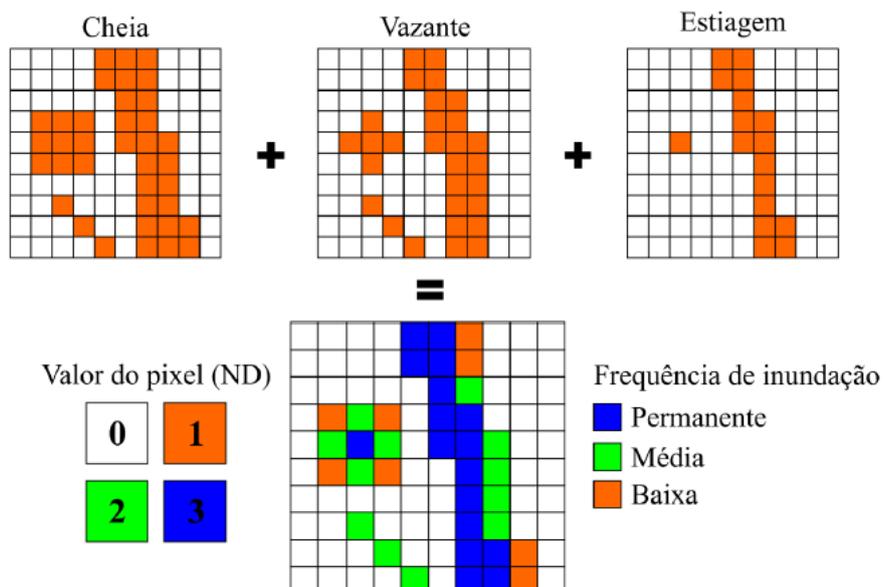


Figura 6.5 - Representação do procedimento aplicado para obtenção do hidroperíodo. Fonte: Zani e Rossetti (2012).

Assim, o mapa com a estimativa do hidroperíodo representa um gradiente entre ausência de corpos d'água (0) à presença de corpos d'água permanente (3) em toda série multitemporal analisada. A Figura 6.6 ilustra os procedimentos realizados para obtenção desse produto.

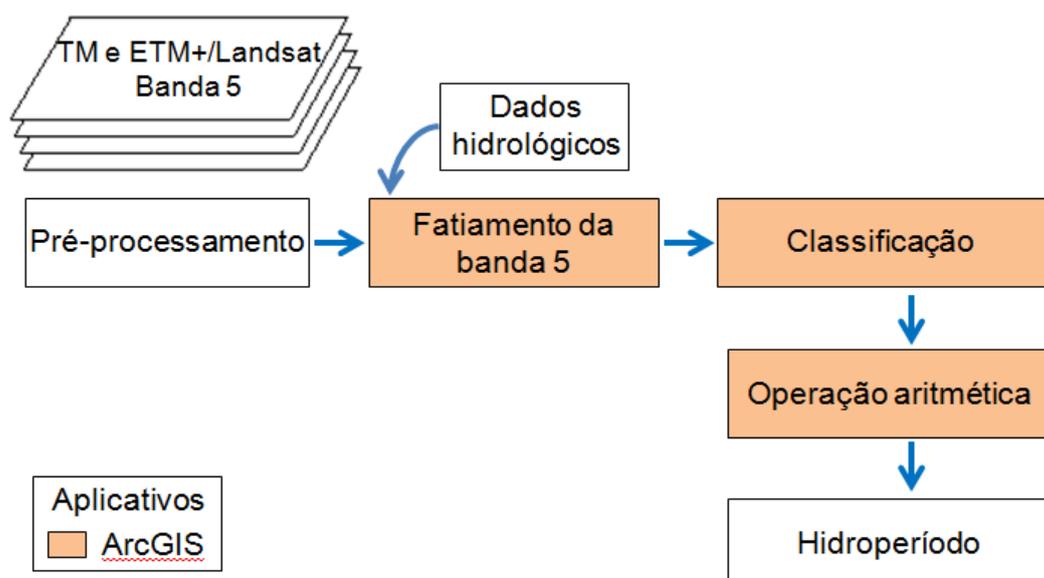


Figura 6.6 – Fluxograma dos procedimentos necessários para obtenção do mapa com a frequência de inundação.

#### **6.2.4. Mapeamento de morfologias**

Dois procedimentos para mapeamento de morfologias foram testados: visual e semi-automático. Destes, o método baseado em interpretação visual foi o adotado para gerar o mapa morfológico do delta do rio Doce, por este ter resultado em maior precisão na definição das classes de interesse.

##### **6.2.4.1. Mapeamento visual**

O mapeamento do delta do rio Doce iniciou-se com a análise visual dos produtos de sensoriamento remoto e a identificação das morfologias que compõem esse sistema deposicional. Foram definidas seis classes de interesse, sendo elas: 1) drenagem atual; 2) paleocanais; 3) planície interdistributária; 4) cordões litorâneos/*spits*; 5) flúvio-estuarina/lagunar e 6) terraço fluvial. Foi gerado um arquivo para cada classe e o mapeamento foi realizado com o auxílio dos aplicativos ArcGIS 10 e GlobalMapper. Todas as etapas do mapeamento das morfologias foram realizadas pelo método de interpretação visual dos produtos orbitais.

Para o mapeamento da rede de drenagem atual foi utilizado o mosaico de imagens TM/Landsat do dia 11 de abril de 2006. As imagens foram obtidas do catálogo de imagens do Serviço Geológico Americano (USGS, 2013), sendo elas já ortorretificadas e com baixa incidência de nuvens. A composição colorida utilizada foi a falsa-cor R4 G7 B2. Este produto também foi utilizado para o reconhecimento dos cordões litorâneos/*spits*.

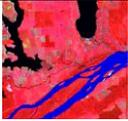
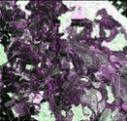
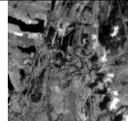
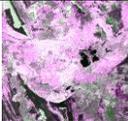
O mapeamento da planície interdistributária foi realizado sobre a banda 5 do sensor TM/Landsat. Foi realizado o georreferenciamento das cenas correspondentes às órbita/ponto 215/73 e 215/74 do dia 14 de novembro de 1992 e, em seguida, feito um mosaico com as duas imagens para identificação dessa morfologia.

As imagens PALSAR, já pré-processadas com o filtro *Enhanced-Lee* com janela 3x3, foram processadas com composição R HH G HV B HH. Esse

conjunto de imagens foi utilizado para o mapeamento das morfologias deltaicas correspondentes aos paleocanais, terraço fluvial e flúvio-estuarina/lagunar.

Para aplicação da metodologia de interpretação visual das imagens, uma das etapas iniciais consiste no estabelecimento de chaves de interpretação (Tabela 6.3). Estas chaves têm por objetivo diminuir a subjetividade do processo de extração das informações. Os elementos empregados na construção das chaves de interpretação estão sujeitos à resolução espectral, espacial e temporal das imagens disponíveis (NOVO, 2010).

Tabela 6.3 – Chave de interpretação desenvolvida para elaboração do mapa morfológico.

Classes /Característica da imagem	Drenagem atual	Paleocanais	Terraço fluvial	Cordões litorâneos/ <i>spits</i>	Planície interdistributária	Flúvio-estuarina/lagunar
Imagem exemplo	 TM R4G7B2	 PALSAR RHHGHVBHH	 PALSAR RHHGHVBHH	 TM R4G7B2	 TM banda 5	 PALSAR RHHGHVBHH
Tonalidade/cor	Azul-Escuro Azul-claro	Roxo escuro	Roxo com limite verde claro	Verde Verde claro	Preto Cinza	Roxo claro Verde
Textura	Lisa	Lisa	Lisa/Rugosa	Lisa	Rugosa	Lisa/Rugosa
Padrão	Irregular	Distributário	Dissecado	-	Dissecado	Dissecado
Localização	-	Dentro da planície interdistributária	À montante do rio Doce	Intercalado com áreas rebaixadas	Acompanha o limite dos cordões litorâneos/ <i>spits</i>	Sobre os cordões litorâneos/ <i>spits</i>
Forma	Irregular	Irregular	Irregular	Linear	Irregular	Irregular
Tamanho	Grandes lagoas	-	-	Extensos cordões	-	-

#### 6.2.4.2. Mapeamento automático

Dada à morosidade no mapeamento manual das morfologias deltaicas, foi selecionada uma área-teste (Figura 6.7) para comparação das metodologias de interpretação visual e GEOBIA com o objetivo de avaliar o potencial dessa técnica para o mapeamento semi-automático. A imagem utilizada como base para os testes de classificação foi a imagem PALSAR, devido o interesse em

testar a potencialidade desse dado para o mapeamento morfológico, tanto manual como automático.

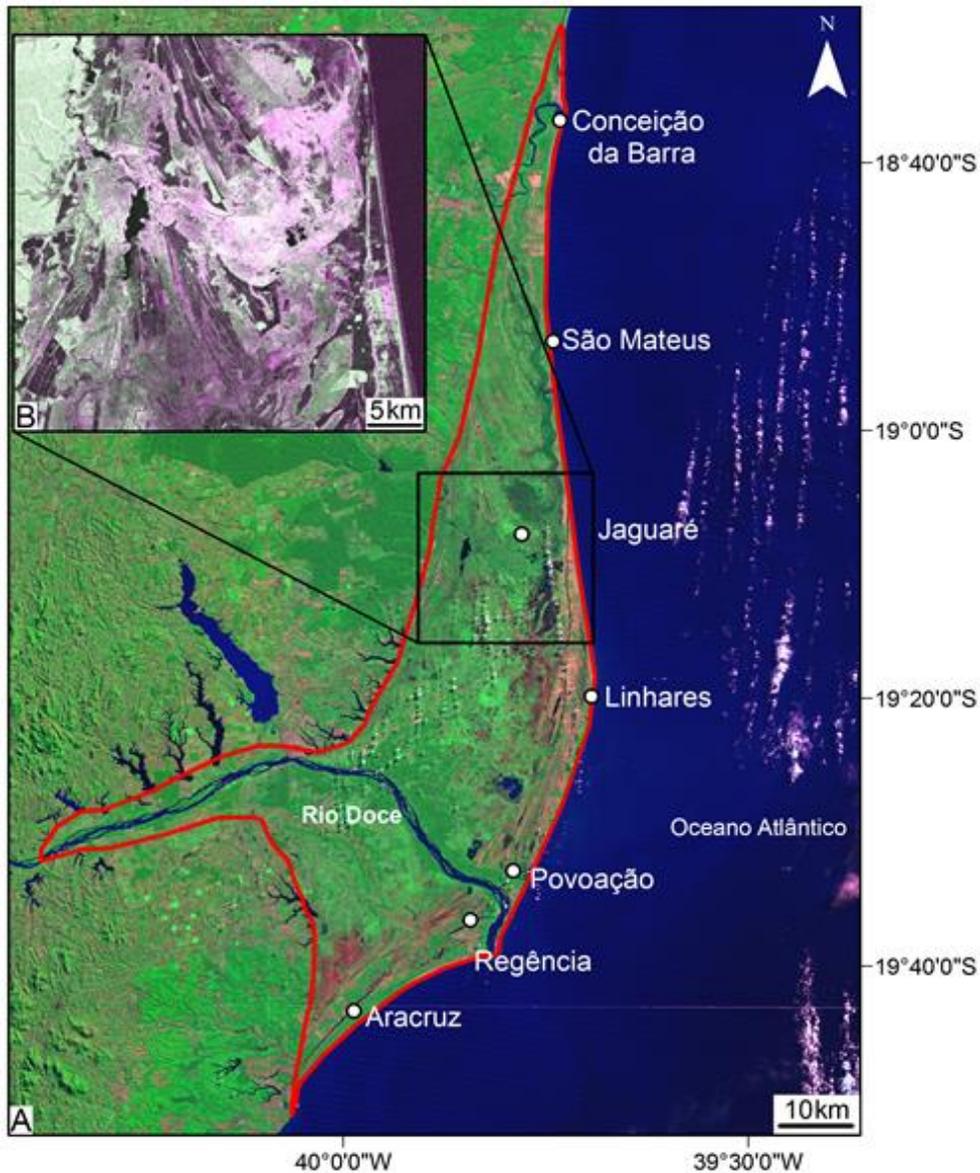


Figura 6.7 – A - Localização da área utilizada como teste para comparação entre a aplicação da metodologia de GEOBIA com o mapeamento morfológico obtido com base em interpretação visual. A imagem de fundo é composta pelo mosaico das imagens TM/Landsat com composição R4 G7 B2. B - Detalhe da área-teste sobre a imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH.

A classificação da área-teste por GEOBIA iniciou-se com a segmentação das imagens de radar do sensor PALSAR no aplicativo eCognition (FLANDERS et al., 2003). Foram utilizadas imagens com duas polarizações (HH e HV), pré-processadas com o filtro *Enhanced-Lee* com janela 3x3, para otimização do

processo, com aplicação dos contrastes *Percent Clip* e *Gamma*. O dado de sensor ativo não possui valores de nível de cinza igual à imagem ótica, mas sim valores de intensidade. Devido a essa propriedade, os dados óticos são caracterizados por distribuição gaussiana, enquanto que os dados de radar apresentam distribuição bimodal ou multimodal. Para a segmentação das imagens, foi utilizado, em primeira instância, o algoritmo multirresolução, o qual buscou descontinuidades nos dados ou valores similares de pixels vizinhos para segmentar as imagens. Esse algoritmo baseia-se em limiares locais e são adaptativos. Uma vantagem do algoritmo multirresolução é que esse segmentador consegue reproduzir a rotina implementada, fornecendo os mesmos resultados quando aplicados a imagens diferentes.

Em seguida, foi utilizado o algoritmo de segmentação por diferença espectral, para interpretar os objetos como conjuntos de pixels. Foram utilizados os valores de intensidade (pixel) para agrupar regiões na imagem. Durante esse processo, os conjuntos de segmentos foram unidos de acordo com os valores de limiares definidos a partir da análise do histograma da imagem. A última etapa da classificação foi a análise visual dos grupos de segmentos gerados e a identificação dos conjuntos de segmentos que apresentavam propriedades similares. Esses conjuntos de objetos foram manualmente agrupados de acordo com cada classe de interesse.

#### **6.2.5. Validações em campo**

O trabalho de campo visou pontos de interesse pré-estabelecidos sobre o delta do rio Doce (Figura 6.8), a fim de validar o mapa morfológico derivado dos produtos de sensoriamento remoto.

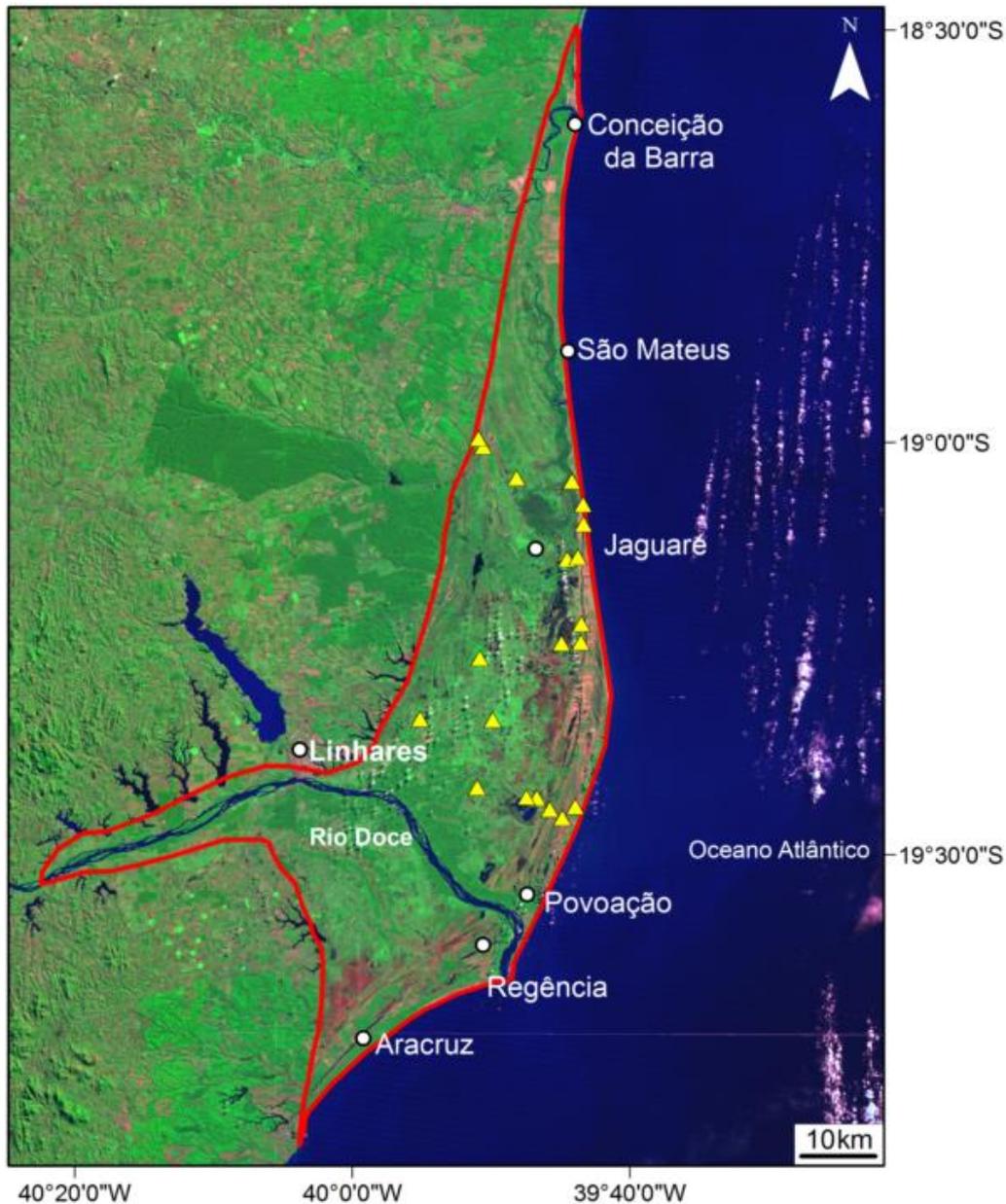


Figura 6.8 - Localização dos pontos utilizados em campo para a validação do mapa morfológico gerado sobre o delta do rio Doce, vista sobre o mosaico de imagens TM/Landsat, composição R4 G7 B2 (linha vermelha indica limites do delta).

Durante o trabalho de campo, foram amostrados dez pontos para coleta de material sedimentológico, com trado manual holandês. O critério para seleção desses pontos pautou-se na possibilidade de acesso aos locais, duração da campanha de campo e verificação de algumas morfologias de interesse que se destacaram nas imagens. Essas amostras serão datadas em um segundo momento e irão contribuir para inserção de novas informações ao modelo

proposto. Sendo assim, os registros de campo incluídos nesta dissertação se restringiram aos registros fotográficos com a validação das morfologias do terreno.



## **7. RESULTADOS**

Este capítulo foi organizado nos seguintes subitens: análise de superfície de tendência, que caracterizou a topografia regional; frequência de inundação, representada pelo produto do hidropérido; classificação de imagens para mapeamento morfológico, com comparação entre mapeamento por interpretação visual e por GEOBIA; e mapeamento das morfologias deltaicas, com apresentação do mapa morfológico e descrição das classes morfológicas de interesse para a caracterização do delta.

### **7.1. Análise de Superfície de Tendência**

A análise de superfície de tendência derivada dos 5000 pontos aleatórios sobre o MDE-SRTM revelou morfologia, em geral, convexa para leste, com isolinhas variáveis de acordo com o modelo aplicado (Figura 7.1).

Assim, a regressão polinomial de primeiro grau (Figura 7.1 – B) gerou superfície plana, com isolinhas retilíneas e inclinação progressiva para leste. A superfície de segundo grau (Figura 7.1 – C) apresentou, em geral, aspecto plano na porção proximal do delta, variando para leste de suavemente convexo a suavemente côncavo à medida que ocorre a inclinação do terreno. As regressões de terceiro (Figura 7.1 – D) e quarto (Figura 7.1 – E) graus mostraram isolinhas, em geral, com caimento suavemente convexo para leste até a porção central do delta do rio Doce, quando variam para côncavas em direção às terminações do delta. Além dessas características, a superfície de quarto grau indicou baixo topográfico na região nordeste. A regressão polinomial de quinto grau (Figura 7.1 – F) gerou uma superfície mais complexa, com isolinhas que variam de convexas a côncavas nas partes mais proximais do delta, com retorno a convexas em sua parte central. Nessa região, é interessante notar que a concavidade é bem pronunciada a partir da isolinha de 8 m para leste e, como verificado na superfície de quarto grau, houve indicação de um baixo topográfico na porção centro-nordeste da morfologia de interesse.

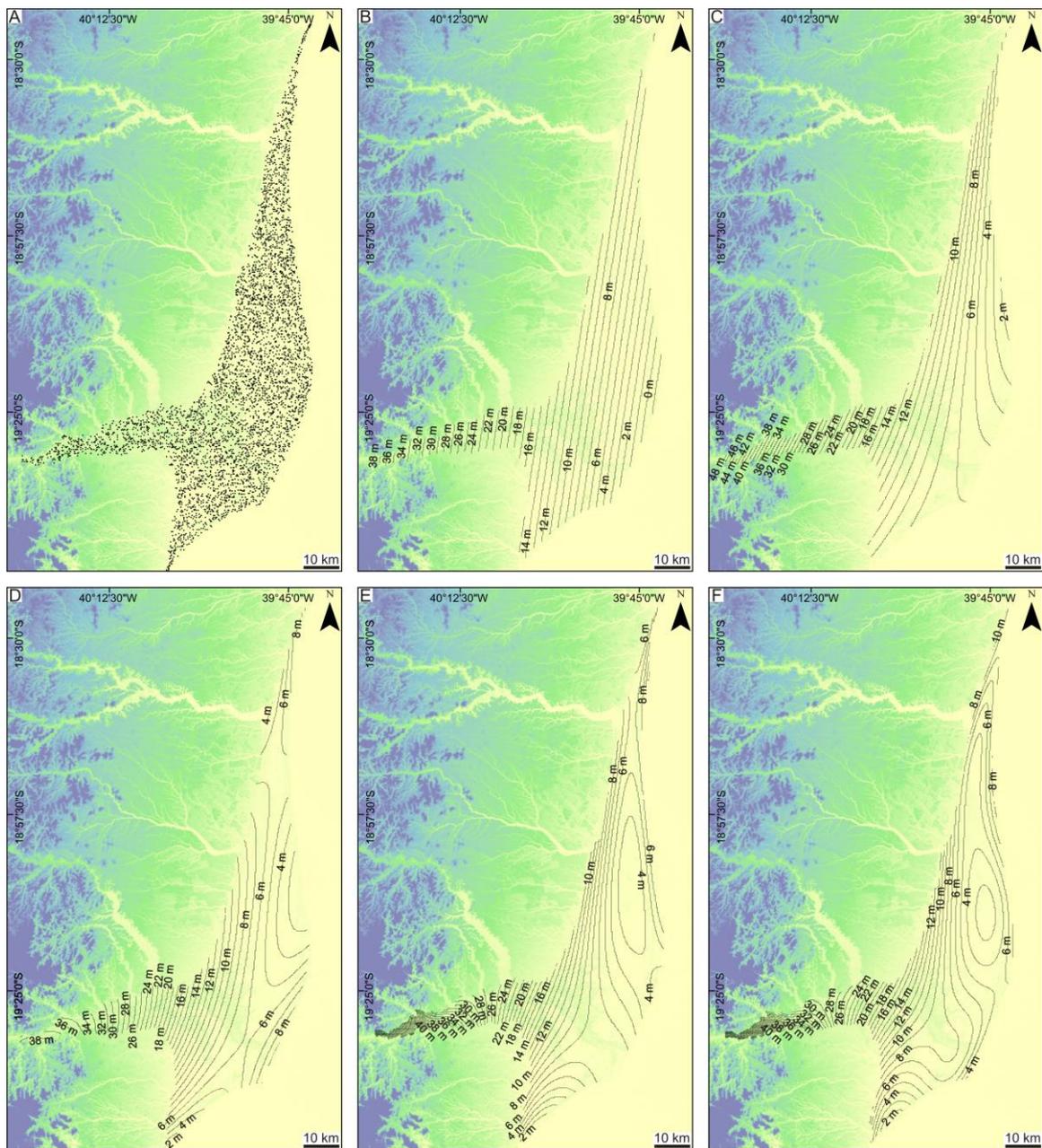


Figura 7.1 – Modelos gerados com a análise de superfície de tendência. A) Distribuição dos 5000 pontos aleatórios utilizados na elaboração dos modelos. B - F - Superfícies de tendência obtidas por regressões polinomiais de primeiro (A), segundo (C), terceiro (D), quarto (E) e quinto (F) grau. As isolinhas correspondem a curvas de nível topográficas modeladas pelas regressões, com espaçamento de 2 m. A imagem de fundo é o mosaico MDE-SRTM, processado com paletas de cores e transparência de 50%.

Testes estatísticos apontaram que as superfícies de tendência de primeiro ao quinto grau são estatisticamente significantes, bem como o incremento até o quinto grau polinomial (Tabela 7.1.1).

Tabela 7.1 – Tabela ANOVA da análise de regressão para significância das superfícies de tendência e o incremento do grau polinomial.

<b>Tendência</b>	<b>Soma dos quadrados</b>	<b>Graus de liberdade</b>	<b>Quadrado médio</b>	<b>F calculado *</b>	<b>p-valor **</b>	<b>R<sup>2</sup> ajustado ***</b>
1°	253468,563	2	253468,563	7112,799	<0,001	0,587
Resíduos (1°)	178070,893	4997	35,636			
2°	277884,152	5	277884,152	9037,027	<0,001	0,644
Resíduos (2°)	153655,304	4994	30,750			
Incremento do 2° para o 1°	24415,589	3		8138,530	<0,001	
3°	298597,863	9	298597,863	11223,677	<0,001	0,692
Resíduos (3°)	132941,594	4990	26,604			
Incremento do 3° para o 2°	20713,710	4		5178,428	<0,001	
4°	308308,213	14	308308,213	12501,831	<0,001	0,714
Resíduos (4°)	123231,243	4985	24,661			
Incremento do 4° para o 3°	9710,351	5		1942,070	<0,001	
5°	311248,922	20	311248,922	12929,620	<0,001	0,721
Resíduos (5°)	120290,534	4979	24,072			
Incremento do 5° para o 4°	2940,709	6		490,118	<0,001	
Total	431539,456	4999				

\* Estatística F calculada pela razão entre o quadrado médio da regressão pelo quadrado médio dos resíduos;

\*\* Valor de significância  $\alpha$ ;

\*\*\* Coeficiente de determinação ajustado.

Considerando que todas as superfícies de tendência, assim como os incrementos polinomiais, foram estatisticamente significantes, pode-se notar pelo coeficiente de determinação ajustado ( $R^2_{\text{ajustado}}$ ), que os ganhos crescem sucessivamente do primeiro ao quinto grau. A partir do quarto grau polinomial, há uma tendência para estabilização dos ganhos, com um incremento de 0,01 de ganho do quarto para o quinto grau, possivelmente devido aos ajustes à microtopografia (Figura 7.2).

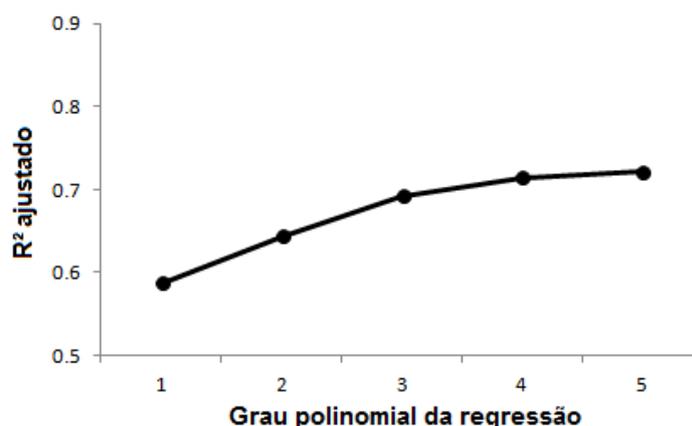


Figura 7.2 - Ajuste da superfície de tendência conforme aumento do grau da regressão polinomial.

A análise dos resultados qualitativos advindos da representação das superfícies de tendência e quantitativos provenientes da análise de regressão ANOVA, permitiu eleger a superfície de terceiro grau como a mais representativa do padrão topográfico regional do delta do rio Doce. Portanto, a representação dos resíduos da área de estudo foi feita com base nessa superfície polinomial, cuja declividade média é de 0,09%.

A superfície de tendência cúbica gerada a partir da regressão polinomial de terceiro grau revelou que a morfologia da área de estudo varia de 0 a 38 m de altitude ao longo de sua extensão, sendo 0 m na porção mais distal, i.e., próximo ao oceano, e 38 m na porção mais proximal do delta onde ocorre o sistema fluvial.

## 7.2. Frequência de inundação

Os corpos d'água e os canais fluviais permanentes apresentaram pixels com números digitais (ND) iguais ou próximos a dezesseis, enquanto que as áreas com frequência de inundação temporárias e corpos d'água intermitentes foram caracterizadas por baixos valores de ND. A imagem resultante da somatória com as 16 classificações foi dividida em três classes de inundação: 1) baixa (ND 1 a 4); 2) média (ND 5 a 12); e 3) permanente (ND 13 a 16). Com base na alta correlação entre o nível hidrométrico e as áreas alagadas, foram realizadas

as operações aritméticas descritas anteriormente, obtendo-se o produto de hidroperíodo (Figura 7.3).

O hidroperíodo revelou as áreas que apresentaram menor e maior susceptibilidade à inundação. A metodologia aplicada classificou os canais fluviais e os corpos d'água mais proeminentes com regime hidrológico de inundação permanente. No mapa resultante, essas feições são representadas pelo rio Doce, canais fluviais secundários e inúmeras lagoas. As áreas com frequência de inundação intermediária ocorrem próximas aos corpos d'água, preferencialmente em suas margens. Esse posicionamento sugere que áreas com frequência de inundação intermediária são decorrentes do aumento do volume dos corpos d'água durante estações chuvosas. Já as áreas classificadas com baixa frequência de inundação tiveram maior abrangência e se distribuíram por toda a área do delta do rio Doce. A ocorrência dessa classe associou-se a áreas de baixo topográfico e em locais com oscilação altimétrica.

A análise do produto de hidroperíodo revelou, ainda, áreas de inundação permanente que não foram classificadas em sua totalidade, além de algumas áreas com frequência de inundação intermediária, que também deixaram de aparecer na classificação.

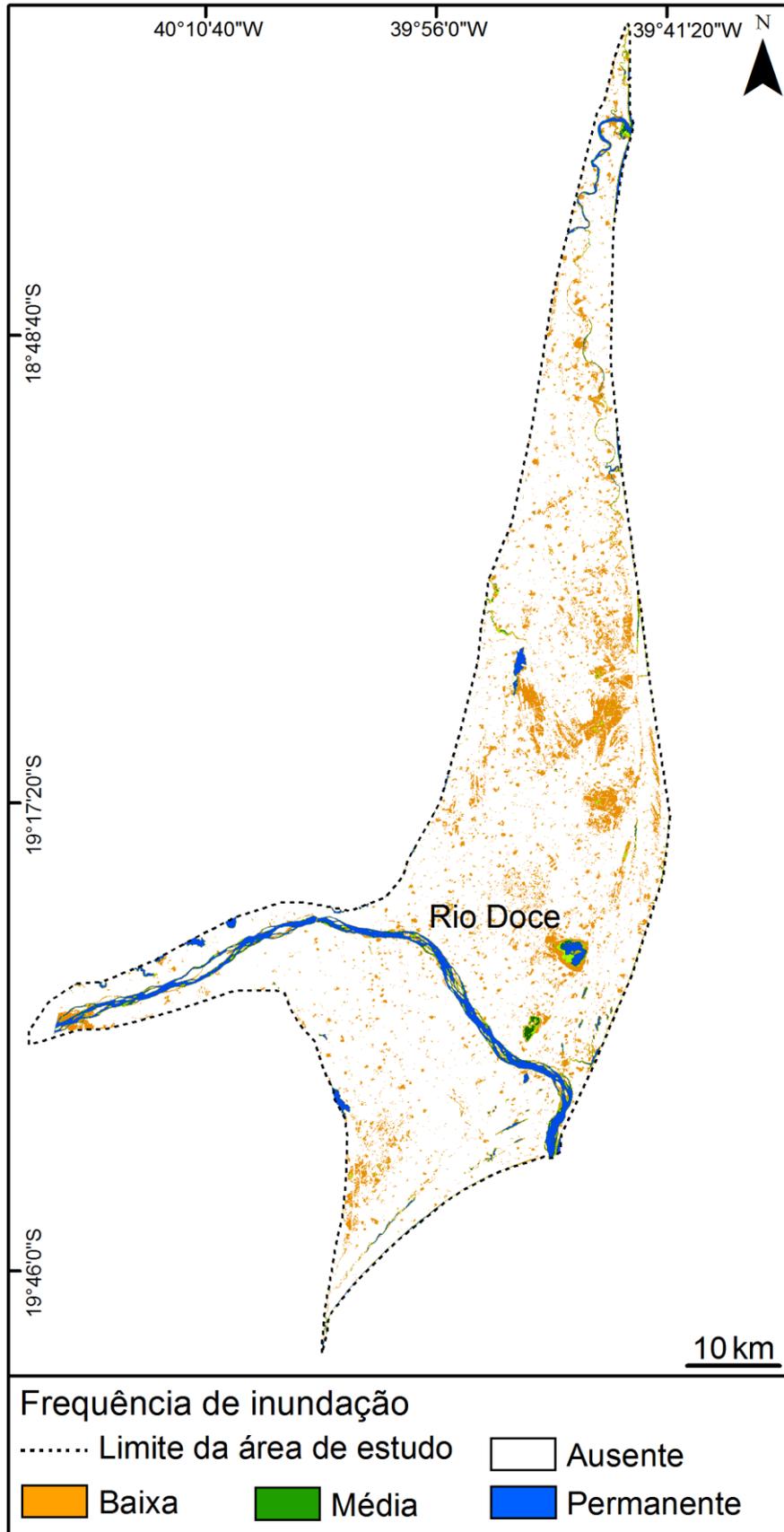


Figura 7.3 - Mapa de hidroperíodo com a frequência de inundação na área de estudo.

### **7.3. Classes morfológicas**

O delta do rio Doce caracteriza-se por uma morfologia cuspidada proeminente de grande dimensão. Ele possui interpretação complexa, com riqueza de detalhes morfológicos que revelam uma sobreposição de processos deposicionais e erosivos ao longo do tempo, além de uma variedade de subambientes coexistentes. O mapeamento das morfologias deltaicas resultou de um processo minucioso, que despendeu meses para sua finalização. A realização de trabalho de campo permitiu a validação e melhor caracterização das morfologias mapeadas com base nos produtos de sensoriamento remoto.

Sendo assim, o resultado do mapeamento morfológico foi o reconhecimento de seis classes principais relacionados às seguintes morfologias: 1) drenagem atual; 2) cordões litorâneos/*spits*; 3) paleocanais; 4) planície interdistributária; 5) flúvio-estuarina/lagunar; 6) terraço fluvial. A análise comparativa de cada uma dessas classes com base em imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup>, MDE-SRTM e ALOS/PALSAR será apresentada nos subitens a seguir. Além disso, foram selecionadas algumas áreas de maior interesse por serem representativas das principais morfologias do delta (ver Figura 7.25), e que contribuíram para dar suporte ao modelo evolutivo a ser apresentado no capítulo 8.

#### **7.3.1. Classe drenagem atual**

A rede de drenagem atual, por apresentar baixa densidade, foi extraída integralmente da imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2 (Figura 7.4), sem considerar bases de dados pré-existentes. Os corpos d'água apresentam baixa resposta espectral, configurando tons escuros na imagem utilizada, exceto o rio Doce, que apresenta cor azul claro, o que provavelmente se deve à presença de sedimentos em suspensão. O corpo d'água permanente de maior destaque na área de estudo é o rio Doce, responsável pela progradação atual do delta. Além disso, canais fluviais de dimensões menores se distribuem ao longo de toda a morfologia deltaica. Entretanto, como a frequência de inundação desses canais oscila de acordo com o regime hídrico, seu mapeamento só foi possível de ser realizado com a análise conjunta das

imagens PALSAR (RHH GHV BHH). Existem, também, distribuídas por toda área do delta do rio Doce, inúmeras lagoas, que foram identificadas com facilidade nos produtos de sensoriamento remoto utilizados. Isto foi possível devido à geometria das lagoas, que são caracterizadas por corpos d'água de dimensões alongadas ou circulares e contornos irregulares que se destacam na imagem de sensoriamento remoto representativa da paisagem do delta.

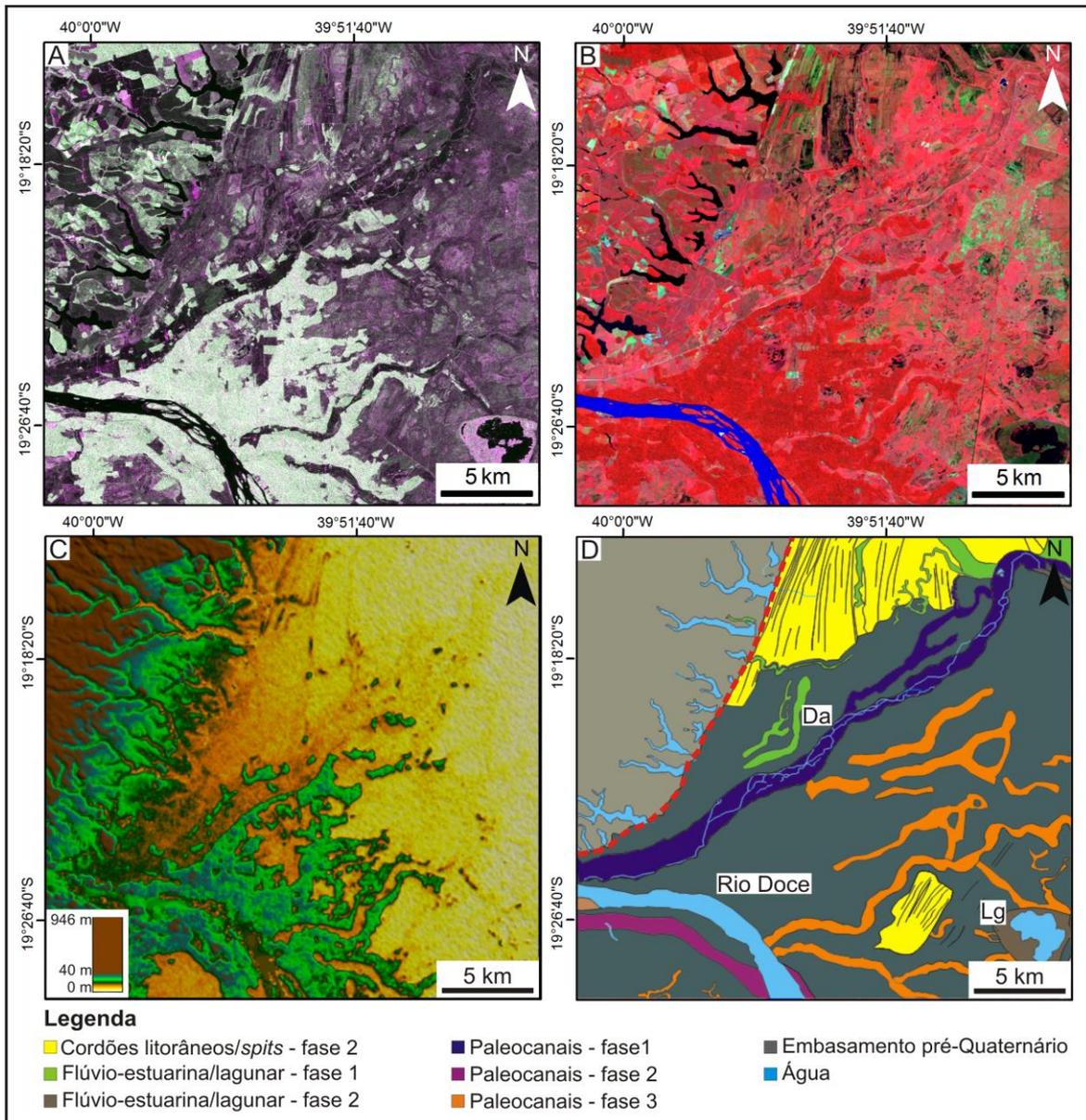


Figura 7.4 - Comparação entre os diferentes produtos utilizados no mapeamento da classe drenagem atual: A - PALSAR; B - Landsat; e C - MDE-SRTM. D - Mapa morfológico correspondente. Observar inúmeras lagoas alongadas ao longo da paleolinha de costa (linha tracejada vermelha), canal principal do rio Doce, lagoa isolada na parte central do delta (Lg) e rede de drenagem ativa superposta a paleocanal (Da).

### **7.3.2. Classe cordões litorâneos/*spits***

A comparação dos produtos de sensoriamento remoto (Figura 7.5) evidenciou melhor a classe cordões litorâneos/*spits* em imagens PALSAR (RHH GHV BHH) e TM/Landsat (R4 G7 B2). No primeiro produto, os conjuntos de cordões litorâneos/*spits* caracterizam-se por sinal de retorno intermediário em algumas áreas e fraco em outras. Já na imagem TM/Landsat, eles apresentaram alta resposta espectral, evidenciada por tons claros. Portanto, esses foram os produtos utilizados para o mapeamento dessa classe, que tem resposta espectral alta nas regiões de elevação topográfica sutil, e baixa nas áreas depressionadas favoráveis a acúmulo de água.

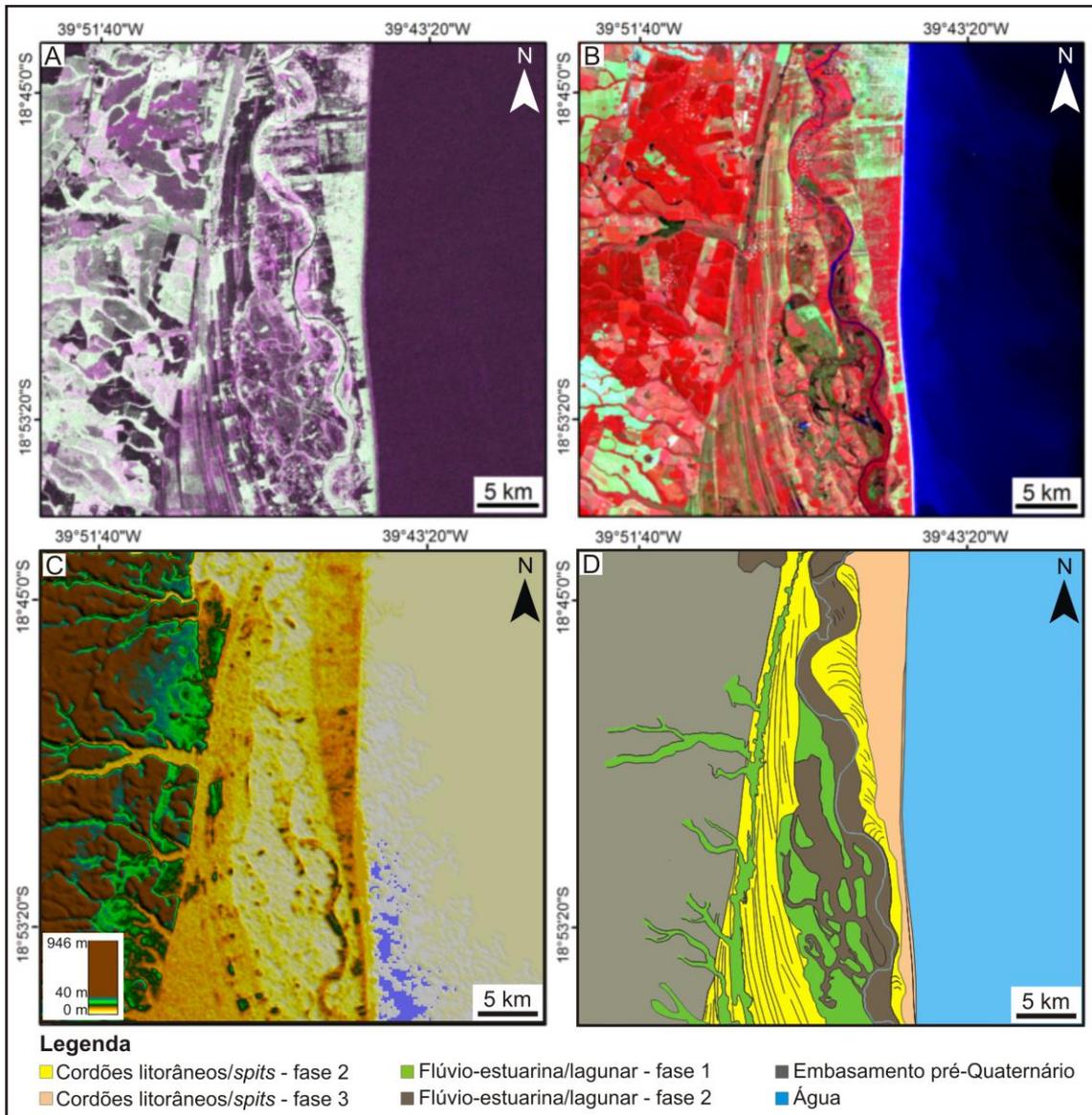


Figura 7.5 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento de cordões litorâneos/*spits*: A - PALSAR; B – Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Observar que essa classe é mais facilmente detectável nas imagens PALSAR e Landsat do que no SRTM.

Os cordões litorâneos da área de estudo correspondem a depósitos arenosos alongados, estreitos e convexos para cima. Em planta, eles aparecem como um conjunto de linhas paralelas, retilíneas a suavemente curvas e, em geral, côncavas para o mar. Essas morfologias ocorrem como sucessões paralelas à linha de costa. Grupos individuais, geralmente de geometria cuneiforme quando bem preservados, são definidos por superfícies de descontinuidade

que denotam períodos de erosão alternados com fases de sedimentação arenosa durante a progradação do delta. A distribuição dessa classe ocorre ao longo de toda a área do delta, tanto a norte, quanto a sul do rio Doce, porém sendo melhor preservada em sua porção norte.

A sul e em áreas centrais do delta, pacotes de cordões litorâneos têm limites irregulares devido à erosão. Os processos erosivos foram tão intensos em alguns casos, que resultaram na destruição de grande parte desses depósitos, restando apenas ilhas destes em meio aos demais depósitos associados ao delta.

Em campo, a classe cordões litorâneos foi confirmada por depósitos arenosos alongados e paralelos entre si, que formam morfologia suavemente ondulada, convexa para cima, de ocorrência repetitiva, e em geral com alturas de 2 a 3 m (Figura 7.6). Entre os cordões, o terreno deprimido pode ser inundado, pantanoso e, por vezes, coberto por depósitos delgados (i.e., poucos centímetros de espessura) de argila de cor preta e com abundantes restos vegetais.

Próximo à linha de costa atual, pode-se registrar os cordões litorâneos mais recentes relacionados às últimas fases de progradação do delta do rio Doce. Esses cordões foram observados a aproximadamente 70 km a norte da desembocadura atual desse rio (Figura 7.7). O último cordão já inteiramente formado eleva-se em cerca de 6 a 7 m acima do nível da maré alta. O cordão ora em formação consiste em um depósito de areia inferior a 2 m de altura, que se alonga paralelamente ao último cordão depositado, e está em contato com a praia no lado oposto. A área deprimida entre esses dois cordões é também constituída de depósitos arenosos.

Entremeados aos conjuntos de cordões litorâneos da área de estudo ocorrem *spits*, que são reconhecidos nos produtos de sensoriamento remoto por uma série de linhas paralelas, curvas e semi-circulares, distribuídas perpendicularmente aos cordões litorâneos e, portanto, à linha de costa (Figura 7.8). Muitos dos *spits* registrados no delta do rio Doce estão associados com

morfologias alongadas representativas de lagunas, algumas ainda não completamente abandonadas. Optou-se por não separar os *spits* em uma categoria à parte, dada sua ocorrência restrita na área sob forma de depósitos descontínuos e estreitos, que sistematicamente se intercalam aos cordões litorâneos.



Figura 7.6 – A, B - Vista de cordões litorâneos em campo (setas vermelhas). Notar a ondulação suave no terreno, formada pelos vários depósitos arenosos alongados, retilíneos e convexos para cima, que se alternam paralelamente, sendo separados por áreas deprimidas entre eles, típicas dessas morfologias (ver localização da área na Figura 7.25).

Três fases sucessivas de progradação foram reconhecidas na área de estudo por meio do mapeamento dos conjuntos de cordões litorâneos/*spits*. A primeira fase consiste em um conjunto de cordões litorâneos/*spits* localizado na porção centro-noroeste da área de estudo, em contato direto com a paleolinha de costa (Figura 7.9). Esses cordões são retilíneos a suavemente convexos para leste, e configuram morfologia em cúspide de aproximadamente 30 km de comprimento e 3 km de largura. Ela está situada em apenas um local da área de estudo, a aproximadamente 50 km a norte da desembocadura atual do rio Doce, principalmente em torno da desembocadura do rio Barra Seca (ver localização desse rio na Figura 7.25). Neste conjunto, os cordões litorâneos/*spits* não estão tão bem preservados quanto os conjuntos

representativos das duas outras fases de progradação do delta. Isto se deve à destruição parcial pelo desenvolvimento de outros ambientes deposicionais em fases posteriores à sua formação. Em geral, nota-se que a distribuição é relativamente proporcional entre cordões litorâneos e *spits* no conjunto representativo dessa primeira fase de progradação do delta.

Os cordões litorâneos/*spits* correspondentes à segunda fase de progradação do delta são os mais representativos da área de estudo, dada sua grande extensão e maior largura que os demais. Entretanto, diferentemente do conjunto descrito anteriormente, a distribuição deste é tipicamente descontínua, e os cordões são, em geral, alinhados de forma côncava para leste (ver Figura 7.25). Sua maior faixa de ocorrência é na porção norte do delta, onde forma três cinturões sucessivos a partir de aproximadamente 40 km da desembocadura do rio Doce atual. Estes cinturões tem geometria em cunha, com ápices voltados para norte, sendo que o último se estende até o limite final do delta. Esses cinturões mostram limites bruscos e irregulares. Os dois mais a sul estão em contato brusco e direto com o conjunto de cordões/*spits* representativos da fase 1, enquanto o cinturão norte, mais alongado, encontra-se com a paleolinha de costa, onde são interceptados por uma série de paleocanais. As outras ocorrências de cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 2 são representadas por três morfologias isoladas em meio a depósitos da planície interdistributária (ver descrição desta classe no item 7.3.4). Uma delas localiza-se a aproximadamente 5 km a norte do rio Doce atual, enquanto as outras duas, ocorrem a sul deste, sendo a menor posicionada imediatamente ao lado desse rio e a outra distante 10 km dele (Figura 7.10). Apesar de isoladas, é interessante notar que essas três ocorrências estão em continuidade lateral (ver Figura 7.25). Pode-se notar dois conjuntos de *spits* representativos da fase 2. Um localiza-se no interior do delta do rio Doce, tem dimensão aproximada de 6 km de comprimento e 2 km de largura e geometria côncava para o norte. O outro conjunto está distribuído ao longo da costa na porção norte do delta e tem aproximadamente 20 km de comprimento e 2 km na largura na sua porção mais espessa.

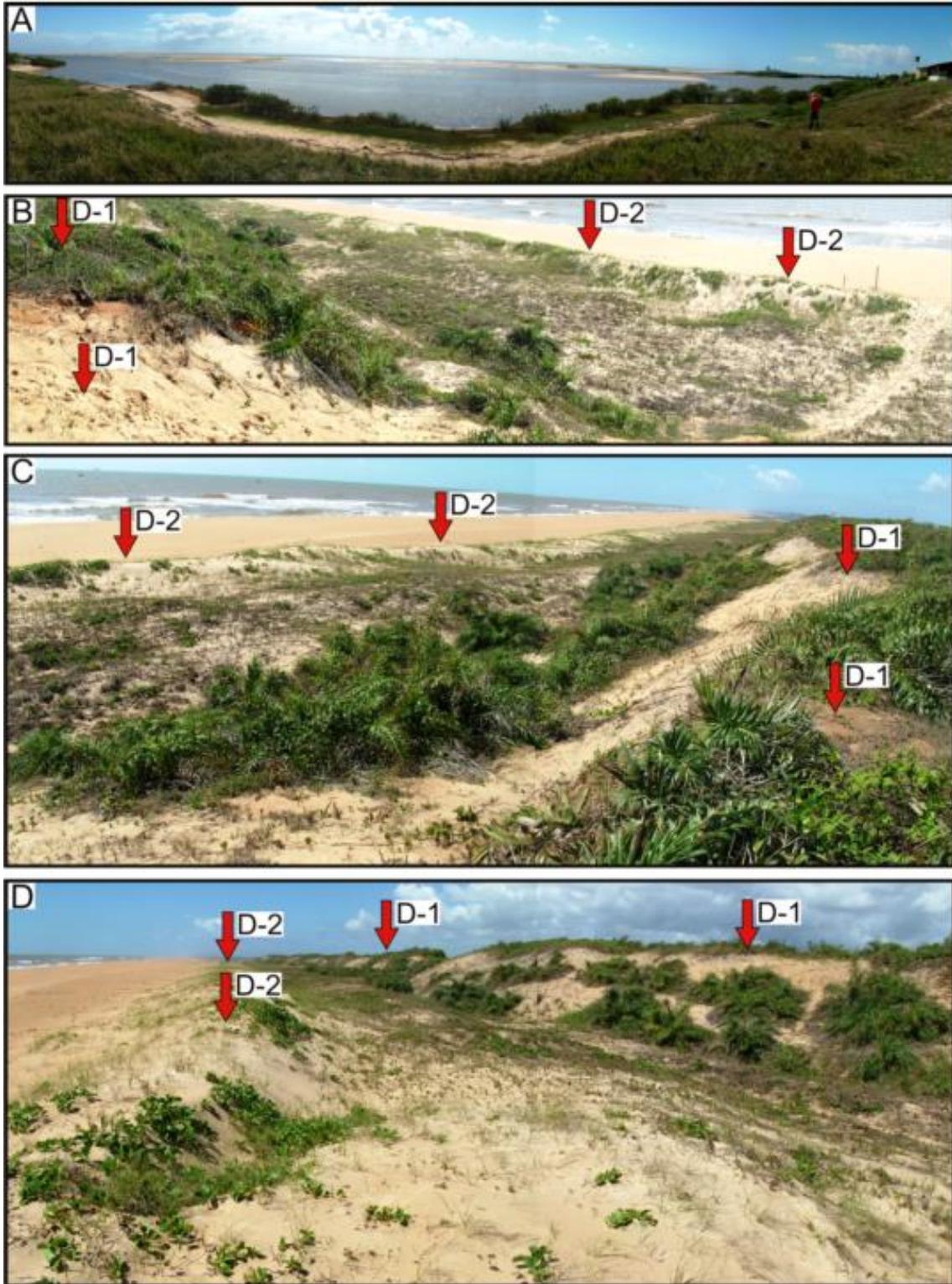


Figura 7.7 – Vista em campo dos cordões litorâneos mais recentes associados com a progradação do delta do rio Doce. A – Vista panorâmica da costa na área de ocorrência desses cordões. B a D– Detalhes do último cordão já formado (D-1) e do cordão ora em formação (D-2) (ver localização da área na Figura 7.25).

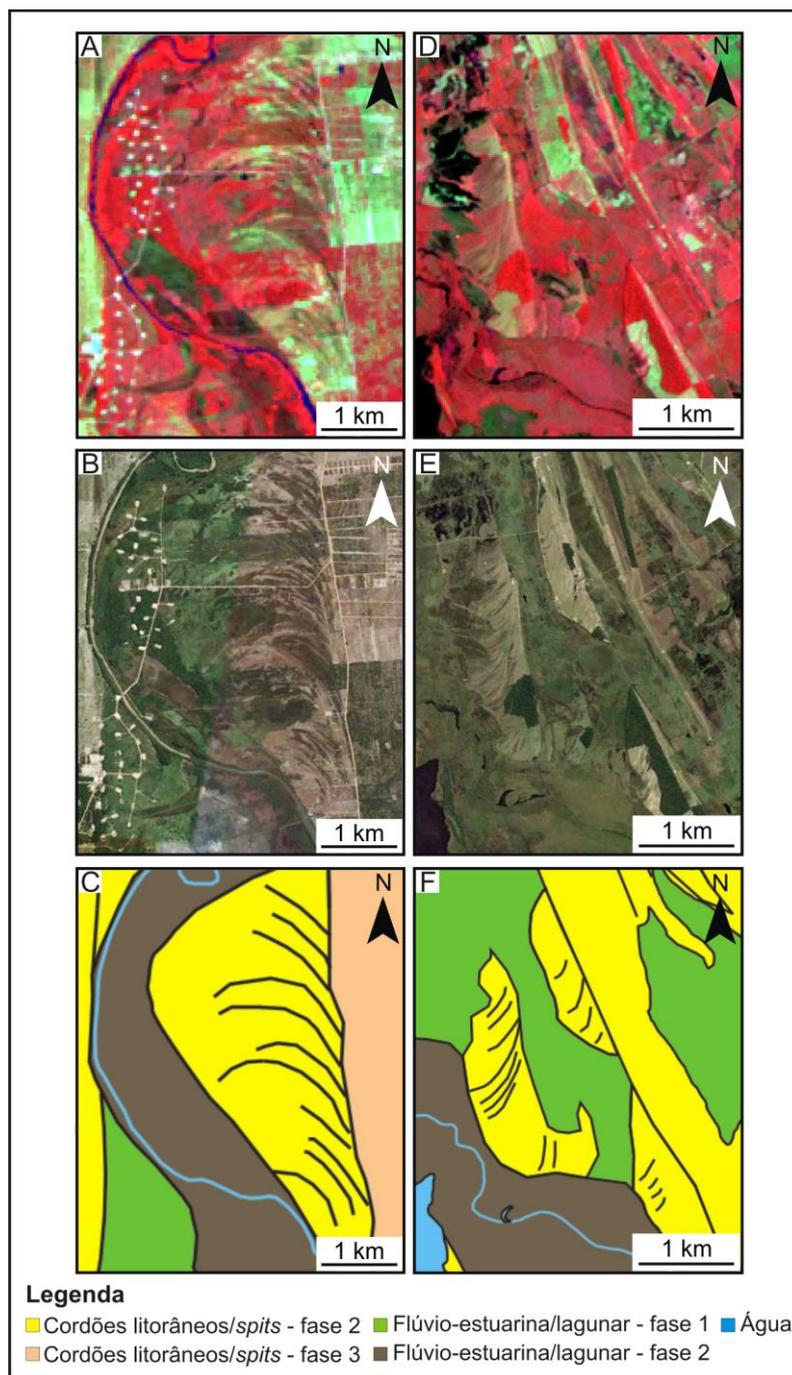


Figura 7.8 – A, B, C - *Spits* localizados a norte do delta do rio Doce. Note que essa morfologia forma um corpo de areia alongado, sendo representada em superfície por uma série de linhas paralelas e curvas distribuídas perpendicularmente aos cordões. Neste caso, os *spits* estão atrelados ao paleocanal sinuoso paralelo aos cordões. D a F – *Spits* localizados no interior do delta, porção centro-norte da área de estudo. Essa morfologia é cuneiforme e côncava para norte, com distribuição perpendicular aos cordões litorâneos (A, D - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; B, E – imagem Quickbird com composição R3 G2 B1 disponível no Google Earth; C,F - mapa morfológico com a indicação dos depósitos de *spits* (ver localização na Figura 7.25).

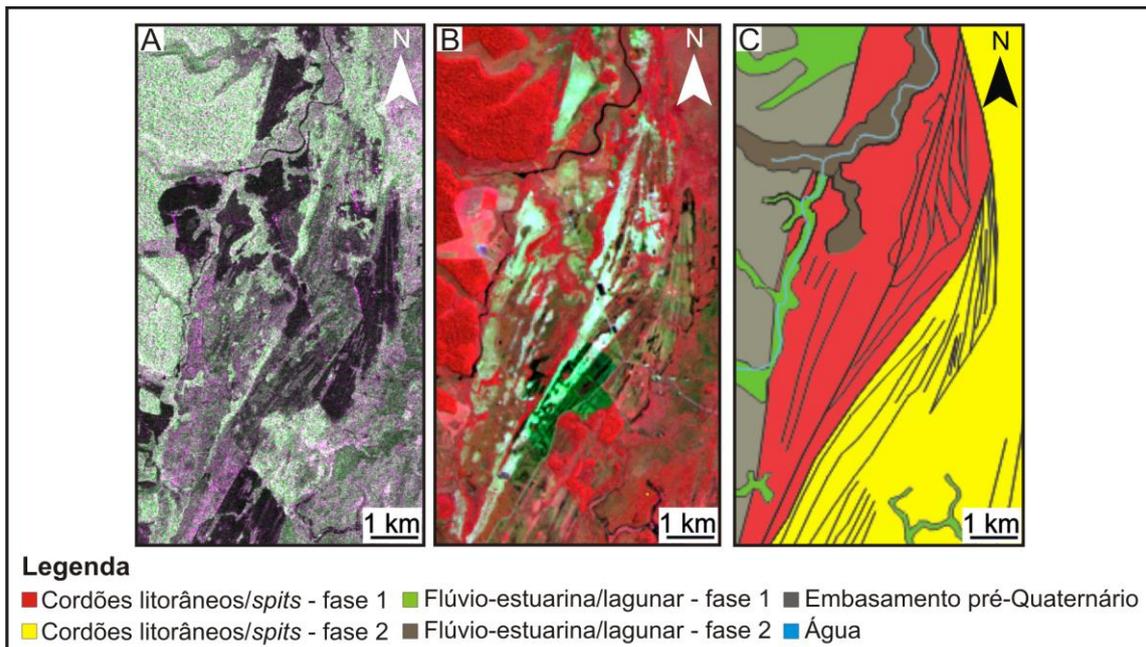


Figura 7.9 - A a C - Conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondente à primeira fase de progradação deltaica. Este conjunto representa uma morfologia isolada na porção centro-noroeste do delta do rio Doce (A – imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - mapa morfológico correspondente (ver localização na Figura 7.25).

Os cordões litorâneos representativos da segunda fase de progradação do delta perfazem aproximadamente 85% desse conjunto, contra apenas 15% de *spits*. Parte desses depósitos foi erodida, principalmente em suas porções localizadas mais próximas à linha de costa atual. Isto é revelado pelas bordas abruptas e irregulares, que estão em contato direto com depósitos flúvio-estuarinos/lagunares formados em fases subsequentes (ver descrição dessa classe no item 7.3.5). Esses depósitos também separam os três cinturões de cordões desta fase de progradação do delta, além de ocorrerem entremeados a estes em vários outros locais.

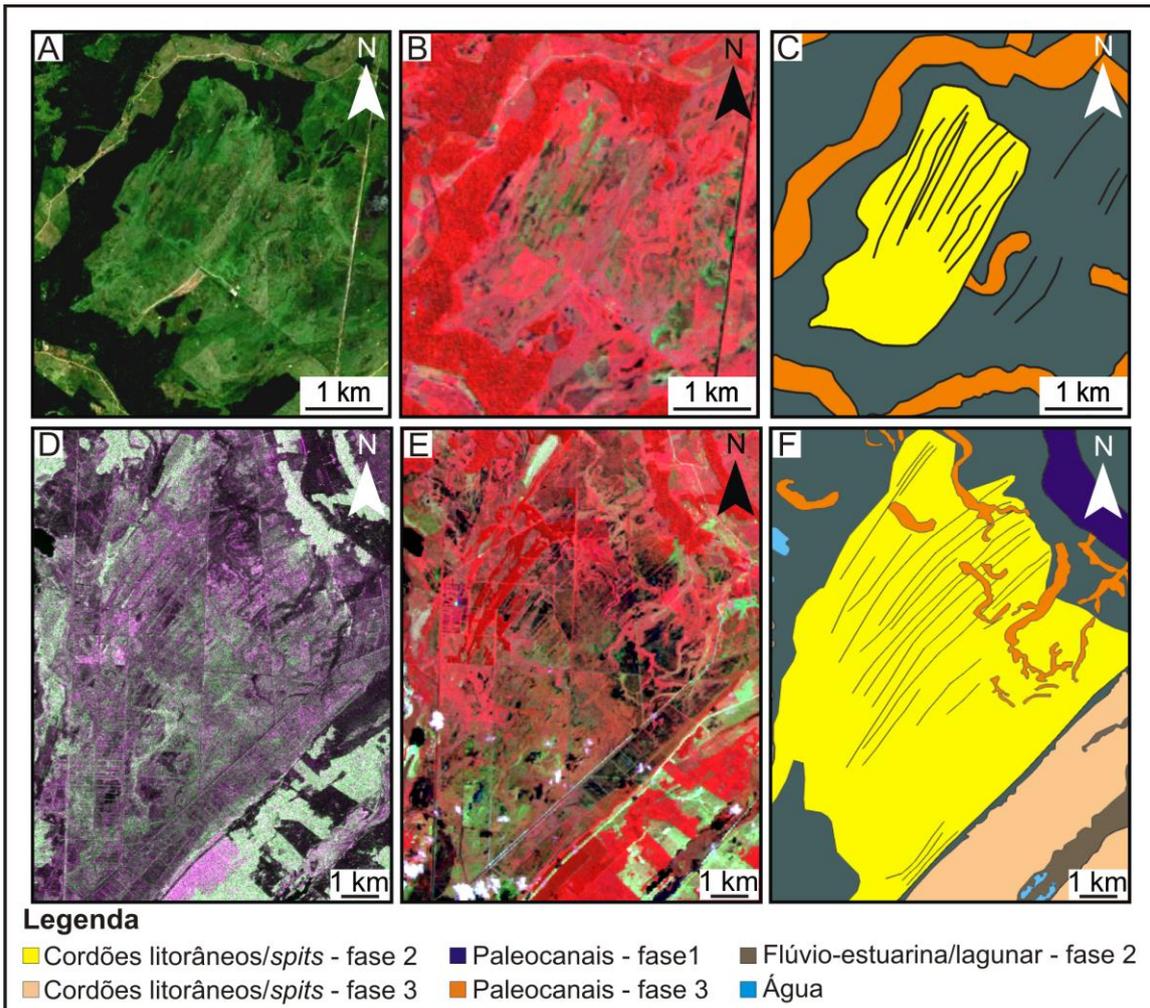


Figura 7.10 - Detalhes de duas ilhas de cordões litorâneos preservadas no delta do rio Doce, sendo A a C localizada em sua porção central e D a F localizada em sua porção sul (ver localização na Figura 7.25). A – imagem *Quickbird-Google Earth* com composição R3 G2 B1; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; C - mapa morfológico correspondente às Figuras A e B. D - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; E - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; F - mapa morfológico correspondente às Figuras D e E (ver localização dessa área na Figura 7.25).

Os cordões litorâneos/*spits* correspondentes à terceira fase de progradação do delta do rio Doce localizam-se em sua parte mais distal (externa). Esses depósitos se estendem continuamente por toda a linha de costa sob forma de uma franja de sedimentos arenosos que definiram a morfologia final cuspidada deste sistema deposicional. O conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo dessa fase tem extensão de 160 km e largura máxima de 10 km próximo à desembocadura do rio Doce. Esses depósitos, por serem os mais

jovens, possuem morfologia bem preservada na paisagem, o que facilitou sua caracterização. A sul do rio Doce, esses depósitos formam um corpo arenoso de aproximadamente 45 km de extensão, que é ligeiramente côncavo para o mar. Em contraste, a norte do rio Doce, esses depósitos se estendem por aproximadamente 115 km, e são, em geral, suavemente convexos para o mar. *Spits* são abundantes nesse conjunto, porém com concentração principalmente em torno de ambas as margens do rio Doce (Figura 7.11). Em geral, existe domínio de cordões litorâneos sobre *spits*, que correspondem a 95% e 5% do total do conjunto representativo da fase 3 de progradação do delta, respectivamente.

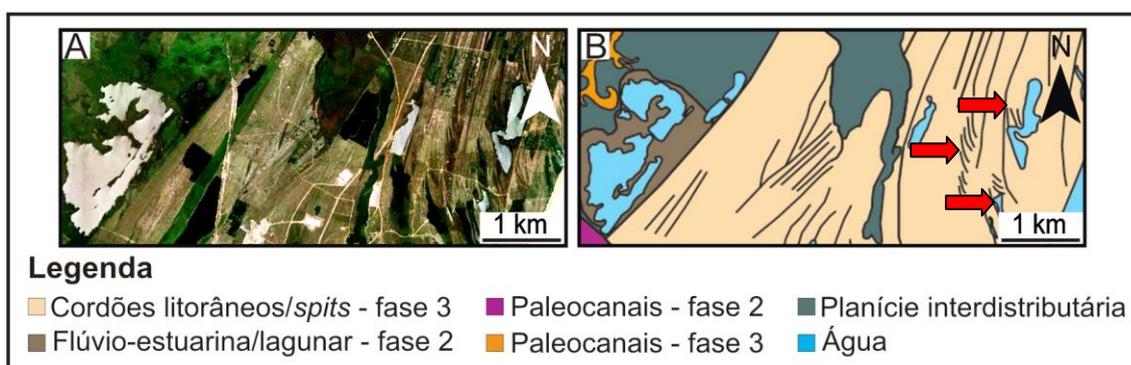


Figura 7.11 – Conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 de progradação do delta. Esse conjunto está localizado na margem norte do rio Doce, próximo à sua desembocadura. Setas vermelhas indicam a localização dos *spits* representativos dessa fase (A – imagem *Quickbird-Google Earth* com composição R3 G2 B1; B - mapa morfológico correspondente) (ver localização dessa área na Figura 7.25).

### 7.3.3. Classe paleocanais

Esta classe foi, de maneira geral, identificada em todos os produtos de sensoriamento remoto. O PALSAR (composição RHH GHV BHH) mostrou-se mais eficaz na visualização da rede de paleocanais reconhecida em associação à planície interdistributária que ocorre no entorno do rio Doce, principalmente a norte deste (Figura 7.12). Porém, o MDE-SRTM foi mais eficiente na caracterização de paleocanais maiores relacionados com cursos pretéritos desse rio (Figura 7.13). Sobre a resposta espectral da paleodrenagem, pode-se aferir que os canais mais recentes apresentaram

tonalidades mais claras, enquanto que os mais antigos foram caracterizados por tons escuros. Alguns dos paleocanais estão ainda em fase de abandono, podendo conter água acumulada localmente, principalmente durante períodos chuvosos.

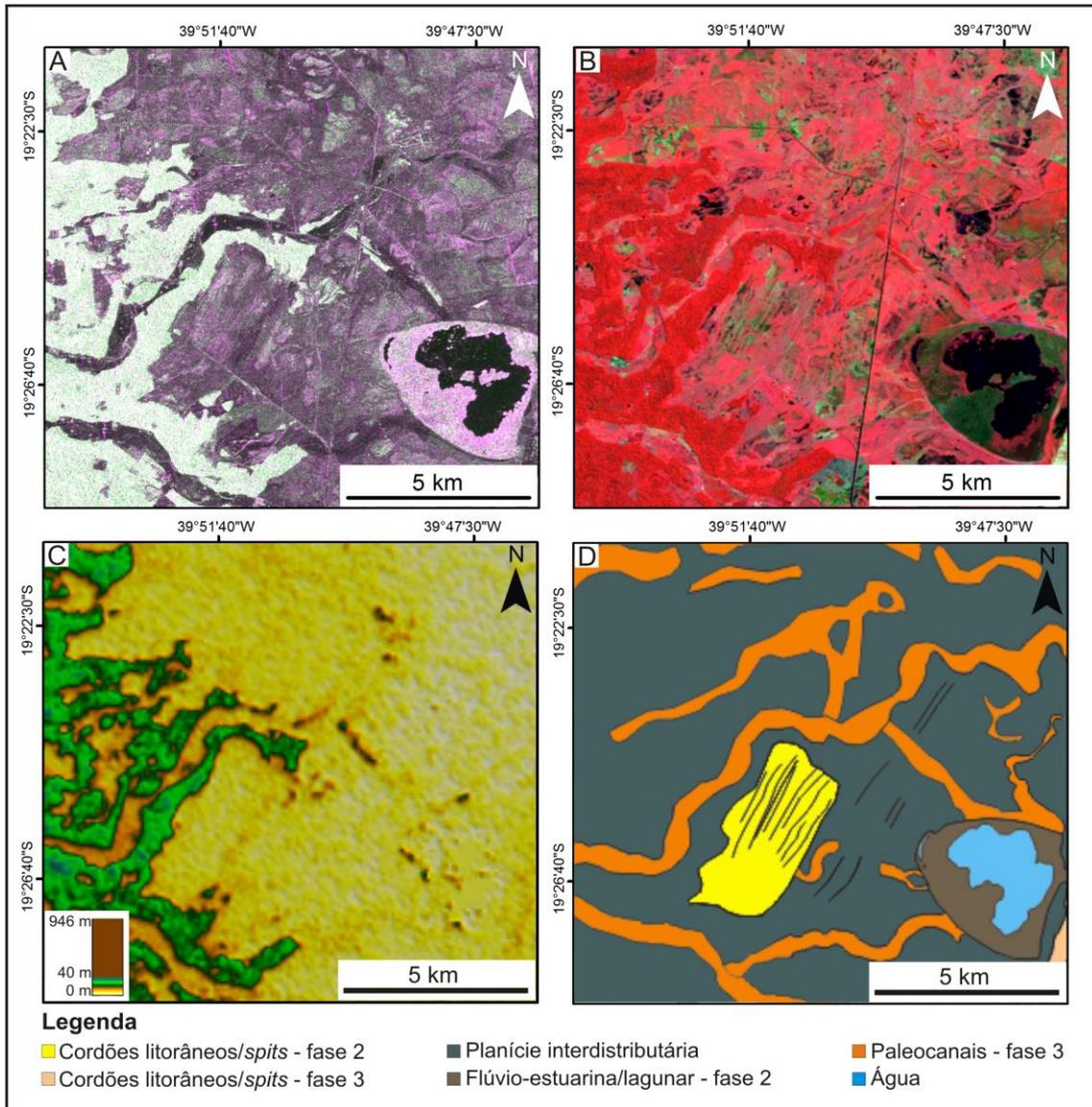


Figura 7.12 - Comparação entre os diferentes produtos utilizados no mapeamento da classe paleocanais: A - PALSAR; B - Landsat; e C - MDE-SRTM. D - Mapa morfológico correspondente.

Os paleocanais que registram cursos anteriores do rio Doce formam três cinturões sinuosos e alongados, de dimensões, em geral, similares à do curso atual desse rio, ou seja, com largura aproximada de 1,3 km e comprimento máximo de 50 km ao longo da planície deltaica. Esses paleocanais localizam-

se na região central da área de estudo, tendo sido esculpidos sobre depósitos da planície interdistributária (ver descrição desta classe no item 7.3.4). O paleocanal localizado mais a sul (fase 1) é o mais curto, tendo dimensões aproximadas de 27 km de extensão e 1,8 km de largura. Ele é orientado para sudeste, mas sofre inflexão para sul-sudeste em sua porção mediana. Sua desembocadura é limitada bruscamente pelos cordões litorâneos/*spits* da fase 3. Embora ligeiramente mais estreito, o paleocanal norte (também preliminarmente incluído na fase 1 - ver discussões no item 8.5) é mais extenso e sinuoso que o anterior, com dimensão aproximada de 40 km de extensão e, em geral, 1 km de largura. Ele sofre bifurcação em sua porção mediana, quando assume natureza distributária. Este paleocanal segue inicialmente para nordeste, porém apresenta inflexão brusca e ortogonal para sudoeste em sua porção terminal, onde encosta em depósitos de cordões litorâneos/*spits* da fase 2 e em depósitos flúvio-estuarinos/lagunares da fase 1. Neste ponto, o canal principal se ramifica novamente em outros canais menores, sendo alguns deles direcionados para nordeste, onde interceptam depósitos flúvio-estuarinos/lagunares da fase 1. Portanto, o local de sua desembocadura não é tão claro como no paleocanal sul, porém como aquele, nenhum desses canais ultrapassam os cordões litorâneos/*spits* da fase 3. É importante salientar que, apesar de se tratar de um paleocanal, a porção mediana a distal deste possui drenagem atual representada por um conjunto de canais bem mais estreitos que o paleocanal.

O paleocanal central (fase 2) acompanha paralelamente o curso do rio Doce atual, confundindo-se com ele em vários locais, o que mostra que esse rio ocupou, pelo menos parte do vale esculpido em seu curso anterior. À montante, esse paleocanal tem por limite a classe de terraço fluvial, enquanto que à jusante desenvolve-se quase até a linha de costa atual sobre o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3 (ver Figura 7.25). Ele possui aproximadamente 45 km de extensão e 1,5 km de largura. A maior diferenciação entre o curso atual do rio Doce e o curso do paleocanal central ocorre na porção proximal e distal da planície deltaica. No último caso, ambos esculpem sobre os cordões litorâneos/*spits* da fase 3 (Figura 7.14). Porém,

nota-se que a desembocadura do paleocanal posiciona-se imediatamente a oeste dos últimos cordões.

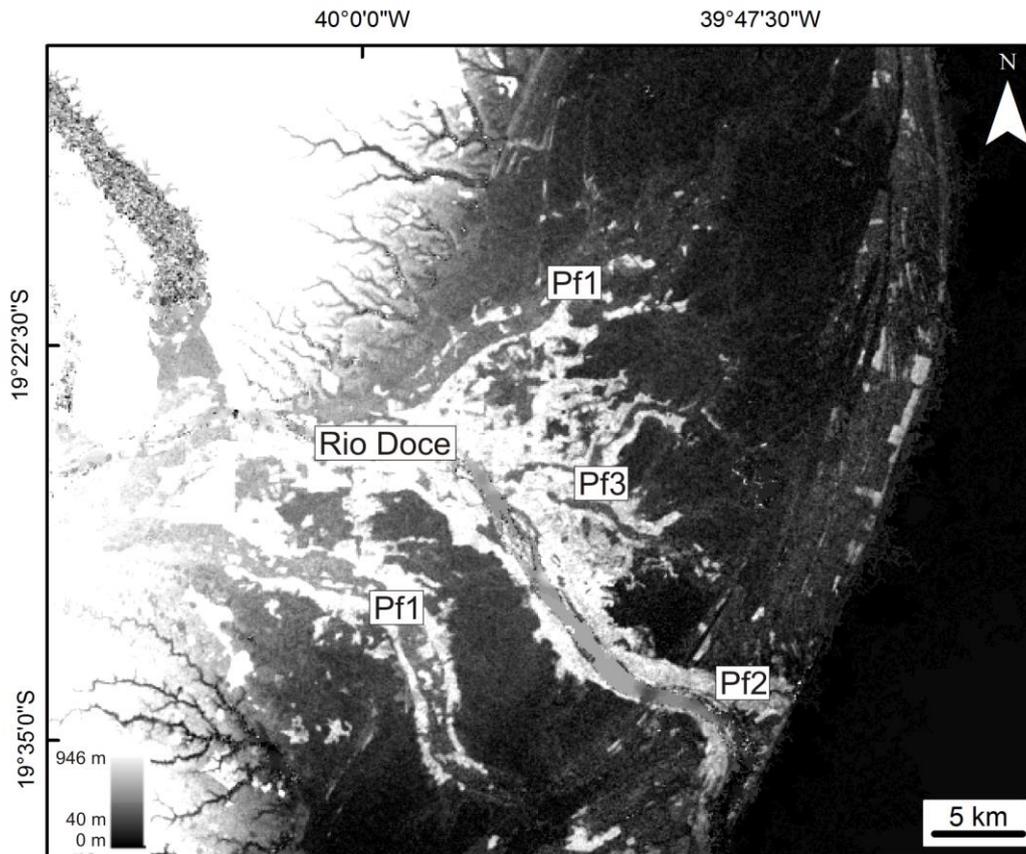


Figura 7.13 – Indicação das três fases representativas dos paleocanais do delta do rio Doce e do curso atual desse rio identificados no MDE-SRTM. Observar os dois paleocanais correspondentes à fase 1, situados a norte (Pf1) e a sul (Pf1) do rio Doce atual, o paleocanal representativo da fase 2 (Pf2) e alguns dos paleocanais da fase 3 localizados a norte do rio Doce (Pf3).

Além dos paleocanais acima descritos, houve uma terceira fase de formação de paleocanais, sendo esta representada por uma rede de paleocanais menores que se estendem por toda a porção central do delta. O conjunto de paleocanais representativos dessa fase, que ocorre principalmente a norte do rio Doce, possui limite erosivo com os cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3 e desenvolve-se sobre eles em algumas localidades. Alguns desses paleocanais correm em direção à linha de costa, enquanto outros evoluem paralelos à ela. Pode-se notar que a sul do rio Doce ocorrem paleocanais distributários da fase 3 sobre o conjunto de cordões litorâneos/*spits*

representativos da fase 2 (Figura 7.10-D), e que a norte deste rio, a ilha remanescente dessa classe divide o fluxo de alguns desses paleocanais (Figuras 7.10-C e 7.12-D).

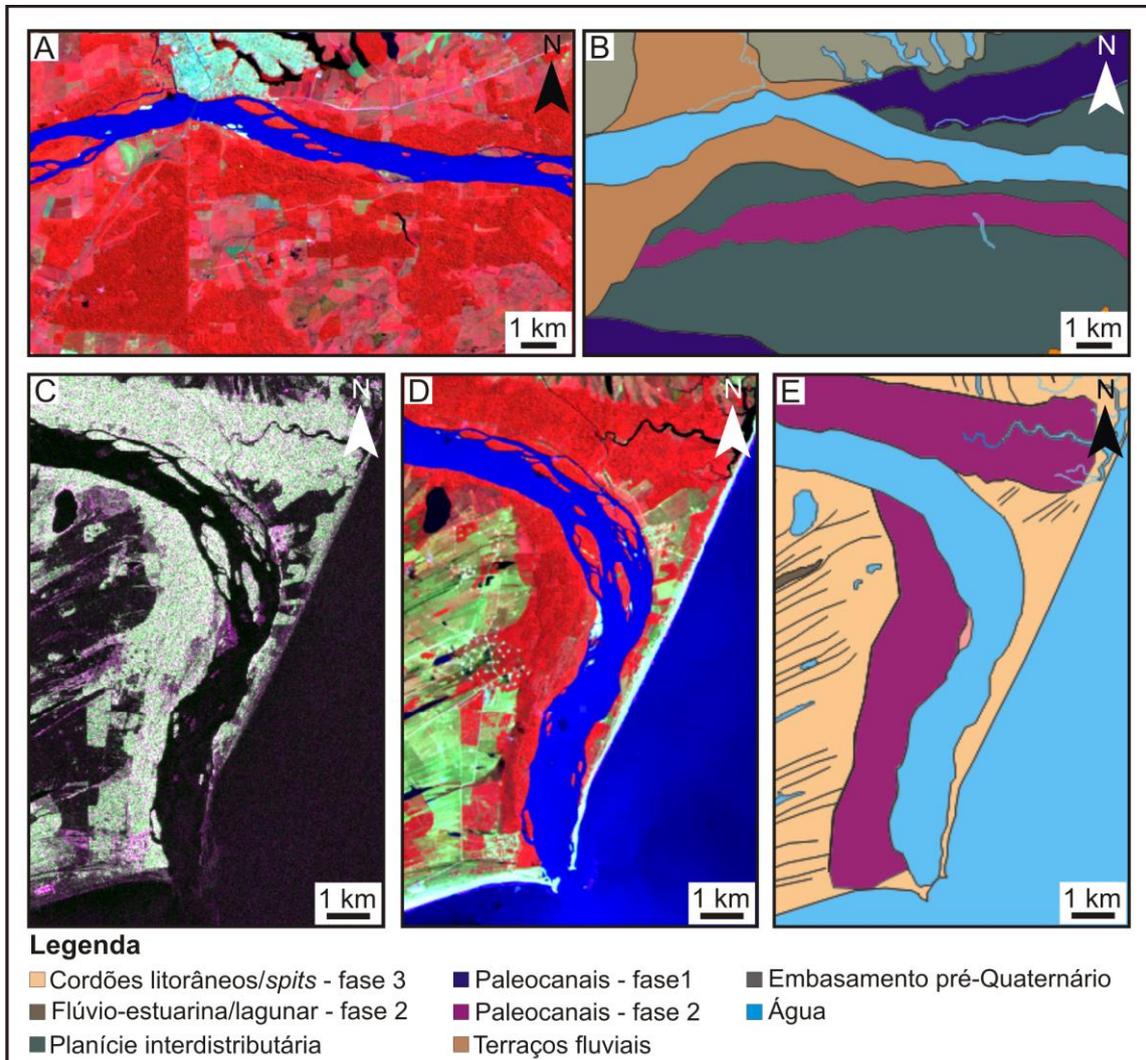


Figura 7.14 – A, B – Localização do paleocanal representativo da fase 2 limitado à montante com a classe terraço fluvial e diferenciação entre o curso atual do rio Doce e esse paleocanal. C, D, E – Localização à jusante do paleocanal correspondente à fase 2 sobre o conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 3, com detalhe para a desembocadura do paleocanal posicionada imediatamente a oeste dos últimos cordões. A, D – Landsat; e C – PALSAR. B, E – Mapa morfológico correspondente (ver localização dessa área na Figura 7.25).

Em campo, pode-se observar a morfologia dos paleocanais da fase 1, que ocorre em depressão muito suave, quase imperceptível na paisagem. Perfurações realizadas nessa classe revelaram sucessões arenosas de até 15

m de espessura, constituídas de areias quartzosas variando de muito grossas a finas, organizadas em ciclos grano-decrescentes para cima.

#### **7.3.4. Classe planície interdistributária**

A classe planície interdistributária foi a única mapeada sobre a banda 5 do TM/Landsat (Figura 7.15). Isto se deve ao limite sutil entre essa classe e o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2 que ocorre à aproximadamente 35 km do curso atual do rio Doce. O reconhecimento desse limite foi possível devido à resposta espectral e à textura diferenciada entre a morfologia que se desejava mapear e a classe vizinha.

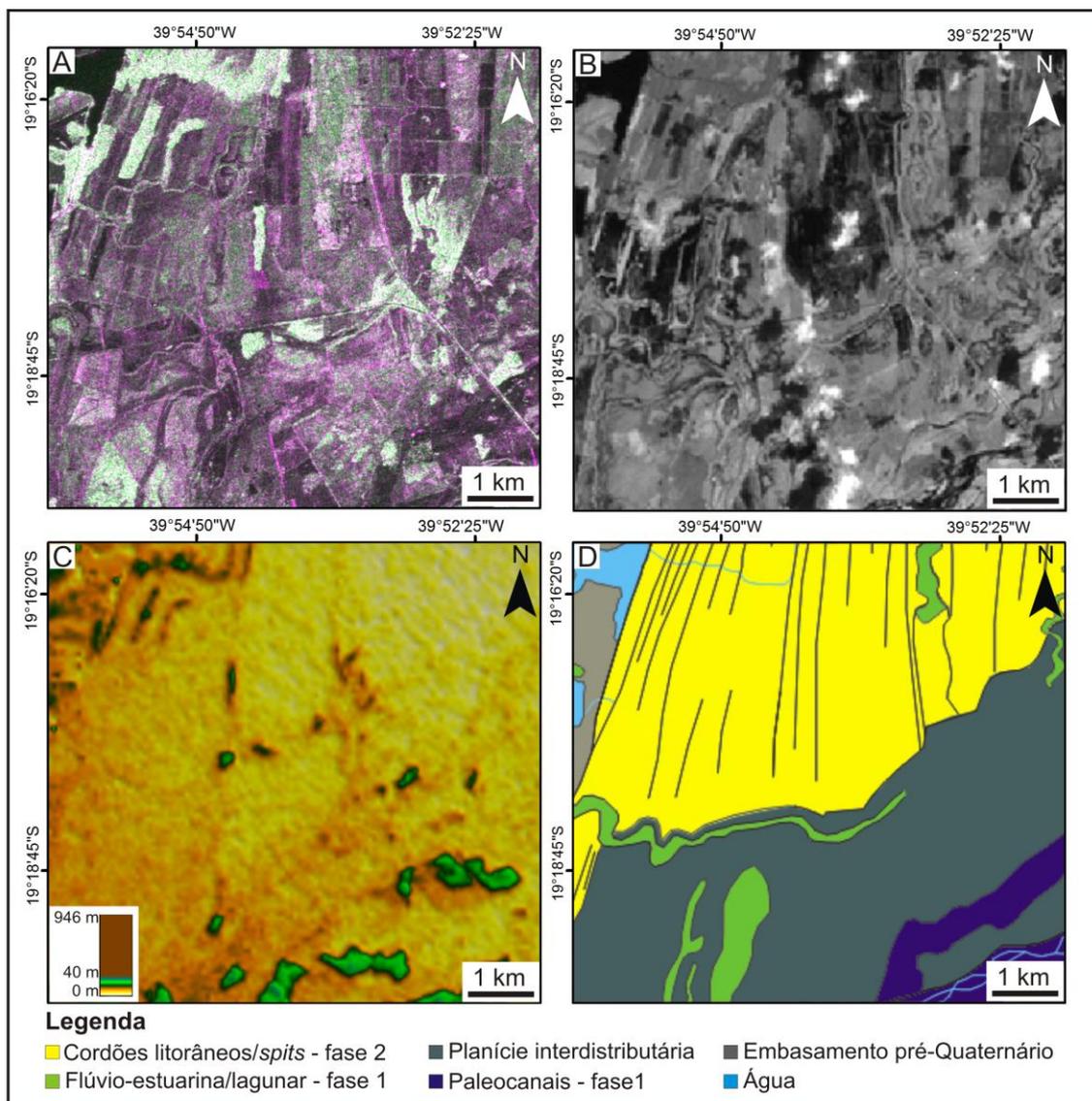


Figura 7.15 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento da classe planície interdistributária: A - PALSAR; B – Banda 5 do TM/Landsat; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente. Observar limite brusco entre planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2.

A planície interdistributária ocupa, em sua maioria, a parte central da área de estudo, sendo segmentada pelo curso atual do rio Doce, bem como por seus paleocanais e pela rede de paleocanais menores correspondentes à fase 3. A sul do rio Doce, esta classe limita-se a noroeste com a classe terraço fluvial (ver descrição desta classe no item 7.3.6) e a oeste com a paleolinha de costa. A leste, ela se estende aproximadamente 30 km até limitar-se com o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3. A norte do rio Doce, a

classe planície interdistributária limita-se a oeste com a paleolinha de costa e a norte com o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2. Nessa área, essa classe desenvolve-se para leste por aproximadamente 25 km, até encontrar o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3. Além disso, essa porção da planície interdistributária possui maior densidade de paleocanais correspondentes à fase 3 do que depósitos correspondentes que ocorrem a sul do rio Doce. O limite entre a classe planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* da fase 2, bem como com a classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 1, é tipicamente brusco (Figura 7.16). É interessante notar que, em ambas as margens do rio Doce, a classe planície interdistributária, apesar de ocorrer na parte interna dos cordões/*spits* representativos da fase 3, não é limitada por estes (Figura 7.17).

Em campo, registrou-se a classe planície interdistributária em várias áreas na porção norte do rio Doce, onde ela é representada por amplas depressões suaves contendo substrato constituído de argilas orgânicas e/ou turfeiras (Figura 7.18).

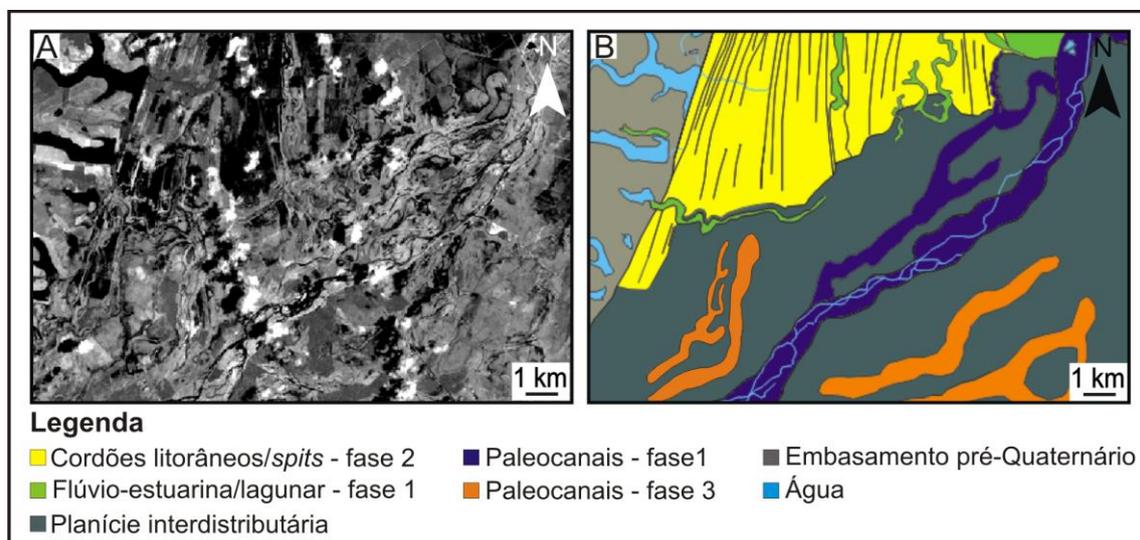


Figura 7.16– Limite entre a classe planície interdistributária e o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2 a norte do rio Doce. A – Banda 5 do TM/Landsat; B – Mapa morfológico correspondente (ver localização dessa área na Figura 7.25).

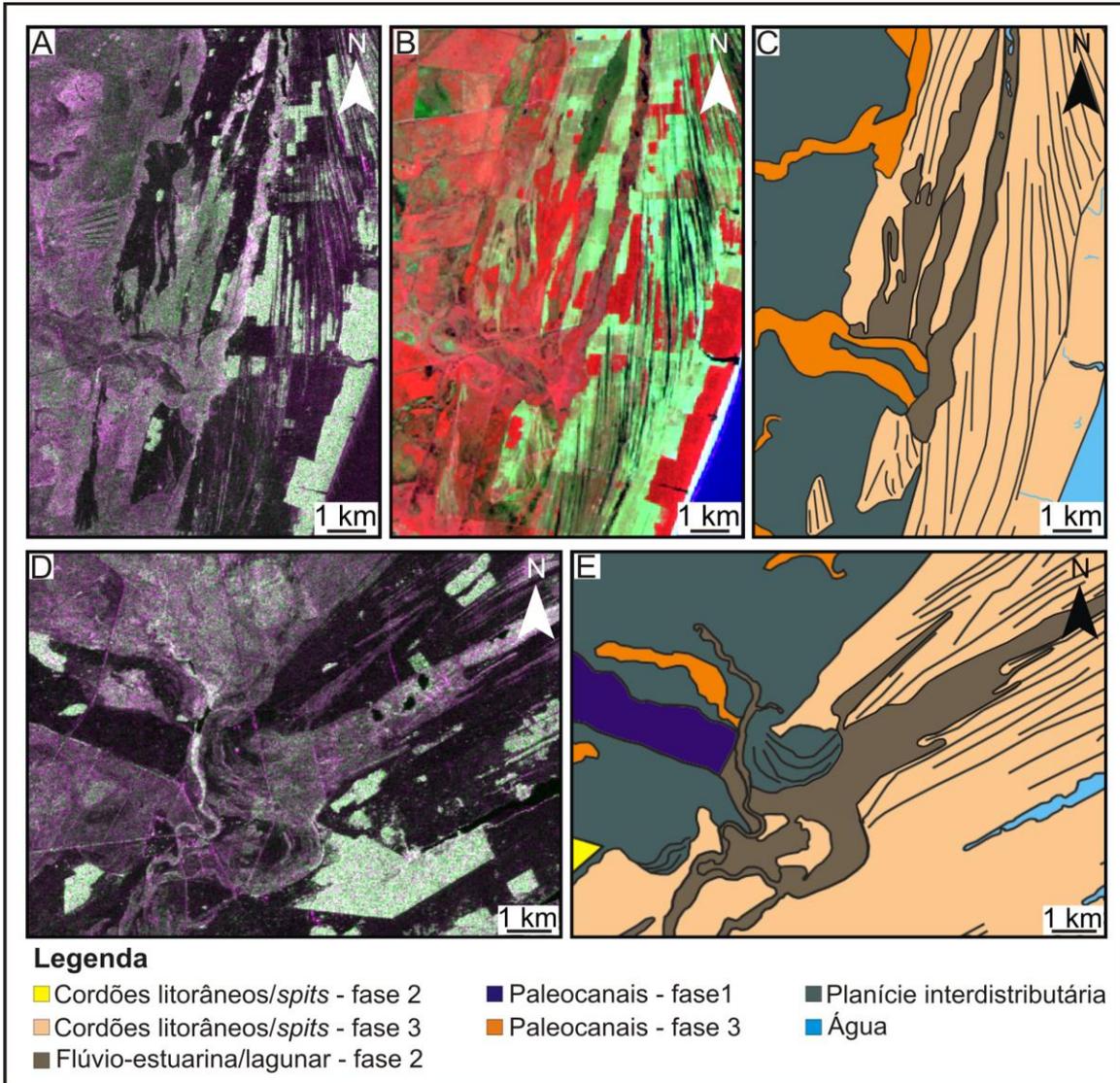


Figura 7.17 – Conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 sendo sobreposto erosivamente pela classe planície interdistributária próximo à desembocadura do rio Doce. Observar que o paleocanal correspondente à fase 3 possui limite erosivo com o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativo da fase 3 e desenvolvem-se sobre eles em algumas localidades, como foi descrito no item 7.3.3. A a C – Norte do rio Doce, sendo: A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - Mapa morfológico correspondente. D,E - Sul do rio Doce, sendo: D - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; E - Mapa morfológico correspondente (ver localização dessas áreas na Figura 7.25)



Figura 7.18 - Depressão suave com substrato constituído de argilas orgânicas e/ou turfeiras (setas vermelhas) representativa da classe planície interdistributária a norte do rio Doce (ver localização da área na Figura 7.25).

### 7.3.5. Classe flúvio-estuarina/lagunar

A comparação dos produtos de sensoriamento remoto (Figura 7.19) revelou que a classe flúvio-estuarina/lagunar é principalmente reconhecida em imagens PALSAR (RHH GHV BHH) e, secundariamente na imagem TM/Landsat (R4 G7 B2). Além desses produtos, imagens disponíveis no *Google Earth* foram utilizadas para o mapeamento de detalhe dessa classe em algumas áreas de maior interesse.

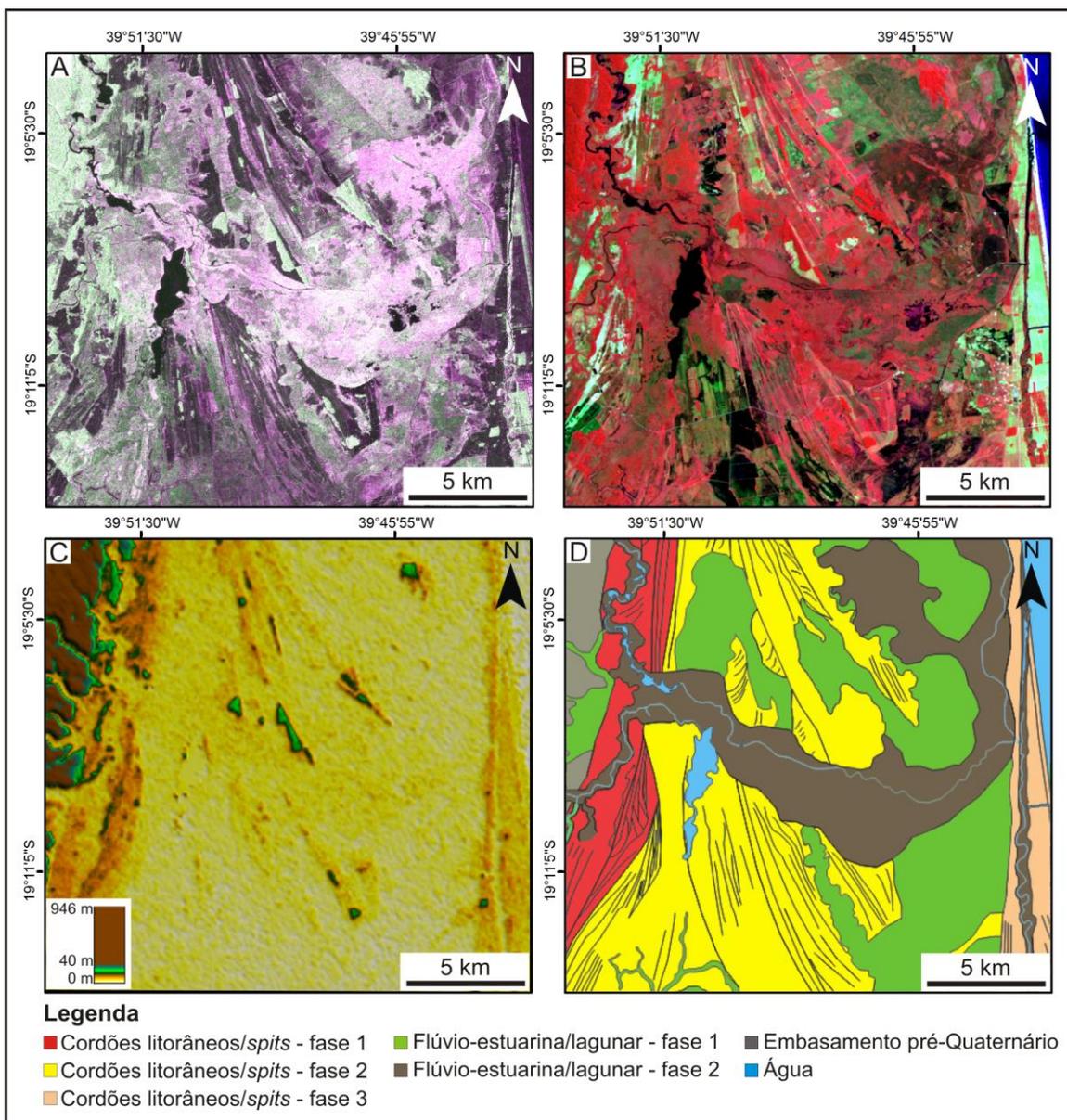


Figura 7.19 - Comparação entre os diferentes produtos de sensoriamento remoto utilizados no mapeamento da classe flúvio-estuarina/lagunar: A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B - imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; e C - MDE-SRTM. D - Mapa morfológico correspondente. Notar a natureza alongada e estreita dessa classe, sugestiva de canalização. Observar, também, a falta de expressão dessa classe nos dados do MDE-SRTM.

De modo geral, essa classe é predominante a norte do rio Doce, com início a aproximadamente 35 km deste, onde ocorre como um cinturão alongado na direção norte-sul, sendo interdigitada com conjuntos de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2 e 3. O limite entre essas classes é fortemente irregular e erosivo, sendo que a classe flúvio-estuarina/lagunar adentra

naquela. Evidências da forte erosão da classe flúvio-marinha/lagunar sobre o conjunto de cordões litorâneos correspondentes à fase 2 são verificadas a noroeste do rio Doce atual (Figura 7.20). Sobre a localização geográfica desta classe, ela limita-se na sua porção sul, com a classe planície interdistributária e na porção norte, ela estende-se até o limite norte do delta do rio Doce. A oeste, ela localmente adentra por toda a extensão do delta entremeada aos cordões litorâneos da fase 2, estabelecendo contato direto com a paleolinha de costa, e atravessando esta sob forma de várias paleocanalizações; é interessante notar que estas se estendem até o limite sul do conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 1, sendo que a sul deste ponto ocorre uma série de lagoas alongadas (i.e., rias fluviais) de morfologia similares a esses depósitos (ver localização na Figura 7.25 ao longo de toda a paleolinha de costa a norte do rio Doce). A leste, a classe flúvio-estuarina/lagunar limita-se com o conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 3. Além disso, duas morfologias representativas dessa classe ocorrem no extremo sul do delta do rio Doce, onde elas se sobrepõem as classes planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 3 (Figura 7.21).

As ocorrências descritas acima foram relacionadas a uma primeira fase de evolução da classe flúvio-estuarina/lagunar. Uma segunda fase foi, ainda, reconhecida. Esta é principalmente reconhecida a norte do rio Doce, sendo representada por duas morfologias principais. A primeira forma um cinturão estreito (em média 1,3 km de largura), sinuoso e alongado no sentido norte-sul, que se estende desde aproximadamente 40 km do curso atual do rio Doce até o extremo norte do delta, totalizando 70 km de extensão paralelo à linha de costa atual. Para norte, essa morfologia, que pode apresentar pequenas ramificações laterais, intercepta o conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 2. Para sul, ela ocorre no limite entre o conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 3, a leste, e a classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 1 a oeste. Daí, sofre inflexão brusca e ortogonal para oeste, quando intercepta o conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 2 e 1, até ultrapassar a paleolinha de costa. O segmento leste-oeste é mais alargado, com aproximadamente 16 km de extensão e 3,5 km de largura. Sobre os cordões litorâneos/*spits* da fase 3,

ocorre sua subdivisão em dois cinturões estreitos, sinuosos, um direcionado de norte e outro de sul (ver esse detalhe nas Figuras 7.17-C e 7.17-E). É interessante observar a relação de contato entre as classes flúvio-estuarinas/lagunares das fases 1 e 2 da classe flúvio-estuarina/lagunar, bem como a sobreposição da fase 2 sobre a fase 1 em determinadas áreas do delta do rio Doce (Figura 7.22). A segunda morfologia ocorre no extremo norte do delta inteiramente sobre a área continental, ou seja, a oeste da paleolinha de costa, terminando nela. Ela também se constitui em corpo alongado de aproximadamente 19 km de comprimento, direção aproximada leste-oeste, e geometria afunilada que se alarga para leste.

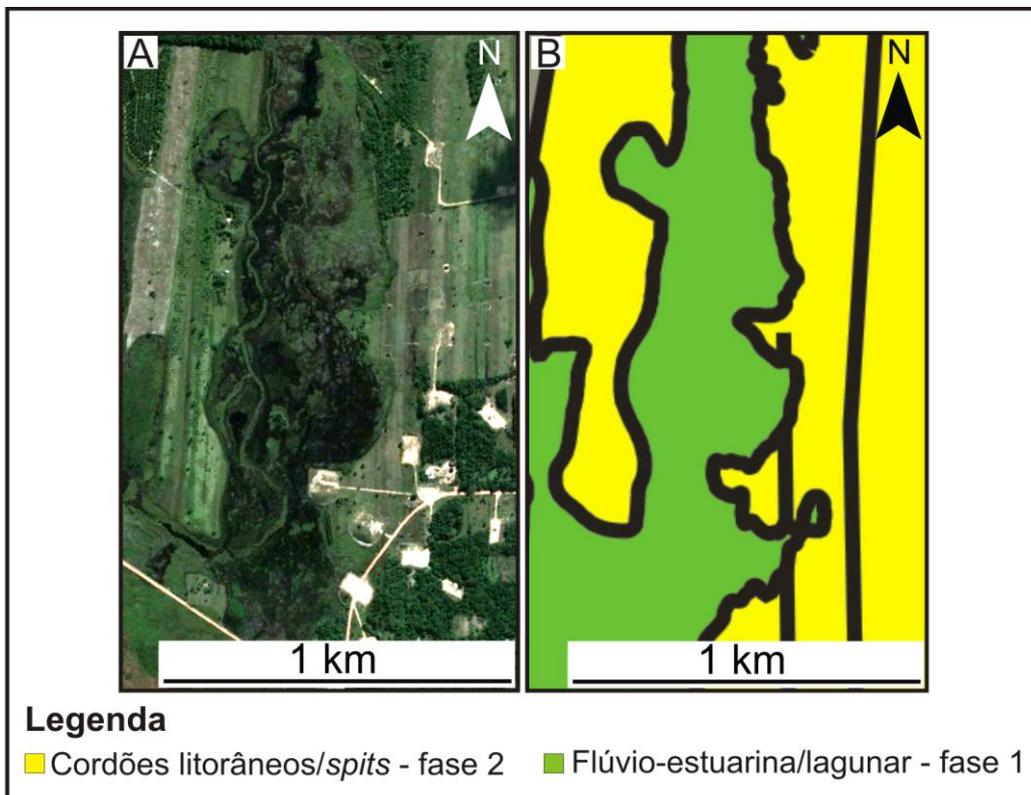


Figura 7.20 - Conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 2 com margens irregulares devido à erosão durante o desenvolvimento da classe flúvio-estuarina/lagunar representativa da fase 1. A – imagem *Quickbird-Google Earth*, com composição R3 G2 B1; B– Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25).

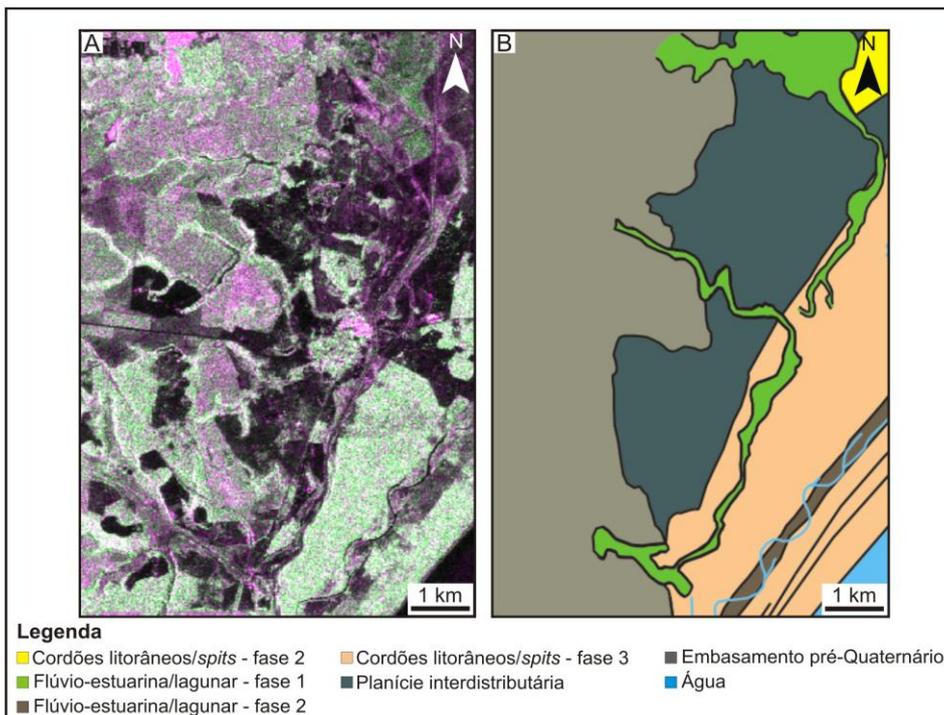


Figura 7.21 - Morfologias representativas da classe flúvio-estuarina/lagunar localizadas na porção extremo sul do delta do rio Doce. Observar que elas se sobrepõem as classes planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 3. A - imagem PALSAR com composição RHH GHV BHH; B- Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25).

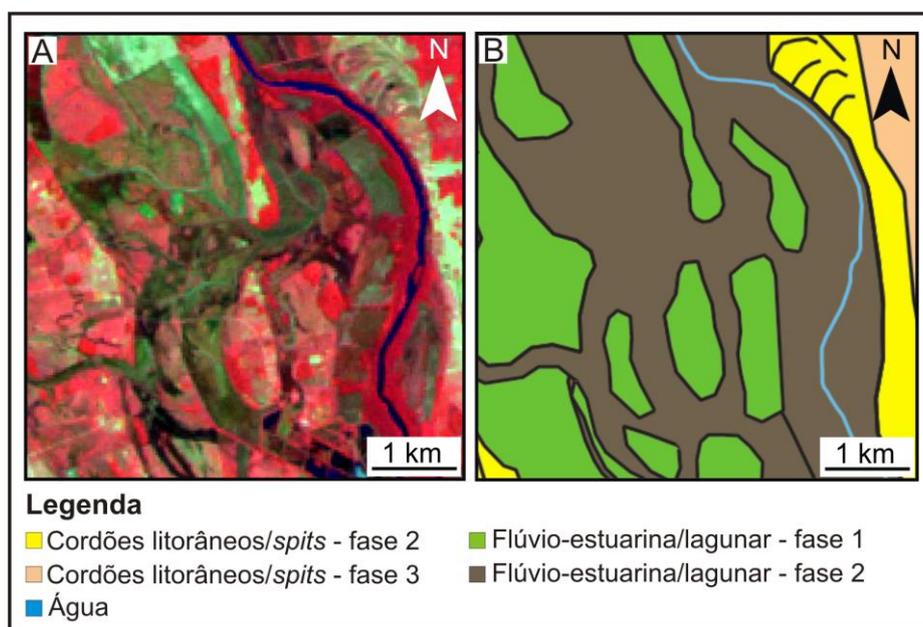


Figura 7.22 – Classe flúvio-estuarina/lagunar correspondente à fase 2 sobre a classe flúvio-estuarina/lagunar representativa da fase 1 na porção nordeste do delta do rio Doce. A – imagem TM/Landsat com composição R4 G7 B2; B – Mapa morfológico correspondente (ver localização da área na Figura 7.25).

Em campo, a classe flúvio-estuarina/lagunar correspondente à fase 1 foi registrada na porção centro-norte da área de estudo (Figura 7.23-A), onde ocorre sob forma de depressão cujo substrato é constituído de turfas. Outra ocorrência dessa classe foi registrada a nordeste do rio Doce (Figura 7.23-B), onde consiste em área depressionada sobre a classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 2. Essa área é alagada, sendo constituída predominantemente de depósitos argilosos orgânicos. Outra morfologia evidenciada em campo configura uma área pantanosa com presença de água, evidente na superfície. A região está localizada na direção norte-nordeste em relação ao rio Doce e caracteriza-se por uma oscilação altimétrica sutil do relevo (Figura 7.23-C). Outro local visitado durante o período de campo corresponde a uma área alagada situada sobre a classe flúvio-estuarina/lagunar associada à fase 1, com presença de taboas e algumas ilhas arenosas. Ela localiza-se na porção norte-nordeste da área de estudo (Figura 7.23-D).



Figura 7.23 – Vista da classe flúvio-estuarina/lagunar em campo. A – Área depressionada com substrato consistindo em turfeira (setas vermelhas) representativa da fase 1 situada a centro-norte da área de estudo; B - Área depressionada sobre esta classe, correspondente à fase 2, localizada a nordeste do rio Doce, com substrato constituído de argila plástica, orgânica; C – D - Área pantanosa com acúmulo de água que ocorre em associação à fase 2. Observar em C e D contato entre terrenos representativos desta fase (Fel-2) com os representativos da fase 1 (Fel-1) do entorno. Notar, ainda, o contato brusco entre as morfologias dessa classe representativas das fases 1 e 2 (setas vermelhas) (ver localização dessas áreas na Figura 7.25).

### 7.3.6. Classe terraço fluvial

A classe terraço fluvial foi reconhecida, em geral, com base na imagem PALSAR (RHH GHV BHH) e no MDE-SRTM, tendo sido mapeada somente na porção oeste da área de estudo (Figura 7.3.6). A resposta espectral dessa classe variou entre tons claros e escuros, de acordo com o tipo de cobertura predominante. Áreas com vegetação responderam com tons claros, enquanto que áreas de solo exposto e relevo suave se apresentaram com tonalidades mais escuras.

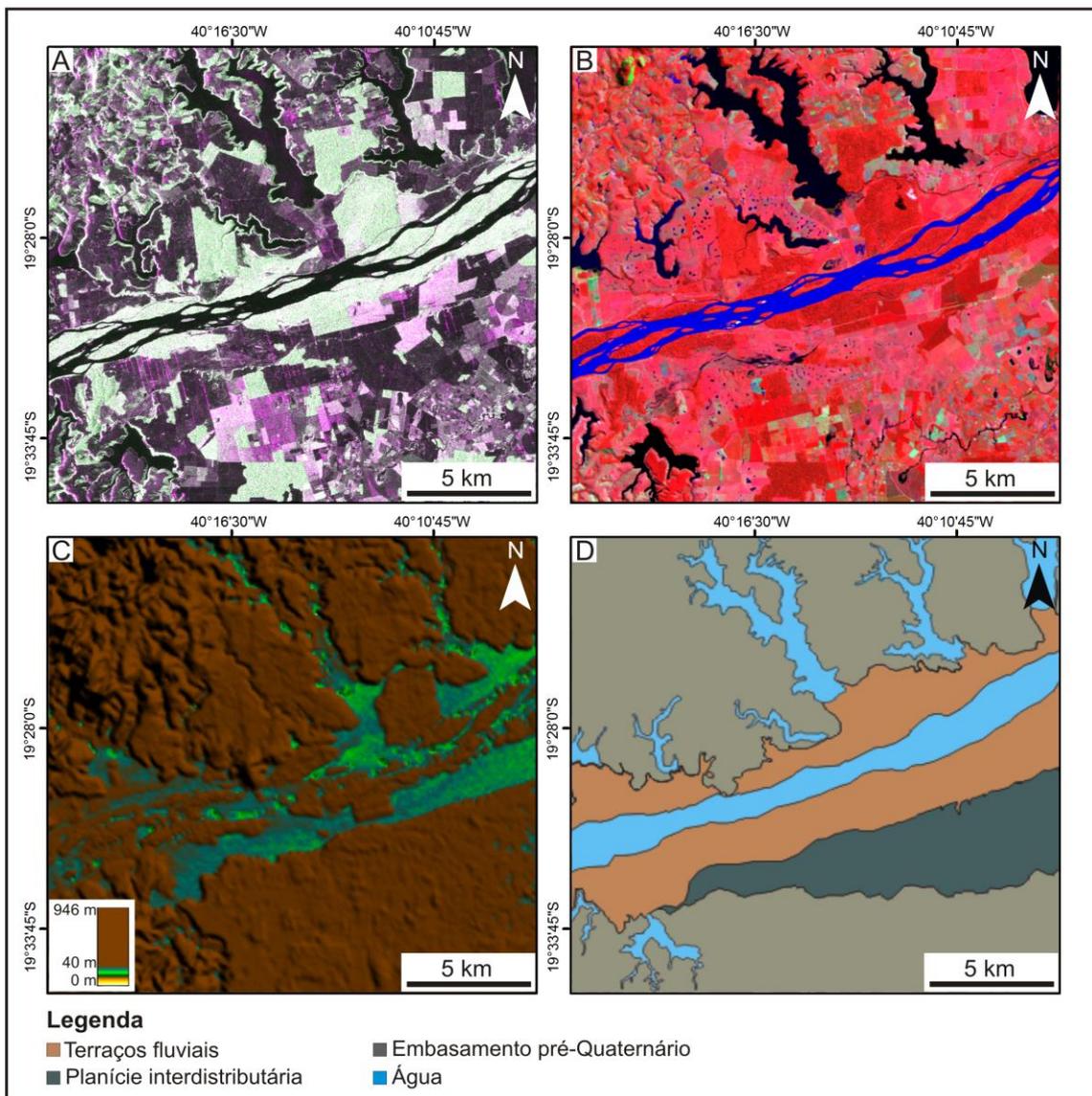


Figura 7.24 - Comparação entre os diferentes produtos analisados no mapeamento de terraços fluviais: A – PALSAR com composição RHH GHV BHH; B – Landsat com composição R4 G7 B2; e C - MDE-SRTM. D – Mapa morfológico correspondente.

Terraços fluviais correspondem a patamares em forma de degrau localizados nas encostas de vales fluviais (FLORENZANO, 2008). São constituídos basicamente por sedimentos de barra de meandro, canal abandonado e dique marginal. No sistema prográdante do rio Doce, a classe terraço fluvial está restrita à porção mais interior do delta, à montante do rio Doce, onde forma cinturão alongado paralelamente a este rio, de aproximadamente 40 km de extensão e 10 km de largura em sua porção mais espessa. Essa classe limita-se a sul com a planície interdistributária e com a paleolinha de costa, enquanto que a norte ela teve por limites a paleolinha de costa e as protuberantes lagoas de água doce existentes no local. Ela possui geometria alongada no sentido oeste-leste e contorno fortemente irregular, associado ao processo de erosão de borda.

#### **7.4. Distribuição geográfica das classes morfológicas**

A distribuição geográfica das classes morfológicas acima descritas é apresentada no mapa da Figura 7.25. O mapa morfológico do delta do rio Doce foi gerado a partir da união das classes mapeadas. Durante o processo de elaboração do mapa foi considerado a ordem de sucessão dessas morfologias, como tentativa de identificar a evolução temporal destas.

O mapa gerado representa a morfologia do delta do rio Doce e pode ser descrito, genericamente, pela existência de uma morfologia em cuspide a noroeste da desembocadura atual do rio Doce, representativa do conjunto de cordões litorâneos/*spits* – fase 1. A segunda fase correspondente à essa classe abrange grande parte da área a norte do rio Doce, no entanto, ela já foi superposta na região central, pela planície interdistributária. Pode-se observar o conjunto dos cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3 bem preservados na porção mais distal do delta. Os *spits* distribuem-se pontualmente pela área do delta. Há evidências na porção centro-norte, outras próximas a desembocadura do rio Doce atual e uma sequência mais significativa na região nordeste do delta, originada pela migração lateral dos canais fluviais.

Sobre a área da planície interdistributária, limitada a norte pelo conjunto dos cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3, pode-se notar os paleocanais distributários e suas três fases de ocorrência, sendo: 1) antigos cursos fluviais do rio Doce em um período remoto; 2) antigos cursos fluviais do rio Doce em um período intermediário e 3) canais distributários (paleodrenagem) ao longo do delta em um período de tempo recente.

A classe flúvio-estuarina/lagunar é caracterizada por morfologias erosivas que se desenvolveram sobre a região de cordões litorâneos e *spits*. O ambiente flúvio-estuarino/lagunar correspondente à fase 1 é dominado por retrabalhamentos sobre as barras e pode-se inferir que ele seja mais antigo comparado à fase 2. Existem algumas paleolagunas distribuídas na porção centro-nordeste do delta do rio Doce, além da presença de inúmeras rias colmatadas no limite oeste do delta perpendicular à paleolinha de costa. O ambiente flúvio-estuarino/lagunar representativo da fase 2 corresponde a uma morfologia jovem sobre esse sistema deposicional, quando comparada às demais e considerando a sucessão de eventos ocorridos na área. Esse ambiente pode ser interpretado como planícies de inundação de antigos corpos d'água e localiza-se, preferencialmente, paralelo à linha de costa na porção setentrional do delta. Há uma morfologia mais proeminente, que corta o delta de leste a oeste e uma que se desenvolve sobre o embasamento pré-Quaternário a noroeste do rio Doce. São morfologias erosivas que retrabalham a paisagem do entorno.

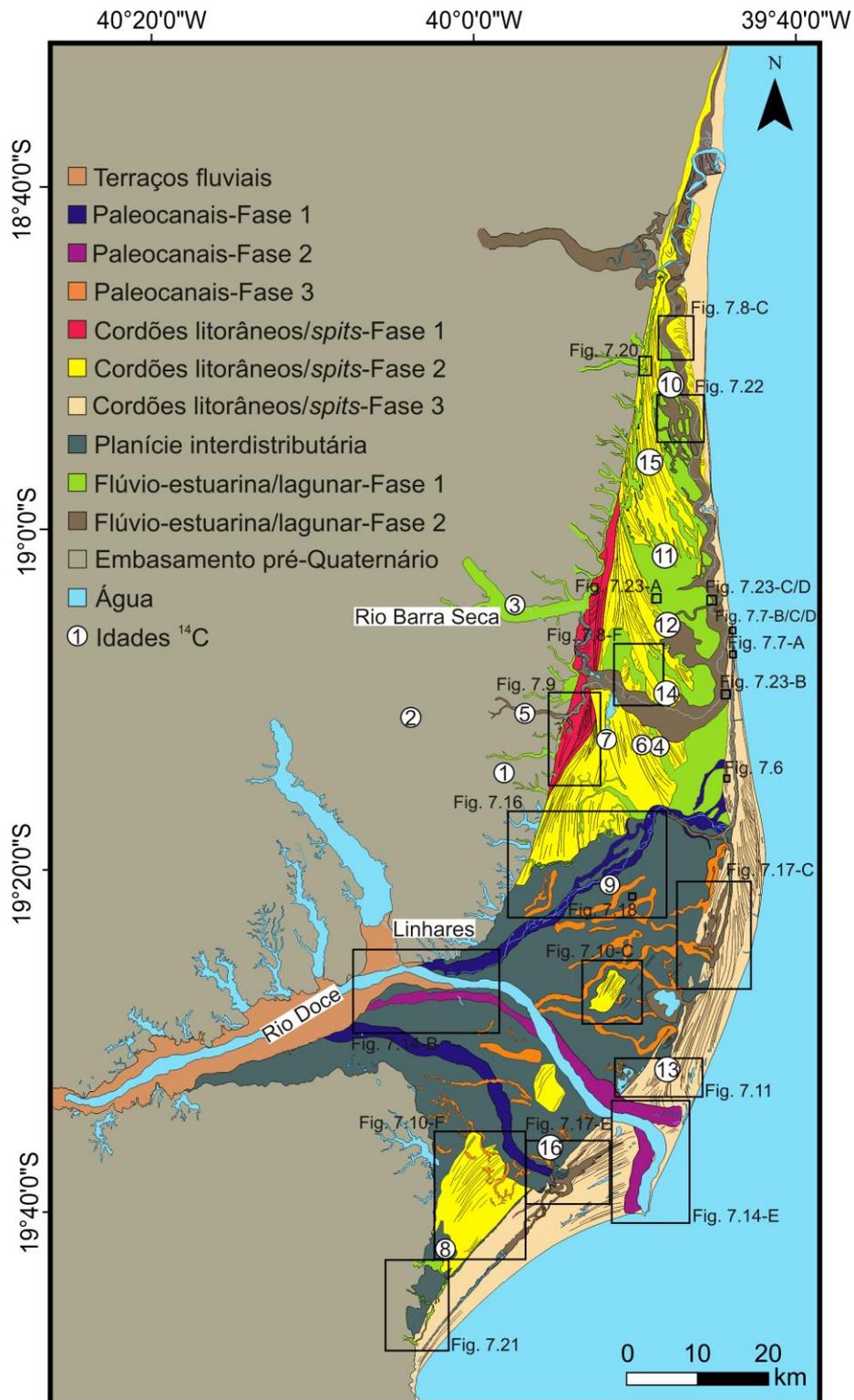


Figura 7.25 – Mapa morfológico do delta do rio Doce desenvolvido nesse trabalho a partir de dados de sensoriamento remoto. Os retângulos internos indicam as áreas representativas das classes que tiveram suas morfologias ilustradas com detalhe e a localização das áreas investigadas em campo. Pontos 1 – 16 são locais com dados cronológicos por datação radiogênica documentados na literatura (ver idades na Tabela 8.1).

## 7.5. Semi-automatização do mapeamento morfológico

A classificação semi-automática utilizando GEOBIA foi aplicada em uma área-teste localizada na porção central do delta, a norte do rio Doce atual (Figura 7.26). Essa área foi selecionada por conter a maioria das classes mapeadas por classificação visual, sendo, portanto representativa da área de estudo. Os objetos derivados do procedimento de segmentação foram agrupados em 9 classes. Essas, por sua vez, foram associadas as classes definidas na interpretação visual, resultando na seguinte correspondência: 1) Classe 1 com a classe cordões litorâneos/*spits* – fase 1; 2) Classe 2 com a classe cordões litorâneos/*spits* – fase 2; 3) Classe 3 com a classe cordões litorâneos/*spits* – fase 2; 4) Classe 4 com a classe cordões litorâneos/*spits* – fase 2; 5) Classe 5 com a classe cordões litorâneos/*spits* – fase 3; 6) Classe 6 com a classe flúvio-estuarina/lagunar – fase 1; 7) Classe 7 com a classe flúvio-estuarina/lagunar – fase 2; 8) Classe 8 com o embasamento pré-Quaternário; e 9) Classe 9 com a água. Em seguida, essas classes foram comparadas com as classes obtidas no mapa gerado por análise visual.

De modo geral, as classes principais são concordantes. Na classificação semi-automática, foi possível extrair, em linhas gerais, a classe flúvio-estuarina/lagunar, representada pela grande morfologia curvilínea representativa da fase 1, que intercepta as demais classes na parte central da área-teste. Pode-se, também, extrair a morfologia alongada e irregular representativa da fase 2 dessa mesma classe, que se localiza paralela à linha de costa. A morfologia em cúspide correspondente ao conjunto de cordões litorâneos/*spits* correspondentes à fase 1 também foi bem individualizada na classificação semi-automática. Exceção foi a porção norte dessa morfologia, que não pôde ser reconhecida na classificação semi-automática. O conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3, localizado paralelamente à costa na parte mais distal do delta do rio Doce, também foi quase que totalmente mapeado.

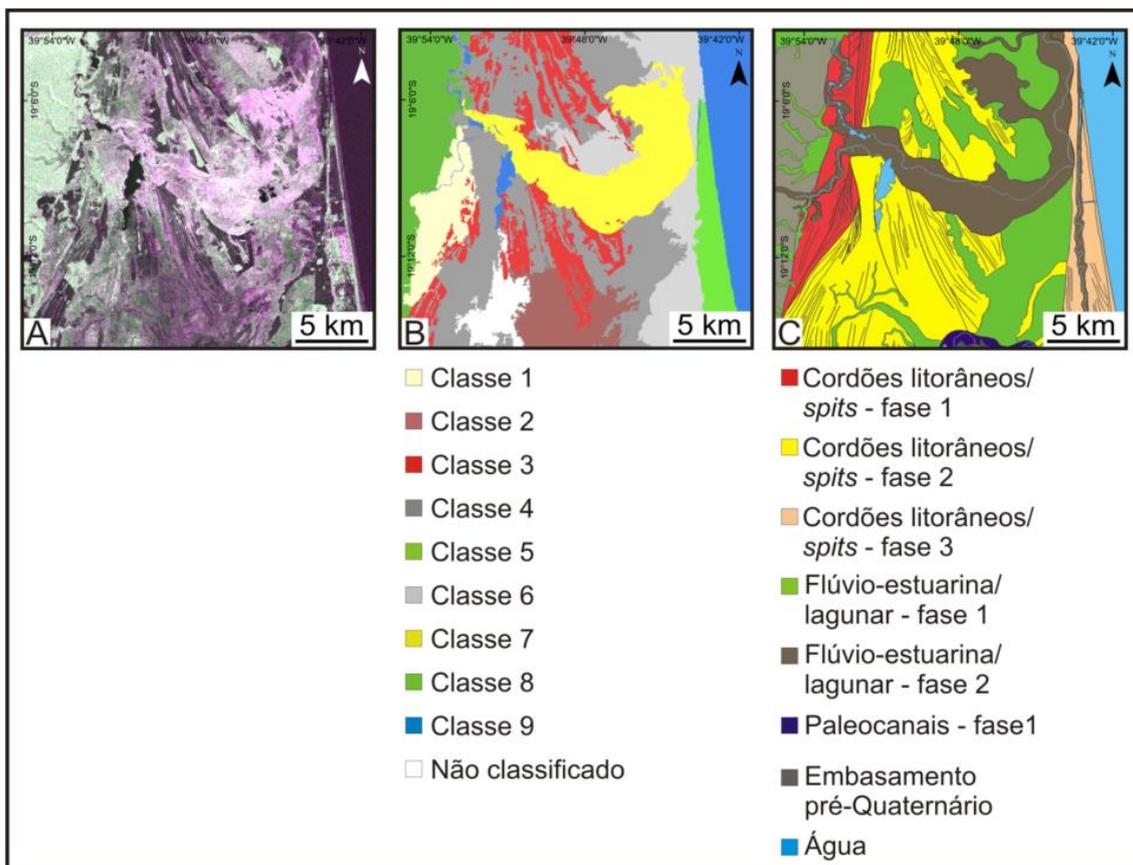


Figura 7.26 – A - Área-teste utilizada para a classificação morfológica pelo método de GEOBIA, representada sobre imagem PALSAR (RHH GHV BHH); B - Classificação realizada pelo método de GEOBIA; C - Classificação efetuada pelo procedimento de interpretação visual.

O conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 2, em geral, conseguiu ser separado no mapeamento por GEOBIA, apesar da distinção dessa classe em duas outras subclasses nesse procedimento de classificação. Em relação à rede de drenagem atual, a classificação por GEOBIA discriminou corretamente os corpos d'água e a lagoa existentes na porção oeste da área-teste. No entanto, o canal fluvial localizado na porção oeste, paralelo à linha de costa, não foi classificado no procedimento semi-automático.

A comparação dos dois métodos de classificação morfológica da área de estudo revelou que a classificação por GEOBIA não separou as morfologias correspondentes à classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 1 existentes sobre a classe dos cordões litorâneos/*spits* da fase 2 na porção sudoeste da área-teste. Ela também não reconheceu parte do paleocanal representativo da fase 1,

mapeado na porção centro-sudeste do delta do rio Doce. Comparado ao mapeamento por interpretação visual, a classificação por GEOBIA não identificou a continuação do conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 1 na porção noroeste da área-teste, como também não delimitou a classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 2 sobre o conjunto de cordões litorâneos/*spits* representativos da fase 3.

Portanto, comparação feita entre o produto derivado da classificação visual e por GEOBIA revelou maior exatidão do primeiro para o mapeamento das morfologias que constituem a paisagem do sistema deposicional deltaico do rio Doce. A classificação semi-automática não identificou todas as morfologias existentes na área-teste, além de ter definido limites imprecisos em muitos dos casos. Assim, não se aconselha classificação semi-automática no caso do mapeamento de morfologias no delta do rio Doce por técnica de GEOBIA. Apesar de trabalhosa e do longo consumo de tempo, a classificação visual obteve maior sucesso, tendo em vista a grande complexidade de morfologias desse sistema deposicional.

## **8. DISCUSSÃO**

A discussão dos resultados obtidos neste trabalho foi organizada em cinco itens, sendo eles: 1) eficiência dos produtos de sensoriamento remoto na obtenção dos objetivos propostos; 2) análise de superfície de tendência; 3) hidroperíodo; 4) tipo do delta; e 5) modelo de evolução do delta.

### **8.1. Eficiência dos produtos de Sensoriamento Remoto**

A presente pesquisa utilizando multissensores permitiu a extração do máximo de informações possíveis que se mostraram necessárias para a identificação e caracterização das morfologias do delta do rio Doce. As diferentes propriedades dos sensores, bem como das bandas utilizadas, forneceram dados complementares para a melhor visualização das morfologias constituintes desse sistema deposicional.

O MDE-SRTM foi apropriado para gerar a superfície de tendência do delta do rio Doce, contribuindo para sua melhor delimitação. Este produto foi útil na elaboração de diversos modelos de regressão polinomial, que possibilitou caracterizar a topografia regional da área de forma satisfatória. Além disto, o uso de paletas baseadas no fatiamento dos valores de elevação gerou imagens a partir do MDE-SRTM, que realçaram principalmente as morfologias de paleocanais correspondentes a antigos cursos do rio Doce. A identificação dessa classe no MDE-SRTM relaciona-se a gradientes topográficos sutis, mas que ainda assim puderam ser detectados, o que contribuiu para seu mapeamento. Esta característica foi comprovada em campo pelo fato da classe paleocanais se mostrar ligeiramente mais elevada e convexa que suas áreas adjacentes, geralmente correspondentes à classe planície interdistributária. Além disto, a ocorrência de vegetação arbórea sobre os paleocanais contribuiu, em alguns casos, para gerar valores topográficos mais elevados, o que ressaltou ainda mais essas morfologias no MDE-SRTM utilizado. Por outro lado, este produto não se mostrou eficiente para a classificação das demais morfologias da área de estudo, dada a baixa variação altimétrica que compõe o ambiente deposicional do rio Doce.

A série multitemporal de imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> utilizada na elaboração do produto hidroperíodo forneceu um panorama apropriado sobre o regime hidrológico na área de estudo, revelando principalmente informações sobre diferentes níveis de inundação. Entretanto, a obtenção desse produto foi possível apenas nas áreas de vegetação aberta que compõem o delta do rio Doce, não se mostrando útil para a classificação da frequência de inundação dos canais fluviais e corpos d'água em áreas vegetadas, como nas matas ciliares ao longo do rio Doce e adjacentes a paleocanais. Esse fato pode estar associado à altura do dossel encontrado neste tipo de mata, que impede a visualização de canais fluviais em imagens óticas.

A maioria das morfologias do delta foi passível de classificação com base em imagens TM/Landsat. Após testes para identificar a composição que melhor permitiria alcançar esse objetivo, selecionou-se a composição colorida R4 G7 B2 como base para o mapeamento. Essa composição apresentou o melhor resultado visual, o que pode ser explicado pela associação das bandas TM/Landsat selecionadas com cada um dos canais (RGB). Isto porque a banda 4 é mais sensível à morfologia do terreno, prestando-se melhor ao mapeamento da rede de drenagem e da vegetação verde, densa e uniforme. A banda 7 permite a obtenção de informações sobre geomorfologia, solos e geologia, enquanto a banda 2 caracteriza-se pela boa penetrabilidade em corpos d'água (NOVO, 2010). Sendo assim, a seleção dessas três bandas do TM/Landsat gerou uma imagem com composição colorida falsa-cor que realçou as morfologias do delta do rio Doce e, em geral, permitiu sua classificação com mais facilidade que os outros produtos.

Portanto, as composições utilizadas das imagens TM/Landsat facilitou a identificação dos corpos d'água e canais fluviais pela baixa resposta espectral, representada por tons escuros característicos do objeto água. Apenas o rio Doce foi caracterizado por tons de azul mais claro, provavelmente devido à presença de material em suspensão. Quando bem preservadas e na ausência de vegetação, a maioria das morfologias do delta foi facilmente reconhecida nessas imagens. Por exemplo, as três fases representativas do conjunto de

cordões litorâneos/*spits* foram extraídas, em geral, com base neste produto devido à sua resposta espectral alta, traduzida por tons claros. Essa característica pode estar relacionada ao tipo de material dessa morfologia, que é basicamente arenoso e com baixa concentração de matéria orgânica. A transição de tons claros a escuros em direção às suas margens pode ser explicada pela influência de água nessas áreas.

O mapeamento da classe planície interdistributária foi facilitado com o uso da banda 5 da imagem TM/Landsat, representativa do período chuvoso (novembro) na região do delta do rio Doce. O bom desempenho deste produto para identificação dessa morfologia foi relacionado com as propriedades dessa banda na região do infravermelho de ondas curtas, que representa melhor terrenos de maior umidade (NOVO, 2010), típicos de planícies interdistributárias. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite (NOVO, 2010). Como a imagem foi adquirida em novembro (período chuvoso para a região), a diferença de umidade entre o material argiloso da planície interdistributária e o material arenoso dos cordões litorâneos/*spits*, propiciou sua adequada discriminação.

As imagens PALSAR apresentaram melhor potencial para o mapeamento das morfologias estabelecidas neste trabalho. A avaliação deste produto revelou sua aplicabilidade no reconhecimento de morfologias mais antigas, inclusive aquelas mascaradas por vegetação. O realce de morfologias em locais com vegetação pode ser explicado pelas características deste sensor. Assim, isto se deve à energia de micro-ondas da banda L, que possui maior penetração no dossel, onde o espalhamento volumétrico ocasionado pela estrutura vegetal gera a despolarização da energia (HENDERSON; LEWIS, 1998). Além disso, também pode ocorrer a transmissão de inúmeros pulsos até a superfície do solo, que são expostos ao espalhamento superficial em seu limite com a vegetação (JENSEN, 2009).

As classes melhor mapeadas com base nas imagens PALSAR com composição RHH GHV BHH foram as de paleocanais, terraço fluvial e flúvio-

estuarina/lagunar. Vários elementos, como tom, textura, padrão, forma, tamanho e contexto, auxiliam na interpretação visual de classes em imagens de radar (HENDERSON; LEWIS, 1998). Paleocanais de menor escala tiveram sinal de retorno fraco nas imagens PALSAR. O reconhecimento de paleocanais pode estar relacionado com a estimativa de umidade do solo. Imagem resultante desse sensor apresentou sinal de retorno fraco para essa morfologia, o que foi atribuído ao fato delas serem desprovidas de cobertura vegetal. Isto pode ser explicado pela penetrabilidade máxima da banda L atingir apenas 10 cm de profundidade em solo descoberto (JENSEN, 2009). Já, paleocanais de dimensões maiores, i.e., aqueles representativos de antigos cursos do rio Doce, possuem vegetação em seu entorno. Por isso, o sinal de resposta da cobertura vegetal foi alto. Esse brilho em imagens com polarização cruzada (polarização HV associada ao canal verde) resulta da maior contribuição do espalhamento volumétrico (interior do dossel) (JENSEN, 2009).

A identificação da classe terraço fluvial por sinal de retorno fraco na imagem PALSAR também pode ser explicada pelo mesmo princípio de umidade descrito anteriormente para os paleocanais de dimensões menores. A classe terraço fluvial, em virtude da proximidade com o rio Doce, apresenta umidade elevada e, portanto, responde com fraco sinal de retorno na imagem PALSAR, sendo reconhecida nas imagens por tonalidades escuras. Além disso, existem diversos fragmentos de vegetação na área dessa classe, que apresentam brilho associado à forte resposta espectral, explicado pela maior contribuição do espalhamento volumétrico.

Outra morfologia extraída da imagem PALSAR foi a classe flúvio-estuarina/lagunar. A fase 1 representativa dessa classe foi dominada por sinal de retorno moderado. Já a fase 2 foi dominada por forte resposta, representada por tons claros. Esperava-se que essas duas fases fossem caracterizadas por áreas úmidas e com baixa densidade de vegetação. No entanto, o sinal de resposta identificado pelo sensor foi diferente. Uma explicação para essa diferença seria que os depósitos flúvio-estuarinos/lagunares da fase 1, por serem mais antigos, teriam respondido melhor à penetração da banda L em

locais com baixa cobertura vegetal. Além disto, a presença de água na região reduziu o sinal de resposta devolvido para o sensor. O brilho encontrado nesses depósitos formados durante a fase 2 pôde ser explicado pelo sinal de retorno alto nas imagens com polarização paralela (HH ou VV), o que se deve à maior contribuição no espalhamento superficial (JENSEN, 2009). Uma comparação interessante entre os produtos utilizados é que a morfologia pertencente à classe flúvio-estuarina/lagunar da fase 2 apareceu escura na imagem TM/Landsat. Isto provavelmente deve-se à sua maior umidade, já que esses depósitos se estendem perpendicularmente ao canal longitudinal à costa ainda ativo (Figura 7.3). Esperava-se que essa classe aparecesse também escura na imagem PALSAR pela estimativa de água no solo e ausência de cobertura vegetal. No entanto, devido à polarização paralela (HH ou VV) (polarização HH associada aos canais vermelho e azul), ela apresentou maior contribuição do espalhamento superficial, caracterizado pelo brilho do sinal de retorno.

É importante ressaltar que o trabalho de campo foi importante para a validação das classes morfológicas estabelecidas com base em produtos de sensoriamento remoto. Esses dados foram fundamentais para aumentar a confiabilidade do mapa morfológico elaborado para o delta do rio Doce.

## **8.2. Análise de Superfície de Tendência**

O polinômio de terceiro grau foi o que melhor se ajustou às características do delta do rio Doce, porque representou, de maneira satisfatória, o componente global da topografia e ressaltou os elementos geomórficos que compõem o ambiente deposicional em estudo. Além disso, deve-se atentar para o fato de que superfícies de baixo grau se adequam melhor à representação de fenômenos geológicos de grandes dimensões (JONES et al., 1986).

Pela análise da morfologia verificada no mapa de resíduos (microtopografia), pôde-se notar que vários aspectos foram concordantes com a morfologia geral do delta. Portanto, a remoção da componente global da altimetria do delta expôs formas locais dificilmente observáveis no MDE-SRTM original, além de

revelar o padrão típico do sistema deposicional deltaico (SCHUMM, 1977). Por outro lado, dados que discordam da superfície de tendência são classificados como anomalias locais (resíduos). Os valores positivos estão acima da altimetria original, enquanto que os negativos não a atingem. Em ambientes dominados por processos de sedimentação, resíduos positivos indicam formas deposicionais originadas por processos sedimentares em locais específicos, enquanto que resíduos negativos sugerem áreas potenciais para deposição (AGTERBERG, 1974).

Sobre os resíduos, as maiores elevações localizam-se nos limites da máscara utilizada para o recorte que representa o delta do rio Doce. Em campo, não foram identificadas evidências que confirmem essas anomalias, portanto, elas possivelmente correspondam a uma falha no método aplicado, conhecida como o efeito de borda (DAVIS, 1986; SWAN; SANDILANDS, 1995). Segundo esses autores, aconselha-se o uso de dados além da área de interesse para minimizar tais equívocos. No entanto, para o delta do rio Doce, os terrenos adjacentes encontram-se inseridos em contexto geológico distinto do encontrado no sistema deposicional de interesse e, portanto, não puderam ser inseridos na análise.

Considerando os altos e baixos topográficos identificados no mapa de resíduos de terceiro grau polinomial, pôde-se inferir que a convexidade até a área central é concordante com o decaimento altimétrico sutil do delta em direção ao mar. Já as concavidades localizadas na porção mais distal desse sistema deposicional coincidem com a barra de desembocadura do delta do rio Doce. Sendo assim, pela barra de desembocadura corresponder a um ambiente deposicional mais recente, pôde-se associar seus valores altimétricos ligeiramente superiores ao de outros locais do delta ao processo de erosão ainda pouco intenso nessa região. Já o realce das áreas representativas de cordões litorâneos/*spits* em ambos os produtos provavelmente é devido à elevação sutil da topográfica dessa morfologia em relação a outras existentes na área de estudo. Pôde-se notar, também, que a área associada à planície

interdistributária foi representada nesses produtos por regiões baixas em relação às morfologias correspondentes aos cordões litorâneos/*spits*.

Devido à altura do dossel, as áreas de vegetação ao longo do rio Doce e de seus antigos cursos fluviais foram reconhecidas, tanto no MDE-SRTM original, como na microtopografia obtida a partir da superfície de tendência. Essa vegetação está representada pelas maiores elevações da área de estudo. Considerando o realce da vegetação e sua localização, por consequência pôde-se individualizar o rio Doce e seus paleocanais, visto que ambos são caracterizados por baixa altimetria nos produtos analisados, além de ocorrerem entre áreas de vegetação ciliar. Essa explicação também pode ser atribuída ao realce do canal fluvial paralelo à costa na porção norte do delta do rio Doce.

Sendo assim, o produto gerado com base na superfície de tendência apresentou resultado satisfatório e permitiu o reconhecimento da microtopografia do delta do rio Doce, o que revelou as morfologias concordantes e discordantes em relação ao MDE-SRTM original.

### **8.3. Hidroperíodo**

Esperava-se que o produto de hidroperíodo pudesse auxiliar na caracterização das diferentes frequências de inundação na área do delta do rio Doce, o que poderia facilitar o reconhecimento de seus subambientes atuais e passados. Entretanto, a análise desse produto indicou resultado insatisfatório para o fim pretendido, não tendo servido para discriminar, com precisão, gradientes de inundação.

A metodologia aqui empregada foi a mesma utilizada em outras áreas de relevo plano do território nacional (i.e., ZANI et al., 2011; ZANI; ROSSETTI, 2012; CREMON, 2012; ZANI, 2013). Esses autores obtiveram sucesso nessa aplicação, tendo utilizado séries multitemporais de imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> entre 13 e 17 imagens, sendo elas representativas dos períodos de cheia, vazante e estiagem. Os resultados desses trabalhos levaram ao estabelecimento de três classes de frequência de inundação, i.e., não inundável, intermitente e permanente, que possibilitaram discriminar sistemas

de drenagem ativas daquelas já abandonadas na paisagem. Se os resultados de hidroperíodo para a área do delta do rio Doce obtivesse sucesso, este tipo de discriminação poderia ter, também, contribuído para melhor distinção entre canais ativos e paleocanais, o que não ocorreu.

Algumas hipóteses podem ser discutidas para explicar o insucesso dos resultados de hidroperíodo na área do delta do rio Doce. Uma delas poderia ser a distribuição desigual da série temporal de imagens Landsat TM e ETM<sup>+</sup> utilizada em relação aos períodos hidrológicos de cheia, vazante e estiagem. Isto porque o número de imagens do período de cheia e de estiagem foi baixo (i.e., 3 para ambos os períodos) relativamente às imagens disponibilizadas para o período de vazante (i.e., 10). Isto não ocorreu nos trabalhos acima referenciados, onde não houve diferença alta entre o número de imagens representativas de cada período. Outra explicação poderia ser a baixa densidade de drenagem atual e a largura dos corpos d'água presentes na área de estudo. O fato dos canais serem estreitos, associado à baixa densidade de drenagem e à baixa frequência de inundação, pode ter impossibilitado a captura de pixels representativos de cada classe. Outro fator poderia ser, ainda, a baixa variação topográfica verificada no delta do rio Doce, que teria dificultado a discriminação de áreas sutilmente mais altas, que poderiam corresponder à paleodrenagem, de áreas relativamente mais baixas com frequência de inundação intermediária. Segundo Grumbritch e colaboradores (2005), a microtopografia é a principal variável que determina a ausência ou presença de água em superfície, portanto a oscilação altimétrica baixa da área de estudo contribuiu para a classificação imprecisa da frequência de inundação dos corpos d'água.

#### **8.4. Tipo do delta**

A paisagem do delta do rio Doce resulta de processos deposicionais que se sobrepuseram no tempo e no espaço, constituindo um sistema efêmero, com mudanças temporais e espaciais frequentes e, portanto, de difícil reconstituição (DOMINGUEZ, 1987). Essa dificuldade pode estar associada à variedade de morfologias assumida pelo delta, ocasionada pela frequente mudança do curso

dos canais e pelas interações entre a dinâmica fluvial e marinha (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A formação do delta do rio Doce reflete a dinâmica costeira quaternária. Esse delta representa a progradação de sedimentos em uma depressão afunilada que foi esculpida sobre depósitos miocênicos da Formação Barreiras (SUGUIO; MARTIN, 1981; SUGUIO et al., 1982; DOMINGUEZ, 1987; DOMINGUEZ et al., 1987). Trabalhos anteriores propuseram que, em uma primeira fase, esse estuário teria transicionado para um sistema ilha barreira contendo por trás uma ampla laguna. Nesta, o delta do rio Doce teria progradado sob forma de um delta fluvial interno até sua colmatação final (SUGUIO et al., 1982; DOMINGUEZ, 1981; DOMINGUEZ, 1987). Somente em seus últimos estágios de evolução é que esse delta teria avançado externamente à laguna, atingindo áreas marinhas. Durante esta fase, os sedimentos trazidos à costa e depositados na desembocadura do rio Doce teriam sido retrabalhados por ondas, formando os extensos cordões litorâneos que tipificam a morfologia cuspidada deste delta.

As novas informações obtidas no presente trabalho, associadas a dados cronológicos disponíveis na literatura, possibilitaram o desenvolvimento de um novo modelo evolutivo para o delta do rio Doce. Propõe-se, aqui, que o delta do rio Doce não experimentou uma fase de confinamento em uma bacia lagunar. Pelo contrário, os dados apresentados sugerem que seu desenvolvimento teria ocorrido, desde o início, sob ação de ondas, com transporte dos sedimentos acumulados em sua desembocadura ao longo do litoral. Este processo teria dado origem a cordões litorâneos já na fase inicial da evolução desse sistema deposicional. Isto é principalmente sugerido pelas três ocorrências residuais de cordões litorâneos representativos da fase 2 nas porções central e sul do delta, em meio a depósitos de planície interdistributária (Figura 7.3). Estas morfologias resultam do acúmulo, próximo à fonte, de sedimentos arenosos que foram retrabalhados pela ação de ondas ao longo da costa. A ação das ondas é capaz de redistribuir a maior parte dos sedimentos transportados pelo rio Doce e por canais de menores dimensões que desembocam no oceano

Atlântico, originando uma linha de costa que avança mar adentro e que apresenta forma de cuspide próxima à desembocadura fluvial (MARTIN et al., 1993). Esse sistema deposicional é do tipo altamente destrutivo, devido ao baixo fornecimento detrítico em relação à energia dos processos marinhos. Nesse tipo de sistema de acumulação, o material que chega para ser depositado é retrabalhado rapidamente pelas ondas e é depositado lateralmente (FISHER, 1969).

O registro de cordões litorâneos nas partes proximais do delta do rio Doce indica a formação destes desde os estágios iniciais de evolução desse sistema deposicional. A constatação dessas morfologias contrapõe o modelo de delta intralagunar correntemente aceito na literatura (SUGUIO et al., 1982; DOMINGUEZ, 1987; MARTIN et al., 1996; BITTENCOURT et al., 2007), além de contrapor a ideia apresentada no trabalho de Bandeira Jr e colaboradores (1975). Pois, segundo esses autores, nenhum cordão litorâneo foi preservado na parte sudeste do delta (BANDEIRA JR et al., 1975). Isto contrapõe ao trabalho presente, onde tais depósitos puderam ser reconhecidos.

Além disso, a ocorrência do conjunto de cordões litorâneos da fase 1 em contato direto com a paleolinha de costa também pode ser utilizada como evidência para a formação de delta de onda já no início da evolução da planície costeira estudada. Contrariamente ao que foi proposto na literatura anteriormente, os paleocanais de porte comparável ao do rio Doce, i.e., paleocanais representativos das fases 1 e 2, não coexistiram temporalmente sob forma de distributários que adentravam uma laguna interior. Desta forma, interpreta-se que os depósitos argilosos que se formam no entorno do canal do rio Doce e de seus paleocanais não registram ambiente de laguna. Eles são mais logicamente atribuídos a ambientes de planície interdistributária desenvolvidas durante a evolução da planície deltaica. Esses depósitos são expressivos dada à natureza fortemente migratória do rio Doce, confirmada pela presença de seus paleocanais. Durante esse processo, grande parte dos cordões litorâneos localizados na parte central do delta foi erodida, restando apenas o registro das três ocorrências residuais aqui descritas. Evidência

adicional em suporte ao modelo de delta aqui proposto deriva do fato que os cordões litorâneos/*spits* da fase 3 são melhor preservados que os demais. Esses cordões ocorreriam na porção onde deveria ter se desenvolvido a barreira limitante da ampla laguna onde o suposto delta lagunar teria progradado. A melhor preservação dos cordões representativos da fase 3 sugere seu desenvolvimento posterior aos demais, ou seja, contrariamente ao proposto no modelo de delta lagunar.

Embora o modelo de delta lagunar tenha se tornado mais aceito na literatura, trabalho prévio já havia sugerido que o delta do rio Doce se encaixaria melhor em um modelo clássico de delta dominado por ondas formado a partir de progradação da acresção lateral de cristas praias (i.e., BACOCOLI, 1971). O delta do rio Doce ocorre pela sobreposição desses cordões litorâneos que progradaram em direção ao mar, portanto, associa-se a um sistema deposicional dominado pela ação de ondas, atestado pela sua forma cuspidada.

A morfologia cuspidada do delta do rio Doce é similar às morfologias de outros deltas de onda desenvolvidos ao longo da costa brasileira, como é o caso dos deltas dos rios Jequitinhonha, Paraíba do Sul, Parnaíba e São Francisco (Figura 8.1). Esses deltas são todos dominados por cordões litorâneos que, na proximidade do canal fluvial, são retrabalhados por esse sistema (Figura 8.2). Porém, a característica fortemente migratória do rio Doce o difere dos demais deltas formados ao longo da costa brasileira, que são alimentados por canais, em geral, estáveis no tempo e espaço e onde, conseqüentemente, esses depósitos, bem como depósitos de planície interdistributária, são de ocorrência geograficamente mais restrita. A migração do canal principal no delta do rio Doce resultou em uma variedade maior de subambientes, cujo desenvolvimento posterior aos cordões litorâneos resultou em intenso processo erosivo destes. Além disto, as morfologias reconhecidas no delta do rio Doce permitem inferir que episódios de progradação se alternaram com fases transgressivas, responsáveis pela formação de grande parte dos depósitos flúvio-estuarinos/lagunares (Figura 8.3). Esta dinâmica, melhor discutida no

capítulo subsequente, contribuiu para a destruição de grande parte dos cordões litorâneos, principalmente dos mais extensivos, correspondentes à fase 2.



Figura 8.1 – Morfologia cuspidada de outros deltas de onda da costa do Brasil análoga a do delta do rio Doce. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Jequitinhonha (Bahia); C - Delta do Paraíba do Sul (Rio de Janeiro); D - Delta do Parnaíba (Maranhão/Piauí); E – Delta do São Francisco (Sergipe/Alagoas). A - C - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*; D, E - imagem *Landsat* do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS).

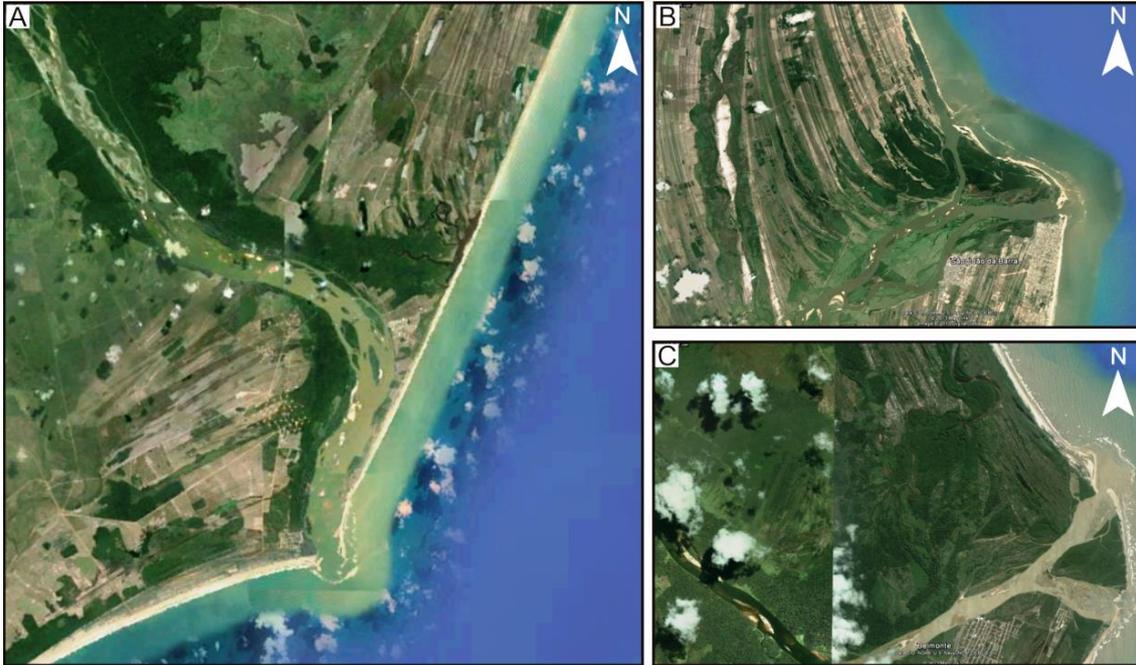


Figura 8.2 – Conjunto de cordões litorâneos de deltas localizados na costa brasileira que foram retrabalhados por seu sistema fluvial próximo a sua desembocadura. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Paraíba do Sul (Rio de Janeiro); C - Delta do Jequitinhonha (Bahia). A - C - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*.

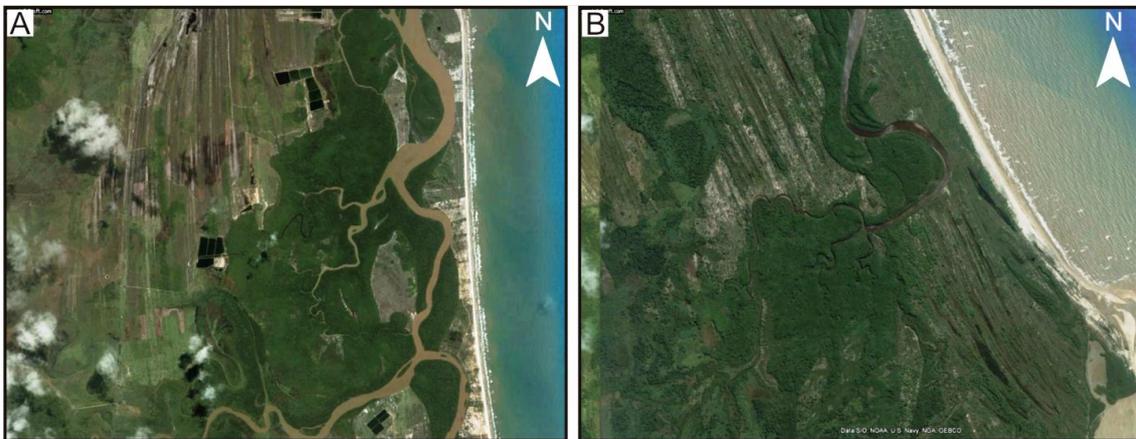


Figura 8.3 – Depósitos flúvio-estuarinos/lagunares formados a partir de episódios de progradação alternados com fases transgressivas. Observar o conjunto de cordões litorâneos dominado por processos erosivos associado a formação de subambientes provenientes da migração do canal fluvial do rio Doce. A – Delta do rio Doce (Espírito Santo); B - Delta do Jequitinhonha (Bahia). A, B - imagem *Quickbird* com composição R3 G2 B1 - *Google Earth*.

## 8.5. Modelo de evolução do delta

A partir da interpretação do mapa morfológico do delta do rio Doce, em conjunto com a análise de morfologias de outros sistemas deposicionais existentes na costa leste brasileira, pode-se sugerir que o delta do rio Doce foi formado a partir da progradação sucessiva dos sedimentos transportados principalmente pelo rio Doce para o ambiente de mar aberto. Este delta progradou em um amplo estuário formado no litoral do Espírito Santo em um período de tempo passado. Em um primeiro estágio, houve a formação de um pequeno delta cuspidado a norte do rio Doce, representado pelo conjunto de cordões litorâneos/*spits* da fase 1. A geometria formada por este conjunto sugere desenvolvimento independente do rio Doce. Dada sua localização nas proximidades do rio Barra Seca, o mais provável é que esse delta tenha se formado pela progradação de sedimentos trazidos por esse rio. O fato de estes cordões serem interceptados pelos depósitos correspondentes à fase 2 suporta este desenvolvimento prévio ao delta do rio Doce, porém em um tempo ainda indeterminado, já que não existem idades disponíveis para esses depósitos. Essa interpretação coaduna-se com a presença da classe flúvio-estuarina/lagunar sob forma de uma série de corpos alongados e isolados que terminam na linha de costa justamente ao longo deste delta. A geometria desses corpos sugere origem por colmatção de uma série de estuários, que se tornaram abandonados pelo bloqueio arenoso em suas desembocaduras, decorrente do retrabalhamento de sedimentos trazidos pelo rio Barra Seca. Isto resultou em morfologias alongadas que são relacionadas a rias, interpretação sugerida com base em sua geometria. O fato de que a sul deste delta ocorrem rias similares, porém ainda ativas, reforça a interpretação de que a formação dos cordões arenosos do delta do rio Barra Seca foi independente da evolução do rio Doce, pré-datando os processos relacionados ao delta formado por este rio. Assim, as rias localizadas próximas ao rio Doce ainda não foram colmatadas porque elas foram bloqueadas em estágios mais recentes, ou seja, quando ocorreu o desenvolvimento dos cordões litorâneos/*spits* da fase 2, já com contribuição de sedimentos derivados do rio Doce.

Os cordões litorâneos/*spits* da fase 2 registram a evolução mais proeminente do delta do rio Doce. Esta fase de progradação ocorreu em diferentes estágios, como evidenciado pela presença de várias superfícies de descontinuidade internas ao conjunto representativo da fase 2. Além disto, sua frequente associação com lagunas e *spits* pode significar, embora não necessariamente, oscilações na taxa de progradação, com alternâncias de fases com menor suprimento sedimentar relativamente à capacidade de retrabalhamento deste pelo sistema marinho. Isso provavelmente pode ter ocorrido em função de variações na taxa de rebaixamento do nível relativo do mar durante a progradação, ou a elevações pontuadas (i.e., de maior frequência) deste.

A idade de formação dos cordões litorâneos/*spits* da fase 2 pode ter ocorrido ainda no Pleistoceno Tardio. A revisão de dados cronológicos na literatura evidenciou idades de 29.678-29,226 e 31.022-30.465 anos cal AP (Tabela 8.1) para amostras de sedimentos argilosos que ocorrem em associação a esses cordões litorâneos (COHEN et al., 2014). Embora esses cordões necessitam ainda ser melhor datados, essas idades levam a aventar a possibilidade da origem do delta do rio Doce ser bem mais antiga que originalmente proposta, ou seja, de apenas 6.000 anos como estabelecido por Bandeira Jr e colaboradores (1975), Suguio e colaboradores (1980, 1981, 1982, 1992), por Dominguez (1987), Dominguez e colaboradores (1987), MARTIN e colaboradores (1996) e também sustentado mais recentemente, por Castro e colaboradores (2013), Buso Jr. e colaboradores (2013a, 2013b), França e colaboradores (2013) e Cohen e colaboradores (2014). Se a idade pleistocênica tardia for confirmada, então é possível que a progradação do delta do rio Doce tenha sido uma consequência do episódio de queda eustática referente à Última Glaciação, que teve seu pico máximo entre aproximadamente 23 e 18 mil anos (p.e., CROWLEY; NORTH, 1991; SHACKLETON, 1969 ).

Quando os cordões da fase 2 foram formados, o rio Doce se posicionava mais a sul, onde ocorre o paleocanal sul da fase 1 (Figura 7.25). Durante este momento, o rio Doce poderia ter sido bifurcado em um outro canal,

representado pelo paleocanal norte da fase 1. Enquanto um dos canais era responsável pela construção do delta do centro para o norte, o outro construía o delta do centro para o sul. Entretanto, o mais provável é que esses dois canais não tenham ocorrido simultaneamente, sendo o canal norte mais jovem que o canal sul. Os dados disponíveis foram insuficientes para uma interpretação definitiva desse relacionamento temporal. Porém, é possível que o canal do norte seja mais jovem, o que é sugerido com base no fato que ele contém drenagem atual associada, ainda em processo de abandono. Além disto, é interessante notar que as partes terminais desse paleocanal se prolongam sobre parte dos cordões litorâneos/*spits* da fase 3, possivelmente formados pelo transporte de areias trazidas quando o rio Doce se encontrava ainda nessa posição. Entretanto, na falta de evidências mais definitivas, ambos os canais foram incluídos, preliminarmente, na fase 1 no mapa morfológico.

Após o rio Doce ter ocupado as posições registradas pelos paleocanais da fase 1, a progradação do delta foi interrompida por fase transgressiva, que resultou na destruição por erosão de uma boa porcentagem dos depósitos de cordões litorâneos/*spits* formados anteriormente. Este processo afetou principalmente os depósitos da fase 2, que ficaram mais expostos aos processos erosivos, enquanto os depósitos da fase 1 ficaram protegidos ao longo da paleolinha de costa pela deposição daqueles. A fase transgressiva proposta atingiu grande parte do delta, e resultou na substituição de seus cordões litorâneos/*spits* por depósitos flúvio-estuarinos/lagunares da fase 1. Uma vez que esses depósitos tem natureza argilosa e, em muitos casos, são ricamente orgânicos, eles possibilitaram maior número de datações por radiocarbono. Várias idades foram registradas em localidades correspondentes a essa classe no mapa morfológico aqui apresentado. Estas idades variam entre 7827-7669 anos cal AP e 3060 (+/-200) <sup>14</sup>C anos AP (Tabela 8.1) (SUGUIO et al., 1982; CASTRO et al., 2013; BUSO JR et al., 2013b; COHEN et al, 2014). Essas idades estão dentro do intervalo correspondente à transgressão do Holoceno médio, quando o nível do mar excedeu de 4 a 6 m acima do atual na costa leste do Brasil (DOMINGUEZ et al. 1981; SUGUIO et al., 1982; MARTIN et al., 1993, 1996, 2003). A tendência transgressiva holocênica foi registrada, também, em muitas

outras áreas da costa brasileira (MARTIN; SUGUIO, 1992; SOUZA FILHO, 1995; BEHLING et al, 2001; COHEN et al., 2005; ANGULO et al., 2006; VEDEL et al., 2006; ROSSETTI et al., 2008).

É possível que a idade holocênica média previamente estabelecida para a origem do delta do rio Doce deva-se ao fato dos cordões litorâneos/*spits* serem, pelo menos em parte, recobertos pelos depósitos transgressivos formados neste período. Com isso, o que foi datado equivocadamente são os depósitos transgressivos superpostos, e não os cordões litorâneos propriamente ditos, daí a proposta de idade mais jovem do que a real para estes.

Enquanto a transgressão holocênica média se desenvolvia e retrabalhava os cordões litorâneos/*spits* ao longo da extensão do delta, sua parte central sofria retrabalhamento concomitante devido à movimentação lateral do rio Doce. Este processo resultou na maior destruição do delta em sua parte central, e substituição de seus depósitos arenosos por depósitos argilosos registrados na classe planície interdistributária. O limite brusco entre as classes planície interdistributária e cordões litorâneos/*spits* da fase 2 evidencia a formação dos últimos previamente ou durante a deposição daqueles. Datações radiogênicas de amostras derivadas dessa parte central do delta registraram idades entre 6350 (+/-200) e 3430 (+/-150) <sup>14</sup>C anos AP (Tabela 8.1) (SUGUIO et al., 1982). Essas idades estão dentro da faixa de variação registrada para os depósitos flúvio-estuarinos/lagunares da fase 1. A presença de locais onde ocorre o avanço da planície interdistributária sobre os cordões litorâneos/*spits* da fase 3 atesta desenvolvimento daqueles também posterior à formação destes. Isto se coaduna com o fato dos paleocanais da fase 3 também avançarem sobre os cordões representativos da fase 3. Portanto, a planície interdistributária parece registrar várias fases de evolução durante a dinâmica de mudança de curso do rio Doce e de seus canais distributários subsidiários.

Nos estágios finais da transgressão holocênica, o rio Doce mudou novamente seu curso para ocupar uma localização mais central, já próxima de seu curso atual, o que é registrado pelo paleocanal da fase 2. A queda do nível relativo do

mar fez com que houvesse retomada no acúmulo de sedimentos arenosos próximos à sua desembocadura. Esses sedimentos foram retrabalhados ao longo do litoral, dando origem aos cordões litorâneos/*spits* da fase 3. Como comentado anteriormente, a melhor preservação desses depósitos do que seus correspondentes da fase 2 está em acordo com sua origem mais recente. Apenas uma idade é disponível para esses estratos, correspondente a 3940 (+/-150) (Tabela 8.1) em amostra coletada no extremo oeste desses depósitos, (SUGUIO et al., 1982). Essa idade é concomitante à formação dos depósitos transgressivos e da planície interdistributária. Portanto, é possível que essa amostra registre esses eventos, e não corresponda exatamente aos estratos representativos da nova fase de progradação da planície costeira do delta do rio Doce.

Grande parte dos cordões litorâneos/*spits* da fase 3 foram formados quando o rio Doce ocupava a posição indicada pelo paleocanal da fase 2. O rio Doce atual se desenvolveu, em parte, aproveitando seu curso prévio ao longo de grande parte de sua extensão. A mudança de curso resultou em superfície de reativação, porém com a progradação prosseguindo de forma relativamente uniforme, acentuando a morfologia cuspidada do delta. O registro de cordões litorâneos ainda em formação há aproximadamente 50 km a norte da desembocadura atual do rio, atesta que o processo de progradação e transporte litorâneo de sedimentos pela ação de ondas se constituem em processos ainda em curso.

Tabela 8.1 – Datações disponíveis na literatura para a área do delta do rio Doce.

<b>Localidade*</b>	<b>Idade (cal yr BP)</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Referência</b>
1	16,685-15,461	3.5-3.6	Buso Jr. et al., 2013a Radiocarbon 55
2	2844-2744 7827-7669	0.4-0.5 1.9-2.0	Buso Jr. et al., 2013a Radiocarbon 55
3	253-0 7667-7430	0.2 2	Buso Jr. et al., 2013b Radiocarbon

4	3246-2840 8161-7933	0.67-072 5.45-5.5	França et al. 2013 Catena
5	Modern 7509-7425	0.9 9.4	Castro et al., 2013 Diatom Research
6	4893-4840 31,022-30,465	1.0-1.1 6.5-6.6	Cohen et al., 2014 Catena
7	7622-7556 29,678-29,226	1.6-1.7 11.6-11.7	Cohen et al., 2014 Catena
<b>Localidade</b>	<b>Idade (14C yr BP)</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Referência</b>
8	5600 (+/-200) - 6350 (+/-200)	-	Suguio et al. 1982
9	4250 (+/-200)	-	Suguio et al. 1982
10	5550 (+/-200) - 6020 (+/-200)	-	Suguio et al. 1982
11	3540 (+/-150) - 3060 (+/-150)	-	Suguio et al. 1982
12	3300(+/-200)	-	Suguio et al. 1982
13	3940(+/-200)	-	Suguio et al. 1982
14	4400 (+/-150)* *sambaqui sobre o cordão litorâneo	-	Suguio et al. 1982
15	2970 (+/-180) - 4240 (+/-150)* *sambaqui sobre o cordão litorâneo	-	Suguio et al. 1982
16	3430 (+/-150)	-	Suguio et al. 1982

\* Ver Figura 7.25 para visualizar a localização das idades apresentadas na Tabela 8.1.



## 9. CONCLUSÕES

a) O emprego de produtos de sensoriamento remoto e análise multissensor foram eficientes na caracterização do delta do rio Doce. As imagens óticas e de radar auxiliaram na identificação das morfologias recentes e passadas, sendo as últimas melhor registradas nas imagens de radar.

b) As características das imagens geradas pelo sensor ativo, como ausência de nuvens e interação da banda L, foram de suma importância nas análises preliminares e serviram de base para iniciar o reconhecimento das morfologias deltaicas.

c) A utilização do MDE-SRTM para identificação dos paleocanais representativos de antigos cursos do rio Doce e para a extração de superfície de tendência se mostrou satisfatória, já que esse produto permitiu a individualização da paleodrenagem, bem como foi capaz de representar o padrão global da topografia.

d) A obtenção do produto hidroperíodo com base na série multitemporal Landsat não atingiu os objetivos esperados para o delta do rio Doce, não contribuindo para discriminar, com precisão, frequências de inundação da área de estudo.

e) A classificação por interpretação visual, apesar da subjetividade inerente ao método, representou metodologia mais eficiente para identificação das morfologias deltaicas e obtenção dos objetivos deste trabalho do que a classificação semi-automática GEOBIA.

f) A caracterização morfológica do delta apresentada nesse trabalho contribuiu para melhorar a reconstituição de seus vários subambientes, bem como interpretar a sucessão de processos deposicionais e erosivos que levaram à sua evolução.

g) A verificação de morfologias preservadas na paisagem como a existência de cordões litorâneos no interior do delta, pôde corroborar a hipótese preliminarmente estabelecida de que esse sistema deposicional não teria se

desenvolveu inicialmente em ambiente intralagunar associado a sistema ilha barreira. Pelo contrário, o delta do rio Doce foi mais provavelmente formado pela progradação direta em ambiente marinho aberto, com retrabalhamento de sedimentos ao longo do litoral e formação de cordões litorâneos/*spits* desde seus estágios iniciais.

h) A combinação dos dados morfológicos aqui apresentados com dados cronológicos disponíveis na literatura levaram a sugerir idade bem mais antiga para o delta do rio Doce. Este delta não teria iniciado sua progradação há 6000 anos AP, como previamente proposto, mas sua evolução teria se iniciado ainda no Pleistoceno Tardio. Este processo pode ter sido um reflexo da tendência de queda do nível do mar ao se aproximar do Último Máximo Glacial. A datação de amostras coletadas durante esta pesquisa será de grande valia para melhorar a compreensão da evolução desse sistema deposicional no final do Quaternário.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADEGOKE, J. O. et al. An Assessment of recent changes in the Niger Delta coastline using satellite imagery. **Journal of Sustainable Development**, v. 3, n. 4, p. 277-296, 2010.

AEROMAPA S/A – Cartografia, Informática e Projetos. **Características do Landsat 8 – LDCM**, 2013. Disponível em: <http://www.aeromapa.com.br/pt/noticia/32-conheca-as-caracteristicas-do-landsat-8---ldcm>. Acesso em: abr 2013.

AGTERBERG, F. P. **Geomathematics**. Amsterdam: Elsevier, 1974. 596p.

ALFOLDI, T.T. Remote sensing for water quality monitoring. In: JOHANNSEN, C.J.; SANDERS, J.L. **Remote sensing for resources management**. Iowa: Soil Conservation Society of America, cap 27, p. 317-328, 1982.

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 Reviews**, v. 25, p. 486-506, 2006.

BAATZ, M.; SCHÄPE, A. Multiresolution Segmentation – an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: STROBL, J. et al. (eds.). **Angewandte geographische informationsverarbeitung XII**. Wichmann, Heidelberg, p. 12-23, 2000.

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

BANDEIRA JR., A.N.; PETRI, S.; SUGUIO, K. **Projeto Rio Doce** (Relatório Final) – Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro, 1975.

BEHLING, H.; COHEN, M. C. L.; LARA, R. J. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Holanda, v. 167, p. 225-242, 2001.

BICKET, A. R. et al. A multiscale geoarchaeological approach from the Laurentine shore (Castelporziano, Lazio, Italy). **Géomorphologie: relief , processus , environnement**, v. 4, p. 257-270, 2009.

BITTENCOURT, A. C. S. P. et al. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 2, p. 333-41. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17625686>, 2007.

BLASCHKE, T.; BURNETT, C.; PEKKARINEN, A. New contextual approaches using image segmentation for object-based classification. In: DE MEER, F.; DE JONG, S. (Eds.). **Remote sensing image analysis: including the spatial domain**. Dordrecht: Kluwer, p. 211-236, 2004.

BLASCKHE. T. Object based image analysis for remote sensing. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 65, n.1, p. 2-16, 2010.

BUSO JR, A. A. et al. Late Pleistocene and Holocene Vegetation, Climate Dynamics, and Amazonian taxa in the Atlantic Rainforest of Linhares, Southeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, p. 1747-1762, 2013a.

BUSO JR, A. A. et al. From an Estuary to a Freshwater Lake: A Paleo-Estuary Evolution in the Context of Holocene Sea-Level Fluctuations, Southeastern Brazil. **Radiocarbon**, v. 55, p. 1735-1746, 2013b.

CALZADILLA PÉREZ, A. et al. Monitoring a recent delta formation in a tropical coastal wetland using remote sensing and GIS. Case study: Guapo river delta, laguna de Tacarigua, Venezuela. **Environment, Development and Sustainability**, v. 4, p. 201 – 209, 2002.

CARTER, R.W.G. The morphodynamics of beach ridge formation. Magilligan, Northern Ireland, **Marine Geology**, v. 73, p. 191–214, 1986.

CARTER, R.W.G. et al. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. **Marine Geology**, v. 88, p. 221-242, 1989.

CASTRO, D. F. et al. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. **Diatom Research**, v. 28, p. 455-466, 2013.

CATANI, F. et al. On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: Estimation of landform attributes and mass movements. **Geomorphology**, v. 66, n. 1-4, p. 119-131, 2004.

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

CLARK, J. **Coastal Ecosystems - Ecological Considerations for Management of the Coastal Zone**. Washington: The Conservation Foundation. 1974. 178p.

COHEN, M. C. L. et al. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, The Netherlands, v. 13, n.4, p. 433-443, 2005.

COHEN, M. C. L. et al. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Catena**, 2014 (no prelo).

CREMON, E. H. Caracterização morfológica do sistema fluvial do rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2012. 167p.

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

DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. New York: Wiley, 1986. 646p.

DE JONG, S. M.; VAN DER MEER, F. D. (Eds) **Remote sensing image analysis including the spatial domain**. Dordrecht: Kluwer academic Publishers, 2004. 359p

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. da 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.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 2, p. 98-105, 1983.

DOMINGUEZ, J.M.L. **Quaternary sea-level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil**. 1987. 288p. Dissertation (Doctor of Philosophy (Ph.D.) – University of Miami, Marine Geology and Geophysics Department, Miami, 1987.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O. H.; HOWARDS, J. D. (Eds) **Sea-level fluctuation and coastal evolution**, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 41, p. 115-127, 1987.

DOMINGUEZ, J. M. L. Deltas dominados por ondas : críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1-4, p. 352-361, 1990.

DONG, J. et al. Advances in multi-sensor data fusion: algorithms and applications. **Sensors** (Basel, Switzerland), v. 9, n. 10, p. 7771-7784, 2009.

- EARTHSAT. **GeoCover™ Product Description SheetEarth**. Rockville, Maryland, 1999.
- EARTHSAT. **GeoCover™ Product Description SheetEarth**. Rockville, Maryland, 2004.
- ECOGNITION DEVELOPER. **Ecognition developer 8.7**: reference book. Munique: Definiens AG, 2011.197 p.
- ELLIOT, T. Deltas. In: READING, H.G. (ed.) **Sedimentary environments and facies**. Oxford, Blackwell, p.113-154, 1986.
- EL-ASMAR, H. M. Short term coastal changes along Damiette – Port Said coast northwest of the Nile Delta, Egypt. **Journal of Coastal Research**, 18(3), p. 433-441, 2002.
- EL-RAEY, M. et al. Remote sensing of beach erosion/accretion patterns along Damietta – Port Said shoreline, Egypt. **International Journal of Remote Sensing**. ISSN 0143-1161, 1997.
- ELSHEIKH, A. E. M. et al. The evolution of the river Gash basin eastern Sudan. **Journal of Environmental Hidrology**, v. 16, n. 6, p. 1-9, 2009.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Satélites de Monitoramento**, 2013. Disponível em: <http://www.sat.cnpem.br/>. Acesso em: abr 2013.
- 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 & 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. 18692-18695, 2008.
- FISHER, W. L. Facies characterization of Gulf coast basin delta system, with some Holocene analogues. **Transactions of Gulf Coast Association of Geol. Soc.**, v. 19, 1969.
- FLANDERS, D.; HALL-BEYER, M; PEREVERZOFF, J. Preliminary evaluation of eCognition object-based software for cut block delineation and feature extraction. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 29, p. 441-452, 2003.
- FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia**: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. 318p.

FRANÇA, M. C. et al. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena** (Cremlingen), v. 110, p. 59-69, 2013.

FRAZIER, P.S.; PAGE, K.J. Water Body Detection and Delineation with Landsat TM. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 66, n. 12, p. 1461-1467, 2000.

FROUIN, R.; SCHWINDLING, M.; DESCHAMPS, P. Y. Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared: in situ measurements and remote sensing implications. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. 6, p. 14361–14371, 1996.

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 Geological Society, Houston, 87-98, 1975.

GARDNER, J. V. et al. Shelf-edge deltas and drowned barrier–island complexes on the northwest Florida outer continental shelf. **Geomorphology**, v. 64, n. 3-4, p. 133-166. doi: 10.1016/j.geomorph.2004.06.005, 2005.

GOODBRED JR., S. L. et al. 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**. International Association of Geomorphologists, Taylor & Francis Group, v. 1, 2004. 1202p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2 ed., 1995. 472p.

GUMBRICHT, T.; MCCARTHY T. S.; MERRY, C. L. The topography of the Okavango Delta, Botswana, and its tectonic and sedimentological implications. **South African Journal of Geology**, v. 104, n. 3, p. 243-264, 2001.

HARALICK, R. M.; SHAPIRO, L. Survey: Image segmentation techniques. **Computer Vision, Graphics, and Image Processing**, v. 29, p. 100-132, 1985.

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

- HONG, E.; HUANG, T.-CHI; YU, H.-SHING. Morphology and Dynamic Sedimentology in front of the Retreating Tsengwen Delta, Southwestern Taiwan. **TAO**, v. 15, n. 4, p. 565-587, 2004.
- HOOGENDOORN, R. M. et al. Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. **Marine Geology**, v. 222-223, p. 359-380, 2005.
- HOYT, J. H. Barrier island formation. **Geological Society of America Bulletin**, v. 78, p. 1125-1136, 1967.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- IBANEZ, D. M. **Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas**. 2007. 164 p. (INPE-14653-TDI/1211). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnK2Y/NnkGt>>. Acesso em: 16 abr. 2014.
- IGARASHI, T. Alos mission requirement and sensor specifications. **Advances in Space Research**, v. 28, n. 1, p. 127-131. doi: 10.1016/S0273-1177(01)00316-7, 2001.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Levantamento de Recursos Naturais**, vol. 34. MME-Folhas SF 24, Rio Doce, 1987.
- INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Catálogo de imagens**, 2013. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. Acesso em: out 2012.
- ITT Visual Information Solution. **ENVI 4.7**. version 4.7. Boulder, Colorado, EUA, 2009.
- Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). **ALOS Research and Application Project**. EORC, JAXA, 2007. Disponível em: <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/about/.htm>. Acesso em: abr 2013.
- JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009. 598 p.
- JOHNSON, D.W. **Shore processes and shoreline development**. New York: John Wiley & Sons, 1919. 584p.

JONES, T. A.; HAMILTON, D. E.; JOHNSON, C. R. **Contouring geologic surfaces with the computer**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1986. 314p.

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. New Jersey: Prentice-Hall Inc., 1976. 429p.

KÖPPEN, W. **Climatologia**: con un estudio de los climas de la tierra. México, D. F: Fondo de Cultura Econômica, 1948. 479p.

MACGLONE, J. C. **Manual of Photogrammetry**. 5. ed. Bethesda: ASP&RS, 2004. 1151p.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. Différentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses marines pléistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil). **Photointerprétation**, v. 3, fasc. 4/5, Paris, p. 1-10, 1981.

MARTIN, L. et al. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p.14.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 99, n. 1-2, p. 119-140, 1992.

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.

MARTIN, L. et al. Coastal Quaternary Formations of the Southern Part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 389 - 404, 1996.

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

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.

MILANI, E. J. et al. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 3, p. 1-46, 2001.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p. 87-94, 2003.

MOUCHOT, M.-C. et al. Monitoring the Water Bodies of the Mackenzie Delta by Remote Sensing Methods. **Arctic**, v. 44, p. 21-28, 1991.

NASA. Jet Propulsion Laboratory. **SRTM: Shuttle Radar Topography Mission**. California, 2006. Disponível em : <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. Acesso em: jan 2013.

NAVULUR, K. **Multispectral image analysis using the object-oriented paradigm**. Boca Raton: CRC Press, 2006. 184p.

NGUYEN, V. L.; TA, T. K. O.; SAITO, Y. Early Holocene initiation of the Mekong River delta, Vietnam, and the response to Holocene sea-level changes detected from DT1 core analyses. **Sedimentary Geology**, v. 230, n. 3-4, p. 146-155, 2010.

NOVO, E. M. L. de M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Blucher, 4ª Edição revista e ampliada, 2010. 367 p.

OGBA, C. O.; UTANG, B. P. Geospatial Evaluation of Niger Delta Coastal Susceptibility to Climate Change. In: FIG CONGRESS, 2010, Sydney, Australia. **Proceedings...** Sydney: [s.n.], 2010.

OVEREEM, I.; SYVITSKI, J. P. M. Dynamics and Vulnerability of Delta Systems. **LOICZ Reports & Studies**, v. 35, p. 9-54, 2009.

PHILIPSON, W. **Manual of Photographic Interpretation**. 2. ed. Bethesda: ASP&RS, 1997. 555p.

PRANZINI, E. Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy). **Geomorphology**, v. 38, p. 125-132, 2001.

RABUS, B. et al. The Shuttle Radar Topography Mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**. Folha SE 24, Rio Doce, Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1987, 390p.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics**. 2. ed. New York: Springer, 1980. 549p.

RESTREPO, J. D. et al. Morphodynamics of a high discharge tropical delta, San Juan River, Pacific coast of Colombia. **Marine Geology**, v. 192, p. 355-381, 2002.

RESTREPO, J. D.; LÓPEZ, S. A. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 1, p. 1-21. doi: 10.1016/j.jsames.2007.09.002, 2008.

RICHARDS, J. A. **Remote sensing digital image analysis: an introduction**. Berlin: Springer. 5. ed. 2013. 494p.

ROSENQVIST, M. S.; WATANABE, M. ALOS PALSAR: technical outline and mission concepts. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RETRIEVAL OF BIO- AND GEOPHYSICAL PARAMETERS FROM SAR DATA FOR LAND APPLICATIONS, 4., 2004, Innsbruck, Austria . **Proceedings...** Innsbruck, 2004. p. 1-7.

ROSENQVIST, A. et al. ALOS PALSAR: A Pathfinder Mission for Global-Scale Monitoring of the Environment. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 45, n. 11, p. 3307-3316, 2007.

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

ROSSETTI, D. de F. et al. Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. **The Holocene**, v. 18, p. 923-934, 2008.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Wiley, 1977. 338p.

SEYBOLD, H.; ANDRADE, J. S.; HERRMANN, H. J. Modeling river delta formation. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 104, n. 43, p. 16804-9, 2007.

SHACKLETON, N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records. **Proceedings of the Royal Society of London**, Part.B174, 135–154, 1969.

SILVA, D. R. V. da; AMARO, V. E. Integração entre dados ópticos e radar (SRTM) para a caracterização geoambiental da costa setentrional do Rio Grande do Norte. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, n. 2, p. 111-123, 2008.

SOUZA FILHO, P.W.M. **Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia da planície costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno**. Dissertação de Mestrado. Belém, UFPA. 1995, 123 p.

SOUZA FILHO, P. W. M.; PARADELLA, W. R. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75, n. 3, p. 341-356, 2003.

STAPOR, F.W. Holocene beach ridge plain development. Northwest Florida, **Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband**, v. 22, 116–141, 1975.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: MÖRNER, N. A. (ed.), **Earth rheology, isostasy and eustasy**, New John Willey and Sons: 471-486, 1980.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian Coast. **Geo-Marine Letters**, v.1, p. 181-185, 1981.

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, 4., 1982, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: CTCQ-SBG, 1982. p. 93-116.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Paleoshorelines and the sambaquis of Brazil. In: JOHNSON, L. L.; STRIGHT, M. (Eds.), **Paleoshorelines and Prehistory**. Coca Raton: CRC Press, 1992. p. 83-99.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003. 400p.

SWAN, A. R. H.; SANDILANDS, M. **Introduction to geological data analysis**. Oxford: Blackwell, 1995. 446p.

TEIXEIRA, S. G.; SOUZA FILHO, P. W. M. Mapeamento de ambientes costeiros tropicais (Golfão maranhense, Brasil) utilizando imagens de sensores remotos orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, p. 69-82, 2009.

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

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Catálogo de imagens, EROS (*Earth Resources Observation and Science Center*). 2013. Disponível em: <http://glovis.usgs.gov/>. Acesso em: set 2012.

VALERIANO, M. M. et al. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 8, p. 1169-1181, 2006.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F. **TOPODATA**: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010. 74 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.10.18.35-RPQ). Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37FCGLP>>. Acesso em: jan 2013.

VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. **TOPODATA**: processamento dos dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010. 79 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.10.18.42-RPQ). Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37FCH9B>>. Acesso em: jan 2013.

VAN ZYL, J. J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. **Acta Astronautica**, v. 48, n. 5, p. 559-565, 2001.

VEDEL, V. et al. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, Berlin/Heidelberg, v. 15, n.2, p. 115-123, 2006.

VELLA, C. et al. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. **Marine Geology**, v. 222-223, p. 235-265. doi: 10.1016/j.margeo.2005.06.028, 2005.

YANG, X. Satellite monitoring of the dynamic environmental change of the active Yellow river delta, China. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, Viena, v. 31, p. 801-806, 1996.

YANG, X.; DAMEN, M. C.; ZUIDAM, R. A van. 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. doi: 10.1016/S0303-2434(99)85007-7, 1999.

ZANI, H.; ASSINE, M. Análise de superfícies de tendência com dados SRTM: estudo de caso na bacia sedimentar do Pantanal. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3403-3410. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.14.12.45>>. Acesso em: 16 abr. 2014.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. de. F.; ANDRADES FILHO, C. de. O. Análise temporal de imagens Landsat aplicada à extração de canais do megaleque Viruá, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 3522-3529. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFQRTRW/39UQ7K8>>. Acesso em: 16 abr. 2014.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. de. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 19, p. 6060-6075, 2012.

ZANI, H. **Deteção e caracterização do megaleque Viruá (RR) com dados multisensores e geológicos**: influência nos padrões atuais de vegetação. 2013. 163 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.04.11.56-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE),

São José dos Campos, 2013. Disponível em:  
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DLK7D5>>. Acesso em: 16 abr. 2014.

ZHAO, B. et al. A simple waterline approach for tidelands using multi-temporal satellite images: A case study in the Yangtze Delta. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 77, n. 1, p. 134-142. doi: 10.1016/j.ecss.2007.09.022, 2008.

ZUIDAM, R. A. van. **Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping**. Enschede: Smits Publishers, 1986. 449p.

WHITE, K.; EL ASMAR, H. M. Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. **Geomorphology**, v. 29, n. 1-2, p. 93-105, 1999.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. River delta morphology: Wave climate and the role of the subaqueous profile. **Science**, 176:282-284, 1972.

WRIGHT, L.D.; COLEMAN, J.M. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean waves and river discharge regimes. **Am. Assoc. Petroleum Geol. BuU.**, v. 57, p. 370-398, 1973.

WRIGHT, L.D. River deltas. In: DAVIS JR., R.A. (Editor). **Coastal sedimentary environments**. 2. ed. New York: Springer, 1985.