



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**CLÁUDIO ÂNGELO DA SILVA NETO**

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE ICAPUÍ,  
NORDESTE DO BRASIL**

**FORTALEZA**  
**2025**

CLÁUDIO ÂNGELO DA SILVA NETO

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE ICAPUÍ,  
NORDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior.

Coorientadora: Profa. Dra. Cynthia Romariz Duarte

FORTALEZA

2025

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Sistema de Bibliotecas

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- S579e Silva Neto, Cláudio Ângelo da.  
Evolução sedimentar holocênica da planície costeira de Icapuí, Nordeste do Brasil /  
Cláudio Ângelo da Silva Neto. – 2025.  
156 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de  
Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2025.  
Orientação: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior.  
Coorientação: Profa. Dra. Cynthia Romariz Duarte.
1. Strandplain. 2. Evolução costeira. 3. Neotectônica. 4. Luminescência opticamente  
estimulada. 5. Minerais pesados. I. Título.

CDD 551

---

CLÁUDIO ÂNGELO DA SILVA NETO

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE ICAPUÍ,  
NORDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.  
Área de concentração: Geologia.

Aprovada em: 14/11/2025.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho (Membro Interno)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Antônio Jeovah de Andrade Meireles (Membro Externo)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes (Membro Externo)  
Universidade Federal do Paraná (UFPR)

---

Prof. Dr. Michael Vandesteem Silva Souto (Membro Externo)  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

## **AGRADECIMENTOS**

A concretização desta tese representa o culminar de uma trajetória iniciada ainda em meu primeiro ano de graduação, quando tive meu primeiro contato com a Planície Costeira de Icapuí. Desde então, o Quaternário – com seus processos ativos, formas preservadas e possibilidades de observação direta – tornou-se o eixo central do meu interesse científico. Este trabalho, portanto, sintetiza 11 anos de observações, inquietações e amadurecimento acadêmico.

Agradeço, em primeiro lugar, à minha família – meus avós Cláudio e Mary, e minha mãe Lindalva – pelo amor, pela base afetiva e material, pela confiança e pelo apoio incondicional em todas as etapas da minha vida. Sem eles, nada disso teria sido possível.

À minha companheira Joyce, expresso minha gratidão profunda pelo amor, pela compreensão e pela paciência, por sustentar emocionalmente este processo e caminhar ao meu lado mesmo nos momentos de maior intensidade.

Meu reconhecimento especial vai aos meus orientadores, Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior e Profa. Dra. Cynthia Romariz Duarte. À Profa. Cynthia, agradeço sinceramente pela confiança depositada ao longo dos anos, pela continuidade desse apoio e pela generosidade acadêmica que sempre demonstrou. Sua orientação foi fundamental para minha formação científica e pessoal.

Ao Prof. Daniel, agradeço de maneira igualmente especial: pelas inúmeras conversas, discussões científicas, orientações francas e decisivas; por se mostrar sempre solícito ao diálogo; e, sobretudo, por exercer um papel crítico que me instigou a aperfeiçoar argumentos, questionar pressupostos e refinar minha capacidade de raciocínio científico. Sua postura intelectual rigorosa foi determinante para elevar a qualidade deste trabalho e para ampliar minha maturidade acadêmica.

Agradeço também ao Prof. Dr. Michael Vandesteem Silva Souto, que me concedeu minha primeira oportunidade no Laboratório de Geoprocessamento do Ceará (GEOCE) ainda em 2015 e que, em um dos primeiros trabalhos de campo da graduação, apresentou-me a Planície Costeira de Icapuí – experiência que plantou a semente desta pesquisa.

Aos professores que compõem a banca examinadora, agradeço pela disponibilidade, pela leitura atenta e pelas valiosas contribuições oferecidas para o aprimoramento desta tese.

Expresso minha profunda gratidão aos laboratórios que viabilizaram cada etapa técnica desta pesquisa:

- ao GEOCE/UFC, espaço de formação ao qual pertenço desde 2015;
- ao LAGETEC/UFC, onde realizei a separação e montagem das lâminas de minerais pesados;
- ao LGMA/UFC, pelo suporte nas etapas de preparação e separação granulométrica;
- e ao LEGAL/USP, onde efetuei as datações por Luminescência Opticamente Estimada (LOE), fundamentais para o arcabouço cronológico proposto.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará e a toda a UFC, pelo ambiente acadêmico, pela infraestrutura e pelo apoio institucional ao longo desta jornada.

Por fim, agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) pelo apoio imprescindível à minha formação.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

“O importante é nunca deixar de questionar. A curiosidade tem sua própria razão de existir” (Albert Einstein).

## RESUMO

Esta tese reconstitui a gênese e evolução da Planície Costeira de Icapuí (CE), um strandplain holocênico desenvolvido em ambiente semiárido, cuja existência desafia o modelo clássico de barreiras costeiras sustentadas por aporte fluvial expressivo. Propõe-se que sua formação resulta da interação entre regressão holocênica, corrente de deriva litorânea persistente de leste para oeste, múltiplas fontes sedimentares (falésias, deflação eólica, plataforma rasa) e forte compartimentação do espaço de acomodação condicionada por herança neotectônica da Bacia Potiguar. A abordagem integrou fotointerpretação de aerofotografias históricas (1950-1980), modelos digitais de terreno de LiDAR aerotransportado (0,5 m), datações por luminescência opticamente estimulada (LOE), análises granulométricas e de minerais pesados, estatística espacial, sensoriamento remoto e análise multivariada. As idades LOE ( $4,53 \pm 0,45$  ka a  $0,35 \pm 0,06$  ka AP) demonstram que toda a planície emersa é holocênica, refutando interpretações anteriores de terraços pleistocênicos superficiais e permitindo estabelecer um modelo evolutivo diacrônico dividido em cinco estágios. No Estágio A ( $\approx 4,5$ -1,9 ka AP), forma-se o primeiro conjunto de cordões litorâneos, preservado apenas como paleosuperfície tabular dissecada. Um hiato deposicional de  $\sim 2,6$  ka indica retrogradação costeira associada à aridificação regional e redução do aporte sedimentar. No Estágio B ( $\approx 1,9$ –1,2 ka AP), a retomada do aporte e a influência de anomalias estruturais favorecem a instalação de lagunas retrobarreira e a construção de cordões em ambos os flancos da área. O Estágio C ( $\approx 1,2$ –0,35 ka AP) é marcado por intensa capacidade de trapeamento sedimentar, progradação contínua e desenvolvimento de spits e esporões orientados de leste a oeste, sugerindo migração de inlet e reorganização da conexão laguna-mar. No Estágio D ( $\approx 0,35$ -0,075 ka AP), evidências morfológicas e idades indicam o fechamento de uma antiga desembocadura, o estabelecimento de uma nova barreira externa e posterior abertura do inlet atual. No Estágio E ( $\approx 75$  anos AP-presente), a soldagem de ilhas-barreira e a colmatação interna configuram a morfologia mais jovem, marcada pela interação entre planícies de maré interna e externa. A granulometria (108 amostras) revela afinamento sistemático e assimetria negativa predominante, compatíveis com o Caso B de McLaren e Bowles, indicando transporte seletivo e persistente por deriva. A assembleia de minerais pesados (41 amostras) documenta enriquecimento expressivo em hornblenda e diluição de minerais ultraestáveis (ZTR), refletindo



filtração hidrodinâmica e seleção por equivalência mineralógica, não mudança de proveniência. O Índice de Eficiência Depositional desenvolvido a partir dos três momentos de Pearson operacionaliza os princípios da GSTA para superfícies diacrônicas, permitindo mapear a coerência granulométrica com os processos de transporte. A coincidência entre máximos de progradação e altos estruturais reforça que a herança neotectônica controla zonas de ancoragem sedimentar e modula o potencial progradacional do strandplain. Demonstra-se, assim, que strandplains volumosos podem desenvolver-se em margens semiáridas sem aporte fluvial significativo, desde que existam fontes sedimentares contínuas, deriva eficiente e controle estrutural capaz de criar hotspots de acomodação.

**Palavras-chave:** Strandplain; Evolução costeira; Neotectônica; Luminescência opticamente estimulada; Minerais pesados.

## ABSTRACT

This thesis reconstructs the genesis and evolution of the Icapuí Coastal Plain (CE), a Holocene strandplain developed in a semi-arid environment, whose existence challenges the classic model of coastal barriers sustained by significant fluvial input. It proposes that its formation results from the interaction between Holocene regression, a persistent east-to-west longshore drift current, multiple sedimentary sources (cliffs, aeolian deflation, shallow platform), and strong compartmentalization of the accommodation space conditioned by the neotectonic legacy of the Potiguar Basin. The approach integrated photointerpretation of historical aerial photographs (1950-1980), airborne LiDAR digital terrain models (0.5 m), optically stimulated luminescence (OSL) dating, granulometric and heavy mineral analyses, spatial statistics, remote sensing, and multivariate analysis. The LOE ages ( $4.53 \pm 0.45$  kyr to  $0.35 \pm 0.06$  kyr BP) demonstrate that the entire emerged plain is Holocene, refuting previous interpretations of shallow Pleistocene terraces and allowing the establishment of a diachronic evolutionary model divided into five stages. In Stage A ( $\approx 4.5$ -1.9 kyr BP), the first set of coastal ridges is formed, preserved only as a dissected tabular paleosurface. A depositional hiatus of  $\sim 2.6$  ka indicates coastal retrogradation associated with regional aridification and reduced sediment supply. In Stage B ( $\approx 1.9$ -1.2 kyr BP), the resumption of supply and the influence of structural anomalies favor the formation of backbarrier lagoons and the construction of ridges on both flanks of the area. Stage C ( $\approx 1.2$ -0.35 kyr BP) is marked by intense sedimentary trapping capacity, continuous progradation, and the development of east-to-west oriented spits and spurs, suggesting inlet migration and reorganization of the lagoon-sea connection. In Stage D ( $\approx 0.35$ -0.075 kyr BP), morphological evidence and ages indicate the closure of an old estuary, the establishment of a new external barrier, and the subsequent opening of the current inlet. In Stage E ( $\approx 75$  years BP-present), the welding of barrier islands and internal silting configure the youngest morphology, marked by the interaction between inner and outer tidal flats. Grain size analysis (108 samples) reveals systematic fineness and predominant negative asymmetry, consistent with Case B of McLaren and Bowles, indicating selective and persistent transport by drift. The heavy mineral assemblage (41 samples) documents significant enrichment in hornblende and dilution of ultrastable minerals (RTZ), reflecting hydrodynamic filtration and selection by mineralogical equivalence, not a change in

provenance. The Depositional Efficiency Index, developed from Pearson's three moments, operationalizes the principles of GSTA for diachronic surfaces, allowing the mapping of granulometric coherence with transport processes. The coincidence between progradation maxima and structural highs reinforces that neotectonic heritage controls sedimentary anchoring zones and modulates the progradational potential of the strandplain. This demonstrates that voluminous strandplains can develop on semi-arid margins without significant fluvial input, provided there are continuous sedimentary sources, efficient drift, and structural control capable of creating accommodation hotspots.

**Keywords:** Strandplain; Coastal evolution; Neotectonics; Optically stimulated luminescence; Heavy minerals.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapa-síntese da costa leste/sudeste brasileira, onde é possível visualizar *strandplains* clássicos. Percebe-se que os exemplos abaixo estão desenvolvidos na presença de drenagens de grande porte e em regiões onde a geometria original da costa era embaiada.....19
- Figura 2 – Localização regional da Planície Costeira de Icapuí, com situação geral apresentada pelo polígono vermelho. Notem-se a disposição da plataforma continental e a orientação dos altos e baixos associados ao terreno desta região, com trend geral orientado a NE. ....59
- Figura 3 – Situação da PCI em relação ao relevo do seu entorno. São visíveis as duas direções nas quais os cordões litorâneos se alinham, ancorados nas falésias da Formação Barreiras.....60
- Figura 4 – Fotografia panorâmica da PCI, com deformação na orientação imposta pela reprojeção das imagens, mas que, ainda assim, permite visualizar os seus principais limites. A sul, as falésias da Formação Barreiras; a norte, a faixa praial limitada por uma extensa planície de maré (delta de maré vazante); e em uma posição centralizada, feixes de cordões litorâneos divididos por um sistema lagunar que, atualmente, está ocupado por tanques de salinas e carcinicultura.....61
- Figura 5 – Disposição das principais unidades litoestruturais no entorno da região da Planície Costeira de Icapuí, com destaque para as coberturas associadas à Bacia Potiguar, Formação Barreiras e estruturas geológicas associadas .....63
- Figura 6 – Aspecto de relevo da Planície Costeira de Icapuí (delimitada em vermelho), instalada defronte um setor com indicadores de relativo soerguimento. Trata-se de um bloco estrutural orientado a NE-SW e limitado pelos vales dos rios Apodi-Mossoró e Jaguaribe, assemelhando-se com a morfologia da Serra do Mel (outro bloco que apresenta fartos indícios de inversão neotectônica.....65
- Figura 7 – Síntese visual dos dados geoespaciais que foram integrados e subsidiaram a reconstituição morfológica da PCI (em D), considerando: (A) imagem do sensor remoto WPM do satélite CBERS-4A; (B) imagens aéreas antigas das décadas de 1950-1980 e (C) modelo digital de terreno a partir de sensor LiDAR aéreo. ....80
- Figura 8 – Distribuição das amostras sedimentológicas coletadas ao longo da. É possível perceber diferentes alvos superficiais onde foram coletadas amostras. ....82
- Figura 9 – Localização das amostras utilizadas na análise de minerais pesados. ....85
- Figura 10 – Localização das amostras coletadas para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Notar a disposição das amostras e como o modelo digital de terreno a partir de sensor LiDAR aéreo permitiu a localização acurada das cristas praiais durante a etapa de coleta em campo .....88
- Figura 11 – Etapas de campo para amostragem de sedimentos voltados à datação por LOE. (A) Escavação de cova com cerca de 60 cm de profundidade. (B) Cravação de tubo de alumínio em perfil sedimentar arenoso e homogêneo. (C) Cravação de tubo de alumínio em perfil com intercalação de camadas arenosas e cascalhosas; nestas situações, uma amostra adicional do estrato contrastante foi coletada. (D) Tubo de alumínio devidamente vedado após a coleta do material de interesse.....90

Figura 12 – Etapas gerais da análise laboratorial de amostras voltadas à datação por LOE. (A) Sala de preparação com procedimentos voltados à concentração de grãos de quartzo puros. (B) Preparação de série de alíquotas para cada amostra. (C) Carrossel do leitor Lexsyg Smart TL/OSL Smart Reader, que recebeu os discos contendo as alíquotas de cada amostra. (D) Detecção da concentração de radionuclídeos por espectrometria de raios gama utilizando um detector de Germânio Hiperpuro (HPGe). .....	91
Figura 13 – Delimitação dos compartimentos morfológicos principais da PCI, subsidiados pela fotointerpretação de imagens aéreas antigas (A, pré-antropização) e LiDAR aéreo (B). Detalhe para as diferenças entre os compartimentos E2, que representa um setor com morfologia datando de 1958, e E2R, que representa este mesmo compartimento, só que retrabalhado e atualizado para 2014. ....	97
Tabela 7 – Resultados das datações por Luminescência Opticamente Estimulada..	98
Figura 14 – Distribuição das idades LOE ao longo da PCI, com a compartimentação morfológica fotointerpretada sobreposta. ....	99
Figura 15 – Mapa de distribuição do diâmetro médio em phi ao longo da PCI.....	102
Figura 16 – Mapa de distribuição do grau de seleção em phi ao longo da PCI.....	105
Figura 17 – Mapa de distribuição da assimetria ao longo da PCI. ....	108
Figura 18 – Espacialização do proposto Índice de Eficiência Depositional para o Caso B de McLaren e Bowles ao longo da Planície Costeira de Icapuí.....	111
Figura 19 – Visualização da assembleia de minerais pesados presentes ao longo da Planície Costeira de Icapuí, segmentada em amostras de Praia Moderna e Antigas Cristas Praiais. Também foram coletadas amostras de potenciais áreas-fonte, que podem fornecido aporte sedimentar para a construção dos cordões litorâneos.....	117
Figura 20 – Diagrama biplot das duas primeiras dimensões analisadas, considerando as amostras das potenciais áreas-fonte na construção dos eixos das PCs. ....	118
Figura 21 – Diagrama biplot das duas primeiras dimensões analisadas, colocando as amostras das potenciais áreas-fonte como suplementares e agrupando amostras similares em 3 regiões ao longo da plotagem. ....	119
Figura 23 – Matriz de correlação do conjunto de dados analisado. ....	121
Figura 24 – Modelo evolutivo proposto para a Planície Costeira de Icapuí, considerando os resultados desta tese. ....	125

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cronologia dos eventos hidroclimáticos chave no Nordeste semiárido do Brasil e a resposta sedimentar associada .....	37
Tabela 2 – Escala granulométrica de Wentworth (1922) e conversão em unidades $\phi$ . .....	38
Tabela 3 – Classificação dos parâmetros granulométricos segundo Folk e Ward (1957) .....	40
Tabela 4 – Propriedades físico-químicas e fontes de minerais pesados relevantes para a Planície Costeira de Icapuí, ordenados por densidade crescente. ....	47
Tabela 5 – Etapas, objetivos e critérios de aceitação para cada etapa do Protocolo SAR. .....	52
Tabela 6 – Esquema de reclassificação dos parâmetros granulométricos em $\phi$ para o Índice de Favorabilidade Depositional (baseado no Caso B de McLaren e Bowles, 1985), onde os scores mais altos foram para granulometria mais fina, melhor grau de seleção e valores de assimetria mais negativos.....	84
Tabela 7 – Resultados das datações por Luminescência Opticamente Estimulada..	98

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>18</b>
1.1 Contexto geral .....	18
1.2 Consolidação terminológica .....	20
1.3. Singularidades da Planície Costeira de Icapuí .....	21
1.3 Síntese cronológica e estado do conhecimento sobre a PCI .....	23
1.4 Problema de pesquisa e hipótese .....	25
1.5 Objetivos .....	26
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>27</b>
2.1 Definições, gênese e tipologia dos cordões litorâneos e sistemas costeiros associados .....	27
2.2 Evolução sedimentar quaternária das planícies costeiras brasileiras .....	29
2.3 Variação do Nível Relativo do Mar (NRM) no Holoceno.....	32
2.4 Variações paleoclimáticas quaternárias no Nordeste do Brasil.....	34
2.5 Análise granulométrica e sua aplicação em ambientes costeiros .....	37
2.5.1 <i>Fundamentos e escala granulométrica .....</i>	<i>38</i>
2.5.2 <i>Momentos de Pearson e parâmetros estatísticos .....</i>	<i>39</i>
2.5.3 <i>A Análise de Tendência Granulométrica (GSTA) e suas limitações .....</i>	<i>40</i>
2.5.4 <i>Fundamentos da coleta e do processamento laboratorial.....</i>	<i>41</i>
2.6 Análise de minerais pesados na evolução sedimentar .....	42
2.7 Datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) .....	48
2.7.1 <i>Fundamento físico e interpretação cronológica.....</i>	<i>48</i>
2.7.2 <i>Fotoesvaziamento e limitações práticas .....</i>	<i>49</i>
2.7.3 <i>Estratégia de amostragem e controle de qualidade em campo.....</i>	<i>50</i>
2.7.4 <i>Preparação laboratorial e isolamento do quartzo .....</i>	<i>50</i>
2.7.5 <i>Determinação da Dose Equivalente (D<sub>e</sub>) – Protocolo SAR.....</i>	<i>51</i>
2.7.6 <i>Determinação da taxa de dose (Ď) .....</i>	<i>53</i>
2.7.7 <i>Tratamento estatístico e modelagem da Dose Equivalente .....</i>	<i>53</i>
2.7.8 <i>LOE como ferramenta de proveniência sedimentar.....</i>	<i>54</i>
2.7.9 <i>Aplicações em planícies costeiras brasileiras .....</i>	<i>54</i>
2.8 Sensoriamento remoto, geotecnologias e SIG no estudo da evolução sedimentar quaternária costeira.....	55
2.8.1 <i>Plataformas e sensores: resoluções, potencial e limites.....</i>	<i>55</i>

<b>2.8.2 Extração de informação geomorfológica e integração multiescalar .....</b>	<b>56</b>
<b>2.8.3 Antropização, marés e a necessidade de protocolos de tratamento .....</b>	<b>57</b>
<b>2.8.4 Síntese de utilidades e recomendações .....</b>	<b>58</b>
<b>3 ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>59</b>
<b>3.1 Contexto litoestrutural .....</b>	<b>61</b>
<b>3.2 Aspectos fisiográficos .....</b>	<b>63</b>
<b>3.2.1 Geomorfologia .....</b>	<b>64</b>
<b>3.2.2 Solos .....</b>	<b>65</b>
<b>3.2.3 Vegetação .....</b>	<b>66</b>
<b>3.2.4 Clima .....</b>	<b>66</b>
<b>3.2.5 Hidrografia .....</b>	<b>66</b>
<b>3.2.6 Ventos .....</b>	<b>67</b>
<b>3.2.7 Ondas .....</b>	<b>68</b>
<b>3.2.8 Marés .....</b>	<b>68</b>
<b>3.2.9 Padrões de circulação costeira .....</b>	<b>69</b>
<b>3.3 Fontes de aporte sedimentar para a Planície Costeira de Icapuí .....</b>	<b>69</b>
<b>3.4 Dinâmica Costeira e Processos Erosivos Recentes .....</b>	<b>71</b>
<b>3.5 Possível influência neotectônica na dinâmica costeira holocênica .....</b>	<b>73</b>
<b>3.6 Datações pretéritas e modelos evolutivos para a região de estudo .....</b>	<b>75</b>
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>79</b>
<b>4.1 Sensoriamento remoto e geoprocessamento .....</b>	<b>79</b>
<b>4.2 Amostragem e análises sedimentológicas .....</b>	<b>81</b>
<b>4.2.1 Estratégia de Amostragem e Coleta em Campo .....</b>	<b>81</b>
<b>4.2.2 Análise granulométrica .....</b>	<b>81</b>
<b>4.2.3 Análise estatística e espacialização dos parâmetros granulométricos .....</b>	<b>82</b>
<b>4.2.4 Modelagem de Índice de Eficiência Depositional .....</b>	<b>83</b>
<b>4.3 Análise de Minerais Pesados .....</b>	<b>85</b>
<b>4.3.1 Análise multivariada de dados .....</b>	<b>86</b>
<b>4.4 Geocronologia por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) .....</b>	<b>87</b>
<b>4.4.1 Análise Laboratorial .....</b>	<b>90</b>
<b>3.4.2.1 Preparação das Amostras e Isolamento do Quartzo .....</b>	<b>91</b>
<b>3.4.2.2 Determinação da Taxa de Dose Ambiental (<math>\dot{D}</math>) .....</b>	<b>92</b>
<b>3.4.2.3 Determinação da Dose Equivalente (<math>D_e</math>) pelo Protocolo SAR .....</b>	<b>92</b>
<b>3.4.2.4 Critérios de Validação, Análise dos Dados e Cálculo da Idade .....</b>	<b>94</b>



<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>96</b>
<b>5.1 Compartimentação morfológica .....</b>	<b>96</b>
<b>5.2 Cronologia LOE .....</b>	<b>98</b>
<b>5.3 Padrões granulométricos .....</b>	<b>101</b>
<b>5.3.1 <i>Diâmetro Médio</i> .....</b>	<b>101</b>
5.3.1.1 Sedimentos mais grossos: contextos localizados .....	102
5.3.1.2 Primeira geração de cordões litorâneos: granulometria residual .....	103
5.3.1.2 Síntese dos padrões de diâmetro médio .....	104
<b>5.3.2 <i>Grau de Seleção</i> .....</b>	<b>105</b>
5.3.2.2 Ambientes com seleção deficiente .....	106
5.3.2.5 Síntese quanto ao grau de seleção: três ambientes sedimentares .....	108
<b>5.3.3 <i>Assimetria</i> .....</b>	<b>108</b>
<b>5.4 Índice de Eficiência Depositional (IED) .....</b>	<b>111</b>
<b>5.4.1 <i>Limitações metodológicas</i> .....</b>	<b>112</b>
<b>5.4.2 <i>Dinâmica geral dos setores analisados</i> .....</b>	<b>112</b>
<b>5.4.3 <i>Dinâmica compartimentada</i> .....</b>	<b>114</b>
<b>5.4.4 <i>Validação com dinâmica isócrona contemporânea</i> .....</b>	<b>114</b>
<b>5.4.4 <i>Interpretação de conformidade em superfícies diacrônicas</i> .....</b>	<b>115</b>
<b>5.4 Minerais pesados .....</b>	<b>116</b>
5.4.1 <i>Análise de proveniência e processos via estatística multivariada</i> .....	117
<b>5.5 Revisão do Modelo Evolutivo da Planície Costeira de Icapuí .....</b>	<b>122</b>
<b>6 CONCLUSÕES .....</b>	<b>126</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>128</b>
<b>APÊNDICE 1 – PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE CORDÕES LITORÂNEOS ANTIGOS (C) E PRAIA ATUAL (N), RETRATANDO OS 3 MOMENTOS DE PEARSON (PHI) ....</b>	<b>151</b>
<b>APÊNDICE 2 – CONTAGEM BRUTA DOS MINERAIS PESADOS NAS AMOSTRAS ANALISADAS .....</b>	<b>155</b>
<b>APÊNDICE 3 – CONTAGEM BRUTA DOS MINERAIS PESADOS NAS AMOSTRAS ANALISADAS TRANSFORMADA EM LOG .....</b>	<b>157</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O presente trabalho de tese constitui um dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geologia pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC), inserido na linha de pesquisa de Geologia Sedimentar e Paleontologia. A investigação aqui detalhada é o resultado de quatro anos de pesquisa dedicados a esclarecer questões sobre a origem e evolução de um dos conjuntos mais complexos e bem preservados de feições deposicionais quaternárias da costa cearense.

A motivação central da pesquisa reside em um paradoxo geológico e sedimentar: a existência de uma planície progradante, materializada por feixes de cordões litorâneos, em um trecho do litoral semiárido brasileiro que não está associado diretamente a um grande aporte fluvial – e tampouco se desenvolveu em uma geometria embaiada da linha de costa. Tal configuração contrasta com modelos clássicos propostos para sistemas similares no Brasil. Esta tese busca elucidar os fatores e processos que controlaram essa evolução, integrando dados morfológicos, sedimentológicos, geocronológicos e estruturais, com o objetivo de propor um modelo evolutivo para a Planície Costeira de Icapuí (PCI).

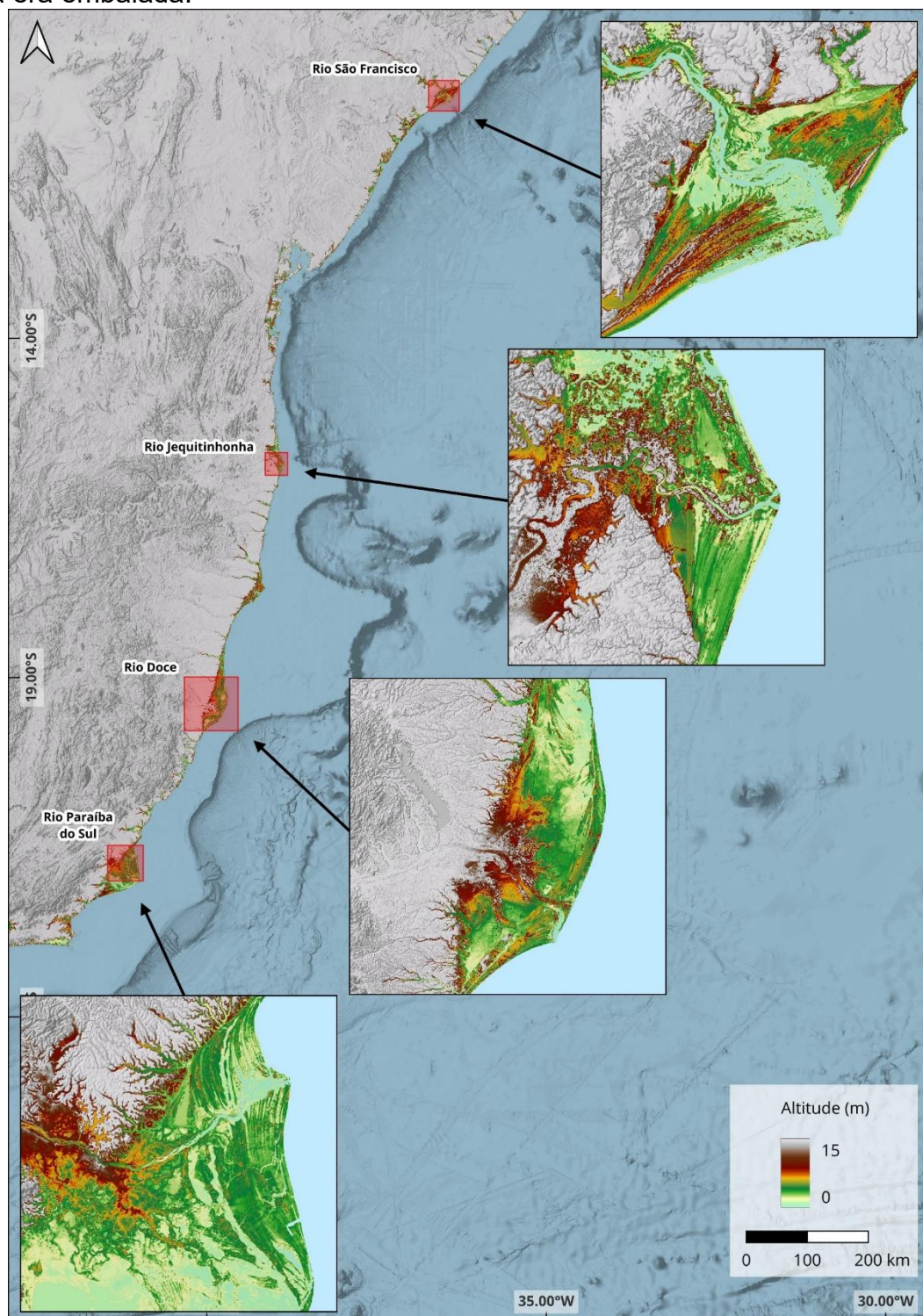
### 1.1 Contexto geral

Ao longo das margens continentais brasileiras desenvolvem-se sistemas deposicionais arenosos que registram a evolução quaternária da zona costeira. Um tipo recorrente e relevante, do ponto de vista estratigráfico, é o *strandplain* – frequentemente referido na literatura nacional como planície costeira em sentido geológico – constituído por sucessivos cordões litorâneos que representam pulsos de progradação e são comumente associados a dunas, lagunas retrobarreira e depósitos praias (Otvos, 2000; McBride *et al.*, 1995; Tamura, 2012).

*Strandplains* de maior expressão desenvolvem-se classicamente em contextos em que se conjugam: (i) aporte sedimentar abundante, geralmente vinculado a rios de grande porte; e (ii) geometria costeira favorável, como litorais embaiados que concentram o transporte sedimentar. Esses padrões são notadamente observados nas desembocaduras dos sistemas fluviais do Sudeste brasileiro – e.g., São Francisco, Doce, Paraíba do Sul e Jequitinhonha (Figura 1) – onde os cordões

litorâneos funcionam como arquivos estratigráficos de variações do nível relativo do mar (NRM), flutuações no aporte sedimentar e perturbações paleoclimáticas (Dominguez; Bittencourt; Martin, 1983; Dillenburg; Hesp, 2009; Tamura, 2012).

Figura 1 – Mapa-síntese da costa leste/sudeste brasileira, onde é possível visualizar *strandplains* clássicos. Percebe-se que os exemplos abaixo estão desenvolvidos na presença de drenagens de grande porte e em regiões onde a geometria original da costa era embaiada.



Em contraste, o litoral semiárido do Nordeste brasileiro, particularmente entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte, apresenta condições que, em princípio, limitariam o desenvolvimento de *strandplains* extensos: baixa precipitação anual, ausência de drenagens perenes expressivas e, frequentemente, linha de costa não embaiada. Contudo, a ocorrência de planícies costeiras progradantes bem preservadas, como a Planície Costeira de Icapuí, demonstra que mecanismos locais alternativos – tais como erosão de falésias, deflação eólica, deriva litorânea e controles estruturais – podem sustentar a formação e a preservação desses tratos sedimentares mesmo em contextos de déficit de aporte sedimentar fluvial (Silva, 2006; Bezerra *et al.*, 2008; Souza, 2016).

## 1.2 Consolidação terminológica

A literatura sobre sistemas costeiros progradacionais apresenta grande diversidade terminológica para designar as cristas arenosas paralelas à linha de costa. Termos como *beach ridges*, *foredune ridges*, *cheniers* e *coastal ridges* são frequentemente utilizados de maneira sobreposta, o que exige uma definição clara dos conceitos empregados nesta tese.

Neste trabalho, adota-se o termo cordões litorâneos (*coastal ridges* ou *strandlines*) para designar, de forma abrangente e descritiva, as cristas arenosas que constituem o núcleo progradacional da Planície Costeira de Icapuí (PCI). Essa escolha decorre do caráter parcimonioso e não genético do termo, adequado ao contexto da pesquisa. As cristas analisadas podem incluir feições de origem predominantemente praial (*beach ridges sensu stricto*), mas também apresentar retrabalhamento eólico ou sobreposição de antigas dunas frontais. Assim, “cordões litorâneos” é utilizado como categoria integradora, permitindo abordar o sistema como um conjunto de feições geradas sob a influência combinada de processos marinhos e eólicos (Angulo, 1996; Otvos, 2000; Hesp *et al.*, 2005; Dillenburg *et al.*, 2000; Otvos, 2012).

Em síntese, a planície costeira pode ser compreendida em dois níveis complementares: (i) em sentido estratigráfico, representada pelo *strandplain* — o núcleo progradacional formado por feixes sucessivos de cordões litorâneos, foco desta pesquisa —; e (ii) em sentido geomorfológico, como o conjunto mais amplo de feições associadas (e.g., lagunas, campos de dunas, deltas de maré, praias e falésias) que integram o sistema costeiro adjacente (Taylor; Stone, 1996; Tamura, 2012).

Desse modo, a PCI é tratada como um strandplain, entendido como o trato sedimentar progradacional formado por feixes sucessivos de cordões litorâneos que registram oscilações do nível relativo do mar (NRM) e variações na energia hidrodinâmica e no balanço sedimentar ao longo do Holoceno. Os cordões são considerados arquivos morfoestratigráficos, cuja análise permite inferir taxas de progradação, mudanças paleoambientais e possíveis controles estruturais regionais.

Para fins desta tese, o termo Planície Costeira de Icapuí será utilizado em sentido geológico/estratigráfico, como sinônimo de *strandplain de Icapuí*, correspondendo à unidade deposicional formada por cordões litorâneos progradacionais que registram a evolução sedimentar holocênica do litoral leste cearense. Essa delimitação conceitual não exclui a análise dos compartimentos costeiros associados, mas estabelece o *strandplain* como o núcleo interpretativo da investigação.

Os cordões litorâneos, por sua vez, são considerados *proxies* primários da evolução sedimentar da PCI, pois cada crista representa um episódio de deposição resultante da interação entre o nível relativo do mar, o regime de ondas, o balanço sedimentar e o retrabalhamento eólico (Taylor; Stone, 1996; Tamura, 2012). Parâmetros como espaçamento, amplitude topográfica, granulometria e mineralogia refletem o equilíbrio entre suprimento e espaço de acomodação, permitindo reconstituir variações ambientais em escalas centenárias a milenares (Hesp, 2006; Boski *et al.*, 2015).

Dessa forma, a datação e caracterização sedimentológica dos cordões litorâneos constituem uma estratégia metodológica para reconstruir a história evolutiva da PCI. Essas feições atuam como arquivos cronossedimentares capazes de registrar pulsos de progradação, mudanças na energia deposicional e variações de proveniência sedimentar, complementando outros *proxies* paleoclimáticos e regionais – como registros da ZCIT, espeleotemas e sedimentos marinhos (Taylor, 1996; Tamura, 2012; Hesp, 2006; Boski *et al.*, 2015).

### **1.3. Singularidades da Planície Costeira de Icapuí**

A região de Icapuí insere-se em um contexto de clima tropical semiárido quente e brando, caracterizado por baixos índices de precipitação anual concentrada em poucos meses (fevereiro a maio) (Barros *et al.*, 2024; Carneiro, 2024).

Consequentemente, o aporte sedimentar oriundo das bacias hidrográficas locais é historicamente reduzido, tornando a margem continental adjacente deficiente em sedimentos (*sediment-starved margin*). O principal sistema de drenagem da região, o Rio Apodi-Mossoró, apresenta uma vazão (atual) sazonal e reduzida, sendo sua foz localizada a leste da planície de Icapuí. Isso implica que qualquer contribuição sedimentar fluvial a Icapuí dependeria de um eficiente transporte por deriva litorânea no sentido leste-oeste (Carneiro, 2024).

As diferenças de vazão entre os principais rios brasileiros que alimentam planícies costeiras ilustram a singularidade hidrológica do contexto de Icapuí. O Rio Apodi-Mossoró, cuja bacia cobre aproximadamente 14.000 km<sup>2</sup>, apresenta descarga média anual de apenas  $\approx 11 \text{ m}^3/\text{s}$  (cerca de  $0,36 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$ ), com escoamento sazonal que se inicia em fevereiro e praticamente cessa entre novembro e dezembro (Souza *et al.*, 2012). Em contraste, grandes rios do Sudeste, como o Rio São Francisco ( $\approx 2.850 \text{ m}^3/\text{s}$ ), o Rio Doce ( $\approx 900 \text{ m}^3/\text{s}$ ), o Paraíba do Sul ( $\approx 1.000 \text{ m}^3/\text{s}^{11}$ ) e o Jequitinhonha ( $\approx 250 \text{ m}^3/\text{s}$ ), exibem vazões anuais da ordem de dezenas a centenas de bilhões de metros cúbicos (Dominguez; Bittencourt; Martin, 1983; Dillenburg; Hesp, 2008; ANA, 2025). Assim, o fluxo médio do Apodi-Mossoró é cerca de 800 vezes menor que o do Paraíba do Sul e mais de 250 vezes inferior ao do Jequitinhonha, confirmando o caráter de baixo aporte fluvial e forte sazonalidade típico do semiárido nordestino. Essa limitação hídrica explica a escassez de aporte terrígeno e destaca a importância relativa de outros mecanismos favorecendo a alimentação sedimentar da Planície Costeira de Icapuí.

Outra curiosidade a respeito do desenvolvimento da PCI reside na geometria costeira local que é, em grande parte, convexa (não-embaiada), que contrasta com a tipologia côncava que normalmente favoreceram a retenção de sedimentos marinhos e a deposição durante a queda do Nível Relativo do Mar (NRM) (Carneiro, 2024). Esta condição é abordada por modelos clássicos como desfavorável ao acúmulo competitivo de sedimento por deriva (McBride *et al.*, 1995; Otvos, 2012), entrando em suposta contradição com a dependência de um transporte eficiente pela corrente litorânea.

Essas aparentes contradições geraram a questão central desta tese: por que e como se desenvolveu e preservou um *strandplain* relativamente expressivo e preservado para a região (com cerca de 25 km de extensão longitudinal e até 3 km de largura), num contexto de aporte fluvial reduzido e geometria costeira não-

convergente? As explicações parciais (deflação eólica contínua, erosão de falésias, ação da deriva litorânea) são plausíveis, mas insuficientes para explicar a concentração espacial da progradação em Icapuí e a ausência de desenvolvimento similar em trechos costeiros adjacentes com condições superficiais parecidas, mesmo na foz do rio Apodi-Mossoró.

Uma hipótese alternativa explicativa, a ser testada, invoca controle estrutural/neotectônico local. A PCI localiza-se na margem noroeste da Bacia Potiguar, em uma região com herança de lineamentos estruturais e reativações cenozoicas na Bacia Potiguar (Bezerra *et al.*, 2008; Bezerra; Vita-Finzi, 2000), que podem ter introduzido compartimentações de acomodação e variações locais de batimetria, alterando o espaço de acomodação e favorecendo a acumulação localizada de sedimentos (trapas), funcionando como pontos de concentração da deriva litorânea ou zonas de dissipação de energia que permitiram a fixação das cristas praias onde, geometricamente, não deveriam existir com tal expressão.

A morfologia convexa da costa de Icapuí diferencia-a de outras planícies costeiras nordestinas e pode refletir precisamente esse controle estrutural. Essa hipótese conjuga evidências morfológicas, geofísicas e estratigráficas e tem previsões testáveis (Bezerra *et al.*, 2008; Araújo, 2023; Manhães, 2025).

Reforçam esta hipótese a existência de extensas e expressivas evidências de deformações neotectônicas cenozoicas em Icapuí, com falhas, dobramentos e estruturas hidroplásticas afetando os sedimentos miocênicos da Formação Barreiras (Sousa, 2002; Sousa *et al.*, 2008; Manhães, 2025).

### **1.3 Síntese cronológica e estado do conhecimento sobre a PCI**

Os estudos sobre a PCI evoluíram em etapas. Meireles (1991) forneceu uma primeira caracterização geomorfológica sistemática, descrevendo sua arquitetura geral e propondo terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos com base em critérios topográficos e superfícies erosivas. Posteriormente, Morais e Meireles (1992) documentaram indicadores geomorfológicos de flutuações do NRM. Porém, a ausência de datações absolutas em estratos da planície manteve o modelo em nível hipotético.

Meireles *et al.* (2005) incorporaram datações por  $^{14}\text{C}$  em conchas de bivalves marinhos e materiais orgânicos de paleomanguezais, obtendo idades para

terraços holocênicos (intervalo:  $1.720 \pm 50$  a  $1.660 \pm 45$  anos A.P.). Porém, o  $^{14}\text{C}$  em material continental carrega limitações metodológicas severas: (1) possível efeito reservatório em águas costeiras; (2) risco de datação de bioclastos retrabalhados fora de posição de vida; e (3) incertezas nas correções de idade. Crucialmente, as datações representaram, na época, um único ponto de referência cronológica, impedindo extrapolação confiável para toda a planície.

Trabalhos intermediários (2010-2020) incorporaram sensoriamento remoto, análise espaço-temporal da linha de costa (Souza, 2016) e caracterização faciológica da plataforma interna (Barros, 2014; Abreu Neto *et al.*, 2019), porém mantiveram o caráter predominantemente descritivo-geomorfológico.

Um avanço metodológico relevante foi abordado por Ximenes Neto *et al.* (2024), que aplicaram Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) diretamente em grãos de quartzo das cristas praias, método que evita limitações do  $^{14}\text{C}$  ao datar diretamente o evento de sedimentação. Os resultados de cinco amostras geraram idades holocênicas para o setor oeste da planície ( $1.200 \pm 190$  a  $225 \pm 50$  anos A.P.). Este advento confirmou quantitativamente que a progradação das cristas ocorreu predominantemente no Holoceno tardio. Contudo, as datações LOE de Ximenes Neto *et al.* (2024) são geograficamente pontuais, não datando as cristas de maior altitude e do setor leste, nem o suposto terraço marinho pleistocênico que Meireles propôs. Consequentemente, não permitem a construção de modelo cronológico completo e espacialmente representativo de evolução da PCI.

Investigações recentes sobre morfodinâmica deltaica e neotectônica (Carneiro, 2024; Araújo, 2023; Manhães, 2025) apontaram para a possível influência de controles estruturais locais, hipótese que não foi ainda testada de maneira integrada com evidências cronológicas e sedimentológicas. Em suma, o conhecimento atual confirma episódios de progradação holocênica em partes da PCI, mas carece de cobertura cronológica e analítica ampla que permita avaliar espacialmente o padrão de progradação, separar sinais pleistocênicos de holocênicos e avaliar a contribuição relativa de processos climáticos, de deriva litorânea, de erosão de falésias e de ação eólica na gênese e preservação do *strandplain*.

Percebe-se, assim, que a cobertura geográfica permanece incompleta – cristas praias do setor leste, bem como os supostos terraços marinhos pleistocênicos, carecem de datação LOE, impossibilitando modelo de progradação para a planície inteira. O modelo evolutivo de Meireles (1991, 2005, 2011) foi gradualmente reforçado



por trabalhos posteriores, sem que hipóteses alternativas (particularmente o papel de controles estruturais locais) fossem explicitamente testadas. Além disso, análises sedimentológicas publicadas – com foco na granulometria e minerais pesados – mantêm nível descritivo, sem quantificação de processos de transporte, proveniência e dinâmica de fluxos que conectem propriedades sedimentares aos agentes ambientais fundamentais.

#### 1.4 Problema de pesquisa e hipótese

A problemática central que orienta esta tese decorre dessa lacuna: como foi possível gerar e preservar um *strandplain* extenso e bem conservado em Icapuí – numa margem de clima semiárido, com aporte fluvial perene negligenciável e geometria costeira predominantemente convexa – quando, segundo os modelos clássicos, a formação de *strandplains* expressivos costuma requerer aporte fluvial relevante e geometria embaiada que favoreça convergência sedimentar?

Propõe-se que formação e preservação da PCI decorreram da interação entre: (i) janelas de acomodação induzidas pelo comportamento eustático holocênico; (ii) aporte sedimentar contínuo mas não necessariamente de origem fluvial, podendo ter contribuição de outras potenciais fontes, como a erosão de falésias e a deflação eólica; (iii) intensa corrente de deriva litorânea regional, capaz de transportar e concentrar sedimento em setores favoráveis ao longo do litoral; e (iv) controles arquiteturais locais – associados à herança estrutural e à reativação neotectônica da Bacia Potiguar – teriam criado compartimentações de batimetria e de acomodação que funcionaram como pontos de ancoragem para a acumulação de cordões.

Desta combinação de fatores, decorrem predições testáveis: espera-se observar a correlação espacial entre setores de maior progradação e feições estruturais/altos locais documentáveis; diferenças significativas nas taxas e nas propriedades sedimentares entre setores que reflipam transporte dominante por deriva eólica/deriva litorânea em vez de aporte fluvial direto; e uma distribuição temporal heterogênea de idades LOE/OSL que revele fases de progradação dependentes de janelas climáticas eustáticas e de disponibilidade sedimentar.

Portanto, a investigação busca não apenas datar e caracterizar as cristas praias, mas também testar empiricamente a contribuição relativa da deriva litorânea e do controle estrutural na gênese da Planície Costeira de Icapuí.

## 1.5 Objetivos

A meta maior desta tese é reconstruir a evolução sedimentar quaternária da Planície Costeira de Icapuí por meio da análise integrada dos conjuntos de cristas praias, avaliando se controles neotectônicos locais modularam o espaço de acomodação e permitiram a formação de um *strandplain* expressivo em contexto semiárido de baixo aporte fluvial e geometria de costa não-favorável ao seu desenvolvimento.

Para alcançar o objetivo geral, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- a) Reconstituir a morfologia pré-antropização da planície costeira, integrando dados de sensoriamento remoto históricos (fotografias aéreas) e modernos (LiDAR de alta resolução), para delinear os compartimentos morfológicos e os diferentes conjuntos (*sets*) de cordões litorâneos;
- b) Estabelecer o arcabouço geocronológico da progradação da planície por meio de datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), a fim de determinar as idades dos conjuntos de cordões, identificando hiatos deposicionais e calculando as taxas de progradação das gerações de cordões litorâneos, confrontando-as com registros paleoclimáticos regionais
- c) Caracterizar a composição e a distribuição espacial dos sedimentos através de análises granulométricas e de minerais pesados, com apoio de análise estatística multivariada, para investigar a proveniência sedimentar, os processos de transporte seletivo e as variações na dinâmica deposicional ao longo da evolução da planície.
- d) Integrar os dados morfológicos, cronológicos e sedimentológicos para revisar o modelo evolutivo para a Planície Costeira de Icapuí, explicando o paradoxo associado à sua formação e discutindo a hierarquia dos fatores de controle que levaram à sua configuração atual.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Definições, gênese e tipologia dos cordões litorâneos e sistemas costeiros associados

Os sistemas costeiros progradacionais englobam uma variedade de formas deposicionais que refletem a interação dinâmica entre processos marinhos, eólicos e, em menor escala, fluviais. Entre essas formas, destacam-se as cristas arenosas paralelas à linha de costa, cuja terminologia é historicamente heterogênea. Termos como *beach ridges*, *foredune ridges*, *cheniers* e *coastal ridges* têm sido empregados de maneira sobreposta, frequentemente sem distinção clara quanto à gênese ou ao contexto deposicional (Otvos, 2000; Hesp *et al.*, 2005). Essa imprecisão terminológica exige uma padronização conceitual, sobretudo em estudos que buscam integrar morfologia, estratigrafia e processos costeiros.

Neste trabalho, adota-se o termo cordões litorâneos (*coastal ridges* ou *strandlines*) de forma abrangente e não genética, designando as cristas arenosas paralelas à costa que compõem o núcleo progradacional das planícies costeiras (Angulo *et al.*, 1996; Otvos, 2000). Essa opção é mais parcimoniosa e adequada à escala da investigação, uma vez que reconhece que tais feições podem resultar tanto de processos praias (como nos *beach ridges sensu stricto*) quanto de retrabalhamento eólico ou da sobreposição de antigas dunas frontais (*foredune ridges*) (Hesp, 2006; Otvos, 2012). Assim, o termo “litorâneo” é entendido em sentido amplo, abrangendo o domínio de influência marinha e subaérea imediata, o que inclui também formas geradas em ambientes lagunares ou na interface com campos de dunas (Angulo *et al.*, 1996; Dillenburg *et al.*, 2000).

As planícies costeiras – em sentido estratigráfico, equivalentes aos *strandplains* – representam corpos sedimentares progradacionais formados pela justaposição de sucessivos cordões litorâneos, associados a episódios de progradação costeira condicionados pelo balanço entre nível relativo do mar (NRM), energia hidrodinâmica e suprimento sedimentar (Levin, 1993; Otvos, 2000). A progradação dessas planícies depende da taxa de aporte sedimentar e do espaço de acomodação disponível, sendo comum o registro de variações cíclicas que expressam tanto oscilações do nível do mar quanto mudanças na energia de ondas e tempestades (Boyd; Dalrymple; Zaitlin, 1992; Tamura, 2012).

Outras feições costeiras frequentemente associadas a *strandplains* incluem terraços marinhos, que correspondem a superfícies planas elevadas formadas por antigas posições estáveis do nível do mar; lagunas e estuários, que ocupam a retaguarda dos cordões, caracterizados por trocas restritas com o oceano e intensa sedimentação fina (Kjerfve, 1994); e deltas de maré, formados por correntes enchentes ou vazantes em passagens entre barreiras (Oertel, 1972; FitzGerald, 1984). As depressões intercordões (*swales*) registram zonas de menor energia entre cristas adjacentes, atuando como importantes marcadores paleoambientais de variações de espaço de acomodação (Oertel, 1972; Otvos, 2000). Em setores mais dinâmicos, campos de dunas transgressivos podem sobrepor-se às antigas cristas, obscurecendo limites morfológicos e gerando sequências híbridas entre ambientes marinhos e eólicos (Hesp *et al.*, 2005; Dillenburg *et al.*, 2000).

Do ponto de vista genético, quatro mecanismos principais explicam a formação e a preservação dos cordões litorâneos. O primeiro é a acumulação por swash e ondas de tempestade, em que sucessivos eventos de alta energia geram cristas arenosas acima do nível médio de maré alta (*storm-built ridges*), frequentemente associadas a depósitos de cascalho e laminações cruzadas típicas da face praial (Psuty, 1965; Hesp, 2006). O segundo mecanismo é a soldagem de barras longitudinais (*bar-welding*), quando barras submersas migram em direção à costa e se fixam na praia, dando origem a novas bermas e subsequentes cristas permanentes (Curry *et al.*, 1969; Hesp *et al.*, 2005). O terceiro mecanismo é a acumulação eólica, que ocorre quando o vento transporta areia da pós-praia para o interior, formando dunas frontais estabilizadas sobre antigas bermas — processo que pode originar cordões morfológicamente semelhantes aos *beach ridges* (Otvos, 2000; Hesp, 1999). Por fim, variações do nível relativo do mar, incluindo quedas graduais ou pulsos regressivos, podem induzir o acúmulo sucessivo de cristas em direção ao mar, especialmente em contextos de alta disponibilidade sedimentar (FitzGerald *et al.*, 2007; Isla *et al.*, 2022).

Esses mecanismos, isolados ou combinados, resultam em diferentes tipos de sistemas de cordões litorâneos observados globalmente. Isla *et al.* (2022) classificam os *strandplains* holocênicos em quatro categorias principais: (i) *strandplains* deltaicas, alimentadas por grandes rios e caracterizadas por alta taxa de progradação e múltiplos conjuntos de cristas; (ii) *strandplains* não deltaicas, nas quais o aporte sedimentar é controlado principalmente pelo transporte longitudinal

(*alongshore drift*) ou pela zona de arrebentação próxima à costa (*nearshore*); (iii) pontais (*spits*), formados pela extensão lateral de barreiras arenosas anexadas ao continente, apresentando grande variabilidade geométrica; e (iv) ilhas barreira, sistemas mais segmentados que separam o oceano de corpos lagunares interiores, frequentemente associados a deltas de maré e processos de *bypassing* sedimentar. Essa tipologia fornece um arcabouço útil para comparar sistemas progracionais em distintas configurações hidrodinâmicas e sedimentares, permitindo situar o strandplain de Icapuí dentro de um contexto morfodinâmico mais amplo.

Em termos estratigráficos, os cordões litorâneos constituem arquivos sedimentares de alta resolução, capazes de registrar flutuações ambientais e variações de energia costeira em escalas centenárias a milenares (Tamura, 2012; Boski *et al.*, 2015). Parâmetros como espaçamento entre cristas, amplitude topográfica, granulometria e teor de minerais pesados refletem o balanço entre suprimento sedimentar e espaço de acomodação (Hesp, 2006). A datação por Luminescência Ópticamente Estimada (LOE/OSL) ou por radiocarbono em amostras coletadas nos cordões e nas depressões intercristas fornece o controle temporal necessário para reconstituir taxas de progradação, identificar períodos de estabilidade ou erosão e correlacionar a evolução local com oscilações regionais do nível do mar (Tamura, 2012; Isla *et al.*, 2022).

Por fim, ao empregar o termo cordões litorâneos nesta tese, reconhece-se que essas feições representam o produto integrado de múltiplos processos costeiros e eólicos, sem compromisso prévio com uma gênese única. Essa abordagem favorece uma interpretação mais flexível e realista dos depósitos costeiros, permitindo tratar o *strandplain* como um sistema sedimentar composto, no qual cada cordão constitui um episódio de registro morfoestratigráfico da evolução quaternária da linha de costa (Otvos, 2000; Hesp, 2006; Tamura, 2012).

## 2.2 Evolução sedimentar quaternária das planícies costeiras brasileiras

A reconstrução da evolução quaternária das planícies costeiras brasileiras assentou-se historicamente em mapeamentos detalhados e em datações absolutas (principalmente  $^{14}\text{C}$  e U/Th), que permitiram registrar variações do Nível Relativo do Mar (NRM) e relacioná-las aos depósitos costeiros (Suguio *et al.*, 1982; Flexor *et al.*, 1984). Em primeira ordem, a posição da linha de costa ao longo do Quaternário é

controlada pelas flutuações glacio-eustáticas do NRM – moduladas localmente por isostasia, tectonismo e efeitos geoidais – e, em segunda ordem, por fatores regionais como regime de ondas, marés e transporte litorâneo (Dominguez *et al.*, 1992; Martin *et al.*, 1979).

O registro costeiro brasileiro documenta, no mínimo, dois grandes episódios transgressivos: o penúltimo máximo pleistocênico (MIS 5e,  $\approx 120$  ka) e a última transgressão holocênica, cujo pico clássico foi colocado por muitos estudos em torno de  $\sim 5.100$   $^{14}\text{C}$  anos A.P. ( $\approx 5.6$  ka cal) e associado a paleocotas de vários metros acima do nível atual em setores como Salvador e Santos (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1979; Flexor *et al.*, 1984). A interpretação tradicional sustenta que, após esse máximo, seguiu-se uma fase regressiva que favoreceu a progradação costeira e a construção de cordões sucessivos.

Contudo, revisões mais recentes e críticas metodológicas demonstraram que a idade exata do pico e a morfologia da regressão variam conforme a escolha e o rigor no tratamento dos indicadores de paleoníveis marinhos. Trabalhos que privilegiam indicadores de alta fidelidade (e.g., vermetídeos) e um tratamento geocronológico mais exigente tendem a posicionar o máximo holocênico em idades ligeiramente maiores ou a recomendar um intervalo flexível para o pico (e.g.,  $\sim 5.4$  ka na região Sul; Angulo *et al.*, 1999) e apontam para uma regressão relativamente suave e contínua no Holoceno Superior (Angulo *et al.*, 2006; Ângulo; Souza, 2014). Em setores do Nordeste, estudos locais mostram variações: Caldas *et al.* (2006) indicaram um máximo conservador de  $\approx +1,2$  m em  $\sim 5.900$  cal A.P. para parte do RN, enquanto compilações locais (Bezerra *et al.*, 2003) propõem um envelope mais amplo e registram possíveis oscilações regionais de menor amplitude. Em síntese, o máximo clássico de 5.100 A.P. permanece uma referência histórica, mas pesquisas subsequentes recomendam uma interpretação regionalizada (Angulo *et al.*, 2006; Caldas *et al.*, 2006; Bezerra *et al.*, 2003).

Planícies extensas formadas por feixes de cordões paralelos à linha de costa são características recorrentes no litoral leste e sudeste do Brasil, em especial nas desembocaduras de rios de maior porte, e são interpretadas como *strandplains* resultantes de pulsos de progradação durante a regressão pós-máximo (Dominguez *et al.*, 1981; Flexor *et al.*, 1984). O modelo evolutivo baseia-se na combinação entre: (i) aporte de sedimento (frequentemente reforçado por exportação de areias da plataforma durante o rebaixamento relativo do mar); (ii) regimes de onda que formam

cristas de tempestade; e (iii) processos eólicos e vegetação que preservam e modificam as cristas após seu abandono (Flexor *et al.*, 1984; Sawakuchi *et al.*, 2008).

O processo idealizado envolve: estabelecimento de um perfil de equilíbrio; geração de cristas por eventos de alta energia; posterior redistribuição de sedimento em regime de *swell*; e preservação da crista quando o balanço sedimentar e a frequência de eventos forem favoráveis à progradação (Flexor *et al.*, 1984). A frequência e o espaçamento dos cordões refletem, portanto, a alternância entre pulsos de aporte/energia e a taxa de acomodação associada ao NRM e à subsidência local.

Embora o NRM imponha o quadro macroestratigráfico, a forma das planícies e a arquitetura interna dos cordões dependem fortemente da circulação litoral (deriva), da direção e intensidade dos ventos (que controlam o transporte eólico e a formação de dunas) e de controles estruturais locais (e.g., falhamentos neógenos, subsidência diferencial) (Dominguez *et al.*, 1992; Lima *et al.*, 2014). Assim, a ocorrência de extensos *strandplains* exige, além da queda relativa do mar, mecanismos de retenção/armazenamento de areia (e.g., embaiamentos, desembocaduras, obstáculos rochosos) que permitam acumulação lateral suficientemente contínua (Dominguez *et al.*, 1983).

A Planície Costeira de Icapuí insere-se no quadro geral acima descrito: trata-se conceitualmente de um *strandplain* dominado por ondas, cuja construção foi favorecida pela regressão do Holoceno superior, mas cuja morfologia foi modelada localmente pela deriva litorânea e pelos ventos alísios do Nordeste. Em função das revisões mencionadas, as idades de referência para o início da queda do NRM na região podem ser consideradas na faixa ~5.4–5.9 ka cal BP, com o reconhecimento explícito de que valores locais e amplitudes paleoclimáticas/tectônicas podem produzir desvios significativos (Angulo *et al.*, 2006; Caldas *et al.*, 2006; Bezerra *et al.*, 2003). Consequentemente, a interpretação cronológica dos cordões litorâneos da PCI deve privilegiar indicadores de paleoníveis marinhos e métodos geocronológicos com controle tafonômico e altimétrico (e.g., vermetídeos, *beachrocks* contextualizados, LOE quando aplicável), adotando o modelo parcimonioso de Angulo *et al.* (2006, 2014) como referencial interpretativo, sem, porém, descartar explicitamente sinais locais que requeiram hipóteses tectônicas ou dinâmicas sedimentares alternativas.

### 2.3 Variação do Nível Relativo do Mar (NRM) no Holoceno

A variação do Nível Relativo do Mar (NRM) num dado setor costeiro resulta da interação entre variações globais do nível oceânico (glacio e tectono-eustasia), ajustes verticais da litosfera (isostasia e tectonismo) e variações regionais da superfície do geoide (eustasia geoidal) (Martin *et al.*, 1986; Suguio *et al.*, 1985). Por essa razão, paleoníveis marinhos identificados em campo representam posições relativas e exigem curvas regionais/loais para que separem componentes eustáticas de componentes locais (isostasia/tectonismo) (Angulo; Lessa, 1997; Angulo; Souza, 2014). Além disso, é necessário distinguir a mudança vertical do NRM da migração horizontal da linha de costa (transgressão/regressão), que depende do balanço entre espaço de acomodação e aporte sedimentar e pode produzir progradação ou retrogradação sem variação real do nível do mar (Martin *et al.*, 1993).

Os modelos iniciais para o litoral leste e sudeste do Brasil propuseram um máximo holocênico por volta de  $\sim 5.100$   $^{14}\text{C}$  anos A.P. ( $\approx 5.600$  cal A.P.), com amplitudes regionais que chegaram a +4-5 m em setores como Salvador (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1993, 2003). Após esse pico, as curvas clássicas propuseram uma regressão interrompida por oscilações secundárias de alta frequência no Holoceno Superior – interpretações que passaram a ser questionadas quando a acurácia altimétrica e cronológica dos indicadores foi reexaminada (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1998).

A partir da década de 1990, estudos mais rigorosos no controle dos indicadores de paleoníveis marinhos – em particular aqueles baseados em vermetídeos, que apresentam faixa vertical mais restrita – apontaram para um modelo mais parcimonioso: um máximo holocênico seguido de uma queda suave e contínua do NRM, sem necessidade de invocar oscilações seculares generalizáveis (Angulo *et al.*, 1999; Angulo *et al.*, 2006). Em Laguna–Imbituba (SC), por exemplo, datações de vermetídeos indicaram um pico em  $\sim 5.410 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  A.P. ( $+2,1 \pm 0,5$  m) e uma subsequente tendência regressiva contínua (Angulo *et al.*, 1999). Com base em revisão ampla, Angulo, Lessa e Souza (2006) propuseram uma curva-envelope crítica para o litoral leste brasileiro no qual o NRM permanece relativamente elevado (+2-3 m) durante o Holoceno Médio e inicia um declínio suave entre  $\sim 5.000$ – $2.000$  cal BP até alcançar a condição próxima à atual, rejeitando oscilações de alta frequência que não sejam suportadas por indicadores de alta fidelidade.



No Nordeste, e especificamente no setor setentrional do Rio Grande do Norte (área que inclui proximidades da Planície Costeira de Icapuí), a literatura regional oferece evidências que ajudam a contextualizar esse debate e a calibrar a curva local. Bezerra *et al.* (2003) compilaram dados para o litoral do RN e propuseram uma curva-envelope na qual o máximo holocênico ocorre aproximadamente em ~5.000 cal BP, com amplitudes possíveis entre  $\approx +2$  e  $+5$  m (curva envelope). Nesse trabalho os autores realçaram incertezas altimétricas e interpretativas e registraram sinais que podem indicar pelo menos uma oscilação intercalar ( $\approx 2.100$ – $1.100$  cal BP) no envelope regional, observação que reflete a sensibilidade local a fatores como variação de correntes e possíveis ajustes isostáticos regionais (Bezerra *et al.*, 2003).

Em contrapartida, estudos de alta resolução para o norte do RN (Caldas; Stattegger; Vital, 2006; Stattegger *et al.*, 2006) baseados em Espectrometria de Massa com Aceleradores (MAS)  $^{14}\text{C}$  de *beachrocks* e sedimentos lagunares relataram um máximo mais conservador:  $\approx +1,2$  m em ~5.900 cal A.P., seguido por uma regressão subsequente para as cotas modernas, sem detecção de oscilações secundárias robustas durante a regressão. A diferença entre os resultados de Bezerra *et al.* (2003) (envelope mais amplo) e Caldas *et al.* (2006) (valor mais baixo e linearidade na regressão) ilustra justamente a dependência do resultado da escolha, qualidade e tratamento dos indicadores de paleoníveis marinhos e do controle altimétrico/tafonômico aplicado (Caldas; Stattegger; Vital, 2006; Stattegger *et al.*, 2006).

Comparando os conjuntos de resultados: (i) as curvas que priorizam indicadores de maior fidelidade (vermetídeos, *beachrocks* bem contextualizados) tendem a produzir estimativas mais conservadoras para a altura máxima do NRM e a sustentar um declínio suave no Holoceno Superior (Angulo *et al.*, 1999; Angulo *et al.*, 2006; Caldas *et al.*, 2006); (ii) a compilação envelope (Bezerra *et al.*, 2003) ressalta a amplitude potencial e as incertezas regionais, indicando que partes da costa podem ter experimentado variações locais mais pronunciadas, possivelmente controladas por neotectônica, dinâmica de correntes ou particularidades sedimentares (Bezerra *et al.*, 2003; Sousa *et al.*, 2008).

Diante desse quadro, e considerando a necessidade de uma base interpretativa que minimize vieses decorrentes de indicadores menos robustos, esta tese adota como referencial teórico a postura parcimoniosa defendida por Angulo *et al.* (2006) e Angulo e Souza (2014): ou seja, adota-se uma curva de NRM holocênico

caracterizada por um máximo situado entre ~5.4–5.9 ka cal A.P. (valores compatíveis com Caldas *et al.*, 2006 e Angulo *et al.*, 1999), seguido de queda/regressão contínua e suave até o presente, sem incorporar oscilações de alta frequência que não sejam replicáveis por indicadores de paleoníveis marinhos de alta fidelidade. No entanto, reconhece-se explicitamente a variabilidade local documentada para o RN (Bezerra *et al.*, 2003) e a necessidade de interpretar quaisquer desvios locais (elevadas paleocotas, sinais de oscilação) à luz de controles tectônicos, isostáticos e tafonômicos regionais.

Em termos práticos para a PCI, isso implica que as idades e as posições das cristas (cordões litorâneos) serão correlacionadas preferencialmente com um envelope cronológico que privilegie datações e indicadores com controle tafonômico e altimétrico rigoroso (vermetídeos, *beachrocks* contextualizados, LOE e calibrações quando aplicáveis), e que a interpretação de pulsos de progradação considerados anômalos seja tratada com cautela, investigando-se hipóteses alternativas como progradações ou retrogradações locais por eventuais variações no aporte sedimentar, migração do transporte litorâneo ou subsidência localizada (Angulo; Souza, 2014; Sousa *et al.*, 2008).

## **2.4 Variações paleoclimáticas quaternárias no Nordeste do Brasil**

A evolução holocênica da Planície Costeira de Icapuí está intimamente ligada à história paleoclimática do Nordeste brasileiro e às suas consequências sobre o aporte e a redistribuição de sedimentos. Em um cenário atualmente semiárido, compreender a cronologia e a intensidade das fases mais úmidas e secas do Holoceno é condição necessária para interpretar quando e por que se verificaram episódios de maior aporte terrígeno, ativação eólica e instabilidades coluviais que alimentaram a construção dos cordões litorâneos e das dunas associadas (Utida *et al.*, 2020; Chiessi *et al.*, 2021).

No plano regional, a pluviosidade do Nordeste brasileiro é controlada pela posição sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e por variações do Gradiente Inter-Hemisférico de Temperatura do Atlântico (ITG), os quais modulam a intensidade e a distribuição das chuvas sobre a bacia hidrográfica adjacente (Utida *et al.*, 2019; Chiessi *et al.*, 2021). Em escalas maiores, oscilações da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC, em inglês) provocam deslocamentos

latitudinais da ZCIT: eventos de enfraquecimento da AMOC deslocam a ZCIT para latitudes mais ao sul e tendem a incrementar a pluviosidade na região, aumentando o transporte fluvial de sedimento para a margem continental (Mulitza *et al.*, 2017; Jaeschke *et al.*, 2007). No registro sedimentar marinho, essa variação do aporte é monitorada por proxies geoquímicos como as razões (Fe/Ca) e (Ti/Ca), sensíveis à contribuição terrígena (Arz *et al.*, 1998; Chiessi *et al.*, 2021).

A literatura paleoclimática indica uma sequência de respostas ambientais com reflexos diretos na disponibilidade de sedimento para os sistemas costeiros do Nordeste brasileiro (Tabela 1). Durante a transição glacial-holoceno e o evento Heinrich 1 (18,5-15 ka A.P.) houve uma resposta abrupta de aumento de aporte terrígeno, seguida por estabilização à medida que a vegetação se restabeleceu e reduziu a erosão (Dupont *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2015). O Holoceno médio corresponde a um intervalo relativamente úmido ( $\approx 11,7$ -4,2 ka AP), com pico de condições mais favoráveis à erosão e transporte fluvial por volta de  $\sim 7$  ka AP, quando a insolação orbital favoreceu maior pluviosidade (Cruz *et al.*, 2005; Utida *et al.*, 2020).

A partir de  $\approx 5.5$  ka AP inicia-se uma tendência geral de aridificação no Nordeste, associada à contração latitudinal do alcance sazonal da ZCIT e a mudanças na circulação atmosférica regional, que reduziram o aporte fluvial contínuo à margem (Chiessi *et al.*, 2021). Entre  $\approx 5.5$  ka e 4.2 ka AP a redução de chuva tornou-se mais pronunciada, marcando o início do estágio Megalaiano (4.2 ka AP – atual); na sequência (4.2-2.5 ka AP) a aridez se consolidou, promovendo perda de cobertura vegetal, eventos erosivos pontuais e aumento relativo do papel da atividade eólica na redistribuição dos sedimentos (Utida *et al.*, 2020; Oliveira *et al.*, 1999; Fonseca *et al.*, 2020).

O Holoceno tardio ( $\approx 2.5$  ka AP até o presente) apresenta variabilidade multidecadal e mult centenária: pulsos úmidos intercalados com longos episódios secos. Registros de espeleotemas e testemunhos marinhos documentam um pulso úmido tardio ( $\approx 2.45$ -1.53 ka AP), seguido por um período relativamente seco entre  $\approx 1.53$ -0.65 ka AP e uma recuperação parcial na Pequena Idade do Gelo ( $\approx 0.37$ -0.05 ka AP) (Novello *et al.*, 2012; Utida *et al.*, 2023). Essas variações implicam alternância entre fases de maior aporte fluvial e fases em que o aporte costeiro foi mais restrito e o transporte eólico local passou a assumir papel mais relevante (Novello *et al.*, 2012; Zular *et al.*, 2018).

No Holoceno tardio mais recente (650 AP - presente), a variabilidade climática intensificou-se, com alternância entre fases úmidas e secas de curta duração. Durante a Pequena Idade do Gelo (~370-50 AP), os registros isotópicos e lacustres indicam um regime relativamente mais úmido no Nordeste setentrional, embora marcado por secas abruptas e intensas (Utida *et al.*, 2019; Utida *et al.*, 2023). Esta alta sensibilidade da região às flutuações multidecadais, notadamente ligadas à Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) e aos gradientes de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) Atlântico/Pacífico, força a ZCIT a oscilar, resultando em secas intensas (Novello *et al.*, 2012; Utida *et al.*, 2023). Esses episódios de oscilação rápida – como os eventos secos de ~404 e ~233 AP – tiveram forte impacto na dinâmica geomorfológica costeira, promovendo erosão localizada, mobilização eólica e instabilidade do solo em um contexto de vegetação esparsa.

Para a Planície Costeira de Icapuí, as implicações práticas desse quadro são claras: durante o Holoceno médio e nos pulsos úmidos subsequentes, o aumento pontual ou sazonal do aporte favoreceu a remobilização de sedimento continental (incluindo sedimentos coluviais e areias superficiais) e a sua disponibilização à praia via drenagens temporárias e processos de deflúvio. Com a transição para o Holoceno tardio e a redução da descarga fluvial contínua, o sistema costeiro passou a depender mais de dois mecanismos alternativos de suprimento: (i) aporte por ressuspensão e transporte ao longo da plataforma continental durante fases de queda do NRM e redistribuição por deriva litorânea; e (ii) aporte eólico e eventos torrenciais esporádicos que mobilizaram sedimentos de encostas e planícies interiores para a faixa costeira (Utida *et al.*, 2020; Fonseca *et al.*, 2020; Guedes *et al.*, 2017). Assim, a construção dos cordões litorâneos da PCI responde – desconsiderando outras variáveis – a uma combinação de disponibilidade de sedimento (variável no tempo) e de processos de transporte (onda, deriva e vento), com a aridificação do Holoceno tardio acentuando a importância relativa do transporte eólico nas fases mais secas ou, ainda, a existência de agentes que modulem localmente o espaço de acomodação.

Tabela 1 – Cronologia dos eventos hidroclimáticos chave no Nordeste semiárido do Brasil e a resposta sedimentar associada

Período (anos AP)	Clima dominante no NEB	Mecanismo de forçante	Resposta sedimentar / geomórfica	Referências
> 18.500	Seco e frio (Último Máximo Glacial)	ZCIT deslocada ao norte	Aporte terrígeno reduzido; vegetação escassa	Stute <i>et al.</i> (1995)
18.500 a 15.000	Úmido (HS1)	Enfraquecimento da AMOC; ZCIT deslocada para o sul	Pulso intenso de erosão e aporte terrígeno; depois, estabilização pela vegetação	Dupont <i>et al.</i> (2010); Zhang <i>et al.</i> (2015); Mülitz <i>et al.</i> (2017)
≈ 7.000	Máximo úmido holocênico	Insolação orbital máxima	Aumento da erosão/descarga fluvial; maior disponibilidade de sedimento coluvial e fluvial	Utida <i>et al.</i> (2020); Cruz <i>et al.</i> (2009)
5.500 a 4.200	Transição úmida → aridez	Contração latitudinal da ZCIT; decréscimo da insolação	Redução do aporte fluvial (evidências do Parnaíba); deposição coluvial pontual	Chiessi <i>et al.</i> (2021); Fonseca <i>et al.</i> (2020)
4.200 a 2.500	Aridez consolidada (Megalaiano)	Fortalecimento da circulação de Walker; ZCIT restrita	Erosão maciça do solo em encostas (RN/Chapada do Apodi); formação de dunas fósseis; maior relevância do aporte eólico	Utida <i>et al.</i> (2020); Oliveira <i>et al.</i> (1999); Zular <i>et al.</i> (2018)
2.450 a 1.530	Pulso úmido tardio	Flutuações da ZCIT (sul)	Aumento episódico do aporte fluvial; possível aumento temporário da sedimentação costeira	Novello <i>et al.</i> (2012); Utida <i>et al.</i> (2023)
1.530 a 650	Aridez prolongada (Seca Medieval)	ZCIT em posição mais ao norte	Predomínio da atividade eólica e redução do aporte fluvial contínuo	Utida <i>et al.</i> (2019); Novello <i>et al.</i> (2012)
650 a atual	Variável, com tendência Úmida de longo prazo pós 450 AP, pontuada por secas extensas	Flutuações multidecadais (AMO e ZCIT)	Aporte sedimentar dominado por erosão torrencial (secas extremas) em paisagem fragilizada, com baixo aporte fluvial constante	Utida <i>et al.</i> (2023); Novello <i>et al.</i> (2012); Fonseca <i>et al.</i> (2020)

## 2.5 Análise granulométrica e sua aplicação em ambientes costeiros

A caracterização granulométrica de sedimentos é uma das ferramentas fundamentais na interpretação dos processos costeiros e na reconstituição da evolução de sistemas deposicionais ao longo do Quaternário. Em planícies de cordões litorâneos (*strandplains*), os parâmetros texturais – notadamente o tamanho, a seleção

e a assimetria dos grãos – refletem a interação entre as forças hidrodinâmicas, a disponibilidade sedimentar e os regimes de energia atuantes durante a deposição. A granulometria, portanto, constitui um registro físico direto dos processos de transporte e triagem, sendo amplamente empregada em estudos de morfodinâmica e sedimentologia costeira no Brasil (Giannini *et al.*, 2003; Guedes *et al.*, 2011; Nascimento Junior, 2006; 2010).

### 2.5.1 Fundamentos e escala granulométrica

A padronização do tamanho dos grãos em sedimentos clásticos foi originalmente estabelecida por Udden (1914) e aperfeiçoada por Wentworth (1922), culminando na escala granulométrica de Wentworth, que classifica os sedimentos em frações sucessivas (cascalho, areia, silte e argila) com base no diâmetro médio das partículas (Tabela 2). Para tratamento estatístico, Krumbein (1934) propôs a transformação logarítmica em unidades phi ( $\phi$ ), definida pela expressão  $\phi = -\log_2 d$ , em que  $d$  representa o diâmetro da partícula em milímetros. Essa transformação converte distribuições geométricas em lineares, atribuindo pesos equivalentes a todas as classes de tamanho e permitindo a aplicação de métodos estatísticos padronizados (Blott; Pye, 2001).

Tabela 2 – Escala granulométrica de Wentworth (1922) e conversão em unidades  $\phi$ .

Classe Textural	Intervalo (mm)	Intervalo ( $\phi$ )
Cascalho grosso	> 4,0	< -2,0
Cascalho fino	2,0 – 4,0	-2,0 a -1,0
Areia muito grossa	1,0 – 2,0	-1,0 a 0,0
Areia grossa	0,50 – 1,0	0,0 a +1,0
Areia média	0,25 – 0,50	+1,0 a +2,0
Areia fina	0,125 – 0,25	+2,0 a +3,0
Areia muito fina	0,062 – 0,125	+3,0 a +4,0
Silte	0,0039 – 0,062	+4,0 a +8,0
Argila	< 0,0039	> +8,0

Fonte: Wentworth (1922); Krumbein (1934); Blott e Pye (2001).

Em ambientes costeiros, a distribuição granulométrica dos sedimentos reflete diretamente a energia do sistema e o tipo de transporte atuante. Areias mais

grossas e bem selecionadas caracterizam zonas de alta energia, como a face praial e a antepraia, enquanto sedimentos mais finos e mal selecionados ocorrem em ambientes de menor energia, como planícies de maré e lagunas (Friedman, 1961; Giannini *et al.*, 2003). Em *strandplains* holocênicos, a variação sistemática dos tamanhos de grão ao longo da planície tem sido utilizada para identificar pulsos de progradação e estágios de estabilização costeira (Guedes *et al.*, 2011; Nascimento Junior, 2010).

### **2.5.2 Momentos de Pearson e parâmetros estatísticos**

A quantificação dos parâmetros estatísticos que descrevem a distribuição granulométrica permite avaliar quantitativamente as condições deposicionais e os processos de transporte. O método dos momentos de Pearson (Krumbein; Pettijohn, 1938) utiliza a totalidade da amostra e é considerado o mais preciso para expressar a média, o desvio padrão, a assimetria e a curtose. Em contraste, o método gráfico de Folk e Ward (1957) é baseado na leitura de percentis específicos ( $\phi_5$ ,  $\phi_{16}$ ,  $\phi_{50}$ ,  $\phi_{84}$  e  $\phi_{95}$ ) da curva de frequência cumulativa. Ambos os métodos são complementares e amplamente utilizados em estudos sedimentológicos (Blott; Pye, 2001).

A média (ou diâmetro médio) reflete a competência do agente transportador; valores mais baixos de  $\phi$  (grãos grossos) indicam ambientes de alta energia, enquanto valores mais altos (grãos finos) caracterizam ambientes de baixa energia. O desvio padrão expressa o grau de seleção: sedimentos bem selecionados resultam de processos de triagem contínuos, como o retrabalhamento praial, enquanto sedimentos mal selecionados ocorrem em ambientes de mistura, como planícies de maré ou zonas de transição flúvio-marinhas (Folk; Ward, 1957). A assimetria ( $Sk$ ) indica o sentido predominante da cauda da distribuição; assimetrias negativas são típicas de ambientes de refluxo (remoção de finos), enquanto assimetrias positivas refletem deposição em ambientes de acumulação de grãos finos, como dunas e planícies lagunares (Friedman, 1961).

A classificação verbal dos parâmetros segue as escalas de Wentworth (1922) para o diâmetro médio e de Folk e Ward (1957) para o desvio padrão e a assimetria (Tabela 3).

Tabela 3 – Classificação dos parâmetros granulométricos segundo Folk e Ward (1957)

Parâmetro	Intervalo ( $\phi$ )	Classificação
Desvio Padrão ( $\sigma$ )	< 0,35	Muito bem selecionado
	0,35 – 0,50	Bem selecionado
	0,50 – 0,70	Moderadamente bem selecionado
	0,70 – 1,00	Moderadamente selecionado
	1,00 – 2,00	Mal selecionado
	2,00 – 4,00	Muito mal selecionado
	> 4,00	Extremamente mal selecionado
Assimetria ( $Sk$ )	> +1,30	Muito positiva
	+0,43 a +1,30	Positiva
	-0,43 a +0,43	Simétrica
	-0,43 a -1,30	Negativa
	< -1,30	Muito negativa

Fonte: Folk e Ward (1957); Friedman (1961).

### 2.5.3 A Análise de Tendência Granulométrica (GSTA) e suas limitações

A Análise de Tendência Granulométrica (*Grain Size Trend Analysis* – GSTA) foi proposta por McLaren (1981) e posteriormente aprimorada por McLaren e Bowles (1985) como uma ferramenta para inferir direções de transporte sedimentar líquido a partir das variações espaciais dos parâmetros granulométricos (média, seleção e assimetria). O modelo baseia-se na hipótese de que o transporte de sedimentos produz alterações sistemáticas e previsíveis na granulometria ao longo da direção de fluxo: em ambientes prográdantes, por exemplo, os grãos tendem a se tornar mais finos, mais bem selecionados e mais negativamente assimétricos na direção do transporte, configurando o Caso B (F, B, -); em ambientes de concentração residual, os grãos se tornam mais grossos, melhor selecionados e mais positivamente assimétricos, caracterizando o Caso C (G, B, +) (McLaren; Bowles, 1985).

No Brasil, a GSTA foi aplicada com sucesso em estudos de praias e planícies costeiras, como na Ilha Comprida (Guedes, 2009; Giannini *et al.*, 2003) e



nas praias de Vitória (Okamoto, 2009). Esses trabalhos demonstraram que, quando as amostras representam eventos contemporâneos, o método é eficiente para identificar vetores de transporte e processos de triagem sedimentar.

Entretanto, a aplicação da GSTA exige premissas estritas. O modelo pressupõe que todas as amostras analisadas são isócronas, isto é, que representam o mesmo episódio deposicional (Veiga *et al.*, 2005). Em planícies costeiras holocênicas, essa condição raramente é atendida, pois os cordões litorâneos se formam de modo diacrônico ao longo de milênios, resultando em amostras de idades distintas. Essa discrepância temporal compromete a validade estatística do modelo, podendo gerar vetores artificiais e interpretações equivocadas sobre a direção do transporte. McLaren (1981) e Veiga *et al.* (2005) enfatizam que, em contextos de evolução sedimentar prolongada, a análise isolada dos parâmetros estatísticos e sua integração espacial e cronológica em ambiente SIG são metodologias mais adequadas que a aplicação direta da GSTA clássica.

#### **2.5.4 Fundamentos da coleta e do processamento laboratorial**

A representatividade e a confiabilidade dos resultados granulométricos dependem de protocolos teóricos consolidados para coleta e preparação das amostras. Em ambientes costeiros, recomenda-se a amostragem ao longo de perfis perpendiculares à linha de costa, contemplando feições geomorfológicas como cristas praias, *swales* e dunas frontais (Giannini *et al.*, 2003; Guedes, 2009). A profundidade ideal de coleta situa-se geralmente entre 30 e 50 cm, de modo a ultrapassar a zona de bioturbação e o horizonte pedogenético superficial (Guedes, 2009).

Após a coleta, a preparação laboratorial segue etapas padronizadas: lavagem das amostras com água destilada ou corrente para remoção de sais e da fração argilosa; secagem em estufa a 50-60°C até peso constante; e peneiramento mecânico em agitador, geralmente com intervalos de 1  $\phi$ , conforme a escala de Wentworth (1922). As frações retidas em cada peneira são então pesadas em balança analítica de alta precisão, determinando-se a porcentagem relativa de massa de cada classe granulométrica (Nascimento Junior, 2006; Guedes, 2009).

Esses dados de frequência permitem a construção de curvas de distribuição e a determinação dos parâmetros estatísticos pelos métodos gráfico e de momentos, frequentemente com auxílio de softwares específicos como o GRADISTAT

(Blott; Pye, 2001). A padronização metodológica é essencial para garantir comparabilidade entre diferentes áreas costeiras e entre estudos regionais, minimizando erros associados a variações na umidade, presença de sais, ou mistura de frações litológicas.

Do ponto de vista teórico, os resultados granulométricos constituem um indicador robusto da energia e do regime de transporte do sistema costeiro, mas devem ser integrados a outros parâmetros sedimentológicos e cronológicos, como a mineralogia de pesados e as idades de luminescência opticamente estimulada (LOE), para a formulação de modelos evolutivos consistentes das planícies costeiras (Guedes *et al.*, 2011; Nascimento Junior, 2010).

## **2.6 Análise de minerais pesados na evolução sedimentar**

A análise de minerais pesados (MP) constitui uma ferramenta clássica e de alta resolução para investigar a evolução sedimentar de sistemas costeiros e continentais, especialmente no Quaternário, onde as variações climáticas, eustáticas e tectônicas moldaram de forma recorrente as rotas sedimentares. Os MP representam a fração detrítica de alta densidade (geralmente  $> 2,89 \text{ g/cm}^3$ ), que, embora volumetricamente minoritária (normalmente  $< 1\%$  do sedimento), carrega informações valiosas sobre a proveniência, o transporte, o intemperismo químico e a história de retrabalhamento policíclico dos depósitos (Morton; Hallsworth, 1999; Mange; Wright, 2007; Addad, 2010).

No contexto de estudos do Quaternário, os MP são amplamente empregados para reconstruir a origem de cordões litorâneos, terraços marinhos, deltas e barreiras costeiras (Morton, 1985; Guedes *et al.*, 2011; Aguiar Neto *et al.*, 2016). A assembleia mineral funciona como um arquivo estável da história sedimentar, pois as espécies preservam propriedades físicas e químicas herdadas da rocha-fonte e moduladas por processos de transporte e deposição (Johnsson, 1993). O exame comparativo entre minerais instáveis (como hornblenda ou anfibólio), metaestáveis (como estauroлита e granada) e ultraestáveis (como zircão, turmalina e rutilo – o grupo ZTR de Hubert, 1962) permite estimar graus de maturidade e inferir se a sedimentação foi dominada por aporte recente e proximal, ou por retrabalhamento de unidades mais antigas.

Em planícies costeiras progracionais, como a Planície Costeira de Icapuí, o uso de MP é particularmente útil porque permite testar hipóteses sobre o balanço entre aporte continental e retrabalhamento costeiro – um tema recorrente em sistemas do tipo *strandplain* formados sob condições semiáridas e descarga fluvial restrita (Aguiar Neto, 2015; Silveira, 2022). Nestes contextos, a identificação de minerais instáveis, em coexistência com espécies altamente estáveis, revela processos simultâneos de aporte ativo e retrabalhamento de materiais antigos, frequentemente modulados pela deriva litorânea e pela queda progressiva do nível relativo do mar durante o Holoceno.

A estratégia de amostragem é um dos pontos teóricos mais relevantes. Amostrar unicamente um ambiente deposicional não é suficiente para interpretar a proveniência; é necessário abranger toda a rota sedimentar – fontes potenciais (formações costeiras antigas, embasamento cristalino), depósitos intermediários (planícies de maré, dunas, canais de maré) e sedimentos atuais (praias e face praias) (Castro; Guedes, 2023). A escolha deve considerar a variabilidade energética e as zonas de concentração natural de MP (como paleocanais e feições de deriva), que favorecem enriquecimento e segregação mineralógica (Aguiar Neto *et al.*, 2016; Cascalho *et al.*, 2016).

Do ponto de vista teórico e experimental, a fração areia fina a muito fina (0,250-0,062 mm; 2-4  $\Phi$ ) é a mais indicada para análises de MP, pois concentra maior diversidade de espécies e reflete de forma mais estável o equilíbrio hidrodinâmico entre minerais pesados e grãos leves de quartzo (Pettijohn; Potter; Siever, 1987; Morton; Hallsworth, 1999). A extração dos MP dessa fração é feita por separação densimétrica, geralmente com bromofórmio ( $\text{CHBr}_3$ , densidade  $\approx 2,89 \text{ g/cm}^3$ ), um meio líquido clássico que permite a segregação entre minerais pesados e leves por diferença de densidade (Addad, 2010). A escolha desse líquido não é arbitrária, mas baseia-se na necessidade de reter minerais de densidade intermediária (como anfíbólios e granadas) sem incluir quartzo e feldspato. Após a separação, o concentrado pesado pode ser submetido à separação magnética e, quando necessário, à dissolução de carbonatos para remover frações indesejadas (Cascalho *et al.*, 2016; Andò, 2020).

A identificação dos minerais é feita em lâminas permanentes, montadas em bálsamo do Canadá ( $n \approx 1,54$ ), conforme a prática clássica descrita por Mange e Maurer (1992). O exame é realizado sob microscópio petrográfico de luz polarizada,

observando-se propriedades ópticas diagnósticas (cor, pleocroísmo, relevo, birrefringência, clivagem e sinal óptico) (Aguiar Neto, 2015). A quantificação segue o método das faixas (*ribbon counting*; Galehouse, 1971), no qual as contagens são feitas sistematicamente ao longo de linhas paralelas até atingir representatividade estatística. Embora 300 grãos de MPTNM por lâmina seja o padrão recomendado (Galehouse, 1971), estudos mostram que contagens mínimas de 200 grãos não-micáceos são estatisticamente válidas e amplamente aceitas, desde que acompanhadas de replicação adequada (Morton; Hallsworth, 1994; Guedes *et al.*, 2010; Nauton-Forteu; Tyrrel; Morton, 2020). O limite de 200 grãos é suficiente para o cálculo confiável de índices binários e análises de proveniência, transporte e intemperismo químico, sendo especialmente útil quando as concentrações de MP são naturalmente baixas, como em sedimentos costeiros semiáridos (Silveira, 2022).

A interpretação estatística das contagens de MP exige um enquadramento teórico adequado à natureza dos dados. Como as contagens são composicionais (a soma das frações é constante e cada variável depende das demais), aplicar análises multivariadas diretamente pode levar a inferências errôneas (Aitchison, 1986; Tolosana-Delgado, 2012). O fluxo de trabalho correto, consolidado em *Compositional Data Analysis* (CoDa), compreende: (i) substituição de zeros arredondados por valores positivos mínimos (*zero-replacement*), geralmente com base em imputação não paramétrica (Martín-Fernández; Barceló-Vidal; Pawłowsky-Glahn, 2003); (ii) transformação *log-ratio*, mais comumente *centred log-ratio* (CLR), expressa como:

$$\text{clr}(x_i) = \ln \left( \frac{x_i}{g(x)} \right)$$

em que  $x_i$  é a proporção de cada mineral e  $g(x)$  a média geométrica da amostra; e (iii) análise multivariada sobre os dados transformados (e.g., Análise de Componentes Principais – ACP e análise de *clusters*). Essa sequência corrige o problema do *closure* e produz resultados interpretáveis em termos de contrastes geológicos entre minerais estáveis/instáveis e prismáticos/equidimensionais (Verhaegen; Weltje; Munsterman, 2018; Aguiar Neto, 2015).

Além das análises multivariadas, o uso de índices mineralógicos é essencial para isolar a influência de variáveis individuais – proveniência, transporte e alteração química – sobre a composição da assembleia. Os índices derivam de

proporções relativas entre minerais de estabilidade e densidade conhecidas (Morton; Hallsworth, 1994) que contrapõe minerais com comportamentos similares quanto a dois dos três principais fatores de controle (fonte, equivalência hidráulica e estabilidade química), mas contrastantes quanto ao terceiro. A fórmula tradicionalmente aplicada para esses índices é:

$$iAB = \frac{A}{A + B} \times 100$$

onde A e B seriam as contagens (ou valores transformados em log) do par de minerais pesados analisados.

Estes índices também podem ser expressos como razões simples (A/B) ou, preferencialmente, como índices normalizados do tipo  $(A - B)/(A + B)$ , que variam de -1 a +1 e oferecem escala simétrica e comparável (Fournier; Gallon; Paris, 2014). No contexto da PCI e de outras planícies costeiras brasileiras, tais índices permitem reconhecer gradientes de seleção hidráulica e identificar a contribuição relativa de fontes metamórficas e ígneas.

A partir da compilação e adaptação das abordagens realizadas por Hubert (1962), Morton e Hallsworth (1994), Guedes *et al.* (2011) e Silveira (2022), destacam-se os seguintes índices, expressos na forma normalizada:

**a) Índice de Proveniência (iGZ):** Este índice contrapõe dois minerais de alta densidade e forma predominantemente equidimensional, minimizando os efeitos de seleção hidráulica. A granada é tipicamente derivada de rochas metamórficas, enquanto o zircão é mais abundante em rochas ígneas ácidas e extremamente resistente. Valores tendendo a +1 indicam domínio de granada, sugerindo maior contribuição de fontes metamórficas; valores tendendo a -1 indicam domínio de zircão, característico de fontes ígneas. Valores próximos a 0 refletem equilíbrio entre as duas fontes. O índice é expresso pela seguinte fórmula:

$$iGZ = \frac{(Granada - Zircão)}{(Granada + Zircão)}$$

**b) Índice de Transporte (iSG):** Ambos os minerais são metaestáveis e frequentemente associados a fontes metamórficas de alto grau. Contudo, a silimanita ( $d \approx 3,25 \text{ g/cm}^3$ ) é hidraulicamente mais leve que a granada ( $d \approx 4,25 \text{ g/cm}^3$  e equidimensional). Valores tendendo a +1 indicam domínio de silimanita, sugerindo transporte eficiente e seletivo do mineral mais leve. Valores tendendo a -1 indicam preservação ou enriquecimento de granada, representando transporte menos efetivo ou deposição preferencial. Valores próximos a 0 representam transporte equilibrado. O índice é expresso pela seguinte fórmula:

$$iSG = \frac{(\text{Silimanita} - \text{Granada})}{(\text{Silimanita} + \text{Granada})}$$

**c) Índice de Transporte (iHZ):** Este índice contrasta um mineral prismático e de densidade moderada (hornblenda) com um mineral equidimensional e de alta densidade (zircão), sendo extremamente sensível aos efeitos da seleção hidráulica. Valores tendendo a +1 indicam enriquecimento em hornblenda, refletindo deposição seletiva do mineral menos denso em ambientes com menor energia de transporte. Valores tendendo a -1 indicam domínio de zircão, refletindo ambientes de maior energia onde minerais leves são removidos. Valores próximos a 0 sugerem transporte não-seletivo. O índice é expresso pela seguinte fórmula:

$$iHZ = \frac{(\text{Hornblenda} - \text{Zircão})}{(\text{Hornblenda} + \text{Zircão})}$$

**d) Índice de Transporte (iHT):** Ambos os minerais são prismáticos e possuem densidades relativamente similares ( $dH \approx 3.25 \text{ g/cm}^3$  e  $dT \approx 3,14 \text{ g/cm}^3$ ), tornando este índice sensível a processos de seleção hidráulica mais sutis. Valores tendendo a +1 indicam enriquecimento relativo de hornblenda, enquanto valores tendendo a -1 indicam enriquecimento de turmalina. Valores próximos a 0 indicam distribuições equiprováveis. O índice é expresso pela seguinte fórmula:

$$i_{HT} = \frac{(Hornblenda - Turmalina)}{(Hornblenda + Turmalina)}$$

Para fornecer um referencial claro para a seleção e interpretação desses índices, a Tabela 4 resume as principais propriedades dos minerais pesados mais representativos na área de estudo.

Tabela 4 – Propriedades físico-químicas e fontes de minerais pesados relevantes para a Planície Costeira de Icapuí, ordenados por densidade crescente.

Mineral	Densidade Média (g/cm <sup>3</sup> )	Forma Típica	Estabilidade e Química	Fontes Primárias Típicas
Turmalina	3,14	P	Ultraestável	Granitos, pegmatitos, rochas metamórficas
Silimanita	3,25	P	Metaestável	Gnaisses, xistos (metamorfismo de alto grau)
Hornblenda	3,26	P	Instável	Anfibolitos, dioritos, granodioritos
Epídoto	3,43	E	Metaestável	Rochas metamórficas de baixo a médio grau
Estaurolita	3,79	E	Metaestável	Xistos (metamorfismo de grau médio)
Granada	4,25	E	Metaestável	Xistos, gnaisses (metamorfismo regional)
Rutilo	4,23	E/P	Ultraestável	Rochas metamórficas de alto grau, rochas ígneas
Zircão	4,65	E	Ultraestável	Rochas ígneas ácidas, gnaisses

Fonte: Compilado e adaptado de Pettijohn, Potter e Siever (2012) e Mange e Maurer (1992). Legenda: E = Equidimensional; P = Prismática/Alongada.

Os trabalhos brasileiros que aplicaram tais métodos em ambientes análogos à PCI reforçam a utilidade dessa abordagem integrada. Na Ilha Comprida (SP), Guedes *et al.* (2011) demonstraram que a regressão holocênica e o retrabalhamento costeiro controlaram a composição dos cordões, com aumento progressivo de minerais pesados estáveis nas porções mais jovens. Na plataforma oeste do Ceará, Aguiar Neto *et al.* (2016) identificaram uma proveniência bimodal – embasamento metamórfico (Complexo Ceará) e Formação Barreiras – com enriquecimento seletivo de ilmenita e turmalina em pláceres marinhos. Em Icapuí, Salomão (2018) e Silveira (2022) verificaram o predomínio de hornblenda verde e

zircão, sugerindo transporte eficiente por deriva litorânea e aporte secundário de formações continentais, com baixa alteração química. Esses padrões são coerentes com sistemas dominados por ondas e rebaixamento eustático, em que a deriva litorânea redistribui sedimento em cordões sucessivos.

Assim, a análise de minerais pesados, apoiada por índices mineralógicos e tratamento composicional adequado, constitui o elo entre observações petrográficas e interpretações processuais. No caso da Planície Costeira de Icapuí, ela é particularmente valiosa para testar a hipótese de uma progradação dominada por retrabalhamento costeiro e seleção hidráulica, em detrimento de aporte fluvial direto – uma assinatura coerente com margens passivas semiáridas e quedas suaves do nível relativo do mar no Holoceno.

## **2.7 Datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE)**

### **2.7.1 Fundamento físico e interpretação cronológica**

A datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE), também conhecida pela sigla em inglês *Optically Stimulated Luminescence* (OSL), é um método de geocronologia absoluta amplamente utilizado em estudos de depósitos sedimentares quaternários, particularmente em ambientes costeiros. O método baseia-se na capacidade de minerais detríticos, especialmente o quartzo e o feldspato, de acumular elétrons em armadilhas cristalinas geradas pela exposição contínua à radiação ionizante natural, proveniente das séries radioativas de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ , além da radiação cósmica (Aitken, 1998; Guedes *et al.*, 2011; Guérin *et al.*, 2011). Durante o transporte sedimentar – seja por ação eólica, fluvial ou marinha – os grãos minerais ficam expostos à luz solar, e essa exposição libera os elétrons aprisionados, “esvaziando” as armadilhas e eliminando o sinal luminescente acumulado até então. Esse processo é conhecido como fotoesvaziamento (*bleaching*) e representa o “reset” do relógio geológico do mineral.

Após o soterramento e o isolamento dos grãos da luz solar, os elétrons voltam a se acumular nos defeitos da rede cristalina de forma gradual e contínua, à medida que o mineral é exposto à radiação natural do ambiente. A quantidade total de elétrons aprisionados, denominada Dose Equivalente ( $D_e$ ), é proporcional ao tempo de soterramento e à taxa de dose ambiental ( $\dot{D}$ ). Assim, a idade de deposição do



sedimento é calculada pela relação fundamental  $T = D_e/\dot{D}$  (Aitken, 1998; Murray; Wintle, 2000). Em laboratório, o mineral é estimulado por luz de comprimento de onda específico (geralmente azul ou verde), liberando os elétrons aprisionados, que, ao se recombinarem em centros de luminescência, emitem fótons. A intensidade dessa emissão de luz é proporcional à energia acumulada e, portanto, ao tempo decorrido desde o último fotoesvaziamento (Guedes *et al.*, 2011).

A LOE, portanto, não data o momento de formação do mineral, mas o evento de soterramento – isto é, a última vez em que o grão de quartzo foi exposto à luz solar de forma suficiente para apagar o sinal anterior. Em ambientes costeiros, a intensa exposição solar durante o transporte na zona de praia e nas dunas frontais garante um fotoesvaziamento eficaz, tornando a LOE particularmente confiável para datar o momento da deposição final. Essa propriedade diferencia o método do radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ), que data a morte de organismos e pode superestimar idades em depósitos com material retrabalhado (Sallun *et al.*, 2007; Guedes *et al.*, 2017). A intensidade luminescente medida em laboratório reflete, portanto, o intervalo de tempo desde o soterramento: quanto mais tempo o grão permaneceu enterrado, maior a energia acumulada e mais intensa a emissão de fótons durante a estimulação óptica.

### **2.7.2 Fotoesvaziamento e limitações práticas**

A precisão do método depende do grau de exposição à luz que os grãos receberam antes de serem soterrados. Em ambientes como praias, planícies de maré e dunas eólicas, a exposição solar é geralmente suficiente para eliminar completamente o sinal de luminescência anterior, o que assegura o “reset” no momento da deposição. Entretanto, em ambientes de maior turbidez ou em situações de deposição rápida, o fotoesvaziamento pode ser incompleto, originando grãos parcialmente esvaziados – evento chamado de *partial bleaching* (Aitken, 1998; Galbraith *et al.*, 1999). Nesses casos, a amostra contém uma mistura de grãos com diferentes históricos de exposição, o que produz dispersão na Dose Equivalente ( $D_e$ ) e pode superestimar a idade obtida. Essa limitação é superada pela escolha criteriosa do local de amostragem – privilegiando feições geomorfológicas bem expostas à luz, como cristas de praia e dunas – e pelo uso de modelos estatísticos específicos (como o *Minimum Age Model*, MAM) que isolam a fração de grãos completamente fotoesvaziados (Galbraith *et al.*, 1999; Bitencourt *et al.*, 2017).

### **2.7.3 Estratégia de amostragem e controle de qualidade em campo**

A confiabilidade da idade LOE depende fortemente da representatividade e da integridade das amostras coletadas. Por esse motivo, os depósitos amostrados devem ser aqueles que asseguram o máximo de fotoesvaziamento no momento da deposição, como feições de face praial, cristas litorâneas e dunas frontais, evitando locais em que os grãos possam ter ficado protegidos da luz solar, como camadas de backshore ou zonas lagunares. A coleta é realizada em perfis sedimentares frescos, preferencialmente não antropizados e isentos de bioturbação, raízes ou indícios de revolvimento. Camadas ricas em matéria orgânica ou carbonática devem ser evitadas, pois podem alterar localmente o campo de radiação gama e afetar a taxa de dose ambiental (Prescott; Hutton, 1994; Aitken, 1998).

Os tubos de coleta, de alumínio ou PVC opaco, são cravados horizontalmente no perfil, a profundidades entre 30 e 80 cm abaixo da superfície, de modo a evitar tanto a zona superficial bioturbada quanto a influência direta da radiação cósmica. Profundidades menores que 20 cm são inadequadas, pois há maior risco de exposição à luz e de contaminação por material recente. As extremidades do tubo são vedadas imediatamente após a coleta com tampas plásticas e fita adesiva escura, garantindo o isolamento completo da luz. Paralelamente, coleta-se uma amostra de sedimento a granel – em torno de 300 a 500 gramas – retirada do mesmo horizonte e a uma distância máxima de 30 cm do ponto de inserção do tubo, destinada à determinação da taxa de dose ambiental ( $\dot{D}$ ) (Guedes *et al.*, 2017). Em perfis com camadas de composição contrastante, como níveis conchíferos ou argilosos, é recomendável coletar amostras adicionais para avaliar possíveis variações laterais na radiação gama. O teor de umidade do sedimento deve ser medido ou estimado *in situ*, já que a água atua como atenuador da radiação. Finalmente, as coordenadas geográficas, cotas altimétricas e profundidades de cada amostra devem ser registradas com precisão, uma vez que esses dados são utilizados para o cálculo da componente cósmica da taxa de dose (Prescott; Hutton, 1994).

### **2.7.4 Preparação laboratorial e isolamento do quartzo**

Após a coleta, as amostras são processadas em laboratório sob iluminação controlada (vermelha ou âmbar) para evitar o fotoesvaziamento accidental do sinal

natural. As extremidades dos tubos, potencialmente expostas à luz, são descartadas, e apenas o núcleo interno é utilizado para análise. O sedimento é peneirado em via úmida, geralmente para isolar a fração granulométrica entre 90 e 250  $\mu\text{m}$ , que concentra grãos de quartzo adequadamente dimensionados para medições ópticas e representa o material transportado por saltação e suspensão. A seguir, aplicam-se tratamentos químicos sucessivos para eliminar impurezas: ácido clorídrico (HCl) a 10% para dissolução de carbonatos, peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) a 30% para oxidação de matéria orgânica e ácido fluorídrico (HF) a 40% para dissolver feldspatos remanescentes e remover a camada superficial afetada pela radiação alfa. Esse tratamento com HF é essencial para que o sinal luminescente reflita apenas a dose proveniente das radiações beta e gama, de alcance mais uniforme. Após o ataque, um banho final em HCl remove fluoretos formados. Separações densimétricas e magnéticas adicionais podem ser aplicadas para isolar o quartzo puro (Guedes *et al.*, 2017; Rocha *et al.*, 2019). A pureza do material é verificada por estimulação infravermelha (IR), que permite detectar a presença residual de feldspato. A ausência de emissão IR confirma a pureza mineralógica e a adequação da amostra para análise LOE (Wintle; Murray, 2006).

#### **2.7.5 Determinação da Dose Equivalente ( $D_e$ ) – Protocolo SAR**

A determinação da Dose Equivalente ( $D_e$ ) é realizada pelo protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-Dose*, Tabela 5), considerado o procedimento mais confiável para a datação por luminescência de quartzo (Murray; Wintle, 2000; Wintle; Murray, 2006). O método baseia-se na aplicação sucessiva de doses regenerativas em uma mesma alíquota de quartzo, permitindo medir tanto o sinal natural quanto os sinais gerados em laboratório, com correção contínua de sensibilidade. Em cada ciclo, a alíquota é pré-aquecida para eliminar armadilhas instáveis, irradiada com uma dose conhecida, estimulada por luz azul e medida quanto à intensidade de emissão luminescente. Após cada irradiação, aplica-se uma dose-teste que serve como referência de sensibilidade, normalizando o sinal medido. O resultado é uma curva de resposta de luminescência ( $L_x/T_x$ ) em função das doses regenerativas aplicadas. O valor do sinal natural ( $L_n/T_n$ ) é então interpolado nessa curva, determinando-se a  $D_e$ .

A validade dos resultados depende de um conjunto de testes de controle de qualidade, que asseguram a estabilidade e reprodutibilidade do sinal. Entre eles, a

taxa de reciclagem (*recycling ratio* – relação entre medições repetidas da mesma dose regenerativa) deve situar-se entre 0,9 e 1,1; o teste de recuperação de dose deve indicar erro inferior a 5-10%; e o teste de depleção infravermelha (IR *depletion ratio*) deve confirmar a pureza do quartzo, sem contaminação por feldspato (Murray; Wintle, 2003; Guedes *et al.*, 2017).

Tabela 5 – Etapas, objetivos e critérios de aceitação para cada etapa do Protocolo SAR.

<b>Etapa</b>	<b>Operação / Procedimento</b>	<b>Objetivo Técnico</b>	<b>Critério de Aceitação / Referência</b>
1	Pré-aquecimento inicial da alíquota (geralmente entre 200–260 °C por 10 s)	Eliminar armadilhas rasas e instáveis, assegurando estabilidade do sinal natural	Temperatura adequada definida por testes de plateau; sem degradação da componente rápida (Murray; Wintle, 2000)
2	Medição do sinal natural ( $L_n$ ) sob estimulação óptica a 125 °C	Registrar o sinal de luminescência acumulado in situ desde o último fotoesvaziamento	Sinal intenso e dominado pela componente rápida; ausência de ruído instrumental (Aitken, 1998)
3	Aplicação de uma dose-teste ( $D_t$ ) e medição do sinal correspondente ( $T_n$ )	Monitorar e corrigir a sensibilidade da alíquota ao longo do ciclo experimental	( $T_n$ ) bem definido e superior ao ruído de fundo; servirá para normalização (Murray; Wintle, 2000)
4	Aplicação de doses regenerativas sucessivas ( $D_1...D_n$ ) seguidas de estimulação óptica	Construir a curva de resposta de luminescência ( $L_x/T_x$ ) para interpolação de $D_e$	Usar $\geq 4$ doses regenerativas, incluindo dose zero; sinal linear ou saturante bem ajustado (Wintle; Murray, 2006)
5	Pré-aquecimento após cada dose regenerativa	Garantir consistência térmica entre medições e remover armadilhas instáveis	Mesmos parâmetros de pré-aquecimento aplicados a todas as doses regenerativas (Murray e Wintle, 2003)
6	Dose de reciclagem (reaplicação de uma dose já utilizada)	Testar a constância da sensibilidade e reprodutibilidade da resposta luminescente	Recycling ratio entre 0,9 e 1,1; valores fora desse intervalo indicam instabilidade (Murray; Wintle, 2003)
7	Teste de recuperação de dose (dose conhecida aplicada e medida)	Avaliar a precisão do sistema de irradiação e leitura	Recuperação dentro de $\pm 5-10\%$ da dose aplicada (Guedes <i>et al.</i> , 2017)
8	Estimulação infravermelha (IR depletion test) antes da OSL principal	Verificar contaminação por feldspato residual e confirmar pureza do quartzo	Relação IR Depletion $> 0,9$ indica pureza adequada (Wintle; Murray, 2006)
9	Construção da curva dose-resposta e interpolação de ( $L_n/T_n$ )	Determinar a Dose Equivalente ( $D_e$ ) com base na resposta experimental	Ajuste matemático por função exponencial saturante; incerteza $< 10\%$ (Murray; Wintle, 2000)
10	Análise estatística das $D_e$ de múltiplas alíquotas	Avaliar dispersão e homogeneidade da população de grãos	Overdispersion $\leq 20\%$ : uso do CAM; $> 20\%$ : aplicação do MAM (Galbraith <i>et al.</i> , 1999)

Fontes: Aitken (1998); Murray e Wintle (2000, 2003); Wintle e Murray (2006); Galbraith *et al.* (1999); Guedes *et al.* (2017).

### 2.7.6 Determinação da taxa de dose ( $\dot{D}$ )

A taxa de dose ambiental ( $\dot{D}$ ) corresponde à soma das contribuições das radiações alfa, beta, gama e cósmica que incidem sobre os grãos desde o soterramento. As componentes beta e gama são determinadas a partir das concentrações de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$  no sedimento, medidas por espectrometria gama de alta resolução utilizando detectores de Germânio Hiperpuro (HPGe). Antes da análise, as amostras são seladas e deixadas em repouso por um período mínimo de quatro semanas, a fim de assegurar o equilíbrio secular entre  $^{226}\text{Ra}$  e seus descendentes. As atividades medidas são convertidas em taxas de dose utilizando fatores de conversão atualizados (Guérin *et al.*, 2011). Correções devem ser aplicadas para o teor de umidade in situ e para o efeito de atenuação da radiação beta causado pela remoção da casca alfa durante o tratamento com HF. A contribuição cósmica é calculada em função da latitude, altitude e profundidade de soterramento, de acordo com os modelos de Prescott e Hutton (1994). Em casos de heterogeneidade litológica, amostras de camadas adjacentes são utilizadas para avaliar variações no campo de radiação, de modo a reduzir as incertezas sistemáticas associadas à  $\dot{D}$  (Rocha *et al.*, 2019).

### 2.7.7 Tratamento estatístico e modelagem da Dose Equivalente

Os valores individuais de  $D_e$  obtidos a partir das alíquotas de quartzo apresentam, em geral, uma distribuição normal ou log-normal, dependendo do grau de homogeneidade do fotoesvaziamento. Quando a dispersão é baixa (em torno de 10-20%), aplica-se o *Central Age Model* (CAM), que calcula a  $D_e$  média ponderada pelas incertezas individuais (Galbraith *et al.*, 1999). Entretanto, quando há evidências de fotoesvaziamento parcial, é preferível utilizar o *Minimum Age Model* (MAM), que recupera a subpopulação de grãos completamente esvaziados. Em situações mais complexas, podem ser empregados modelos mistos ou abordagens bayesianas que consideram múltiplas populações de  $D_e$ . A escolha do modelo deve ser sempre justificada com base na dispersão observada, na natureza do ambiente deposicional e na coerência estratigráfica das idades obtidas (Bitencourt *et al.*, 2017).

### **2.7.8 LOE como ferramenta de proveniência sedimentar**

Além de fornecer idades absolutas, a luminescência também tem sido explorada como *proxy* de proveniência sedimentar. A sensibilidade LOE – ou seja, a eficiência com que um grão de quartzo armazena e emite luz quando estimulado – varia de acordo com a história térmica e estrutural do mineral, bem como com o grau de retrabalhamento sedimentar (Sawakuchi *et al.*, 2011; Zular *et al.*, 2015). Essa propriedade permite distinguir populações de quartzo oriundas de diferentes fontes e identificar mudanças na origem dos sedimentos ao longo de uma sequência estratigráfica. Estudos recentes demonstram que a combinação entre sensibilidade LOE, composição de minerais pesados e granulometria é particularmente eficaz para inferir mudanças na proveniência e na energia dos processos deposicionais (Del Río *et al.*, 2021). Em regiões costeiras brasileiras, essa abordagem tem sido aplicada com sucesso para discriminar fases de retrabalhamento eólicas e marinhas, e para relacionar variações na sensibilidade OSL com períodos de maior atividade de tempestades (Sawakuchi *et al.*, 2012; Zular *et al.*, 2015).

### **2.7.9 Aplicações em planícies costeiras brasileiras**

A LOE tem sido amplamente empregada em estudos de evolução quaternária de planícies costeiras no Brasil, demonstrando alta eficiência na datação de sedimentos arenosos pobres em matéria orgânica, nos quais o método do radiocarbono é limitado. Na Barreira de Ilha Comprida (SP), Guedes *et al.* (2011) e Sawakuchi *et al.* (2008) aplicaram a LOE para estabelecer a cronologia de progradação holocênica, associando as idades à queda do nível relativo do mar. No litoral norte do Rio Grande do Sul, Bitencourt *et al.* (2017) dataram cordões litorâneos e correlacionaram os resultados com oscilações do nível do mar e fases de agradação costeira. No delta do Rio Paraíba do Sul (RJ), Rocha *et al.* (2019) utilizaram a técnica para reconstruir a evolução geomorfológica desde o Pleistoceno Superior até o Holoceno. Em ambientes eólicos do Nordeste, como os Lençóis Maranhenses e o litoral do Rio Grande do Norte, a LOE permitiu identificar fases de mobilização e estabilização de dunas, associadas a variações climáticas e à posição da Zona de Convergência Intertropical (Barreto *et al.*, 2004; Zular, 2016). Esses exemplos

evidenciam o potencial do método para reconstituir a evolução de sistemas costeiros e para quantificar taxas de progradação e períodos de estabilidade.

## **2.8 Sensoriamento remoto, geotecnologias e SIG no estudo da evolução sedimentar quaternária costeira**

A aplicação integrada de sensoriamento remoto (SR), geotecnologias e Sistemas de Informação Geográfica (SIG) constitui hoje um pilar metodológico para a análise multiescalar e multitemporal de sistemas costeiros quaternários. Em razão da dinâmica intrínseca das zonas litorâneas – marcada por respostas rápidas a variações eustáticas, hidrodinâmicas e antrópicas – produtos geoespaciais permitem capturar tanto a herança geomorfológica preservada nas feições de leito recente quanto os sinais temporais de mudança (Trenhaile, 1997; Amaro; Santos; Souto, 2012). O uso desses insumos facilita a delimitação de fácies, a reconstrução de séries cronológicas espaciais e a integração de dados sedimentológicos e geoquímicos em unidades interpretativas coerentes (Sousa, 2016; Silva Neto *et al.*, 2019).

### **2.8.1 Plataformas e sensores: resoluções, potencial e limites**

Os sensores utilizados em estudos costeiros cobrem um amplo espectro de resoluções espaciais, temporais e espectrais, e a escolha entre eles depende diretamente da escala de interesse. Sensores ópticos orbitais de longa série (p.ex. Landsat) oferecem registros decadais indispensáveis para análises de evolução da linha de costa em escala temporal longa, permitindo medir taxas médias de variação e identificar tendências de progradação ou erosão (Sousa, 2016; Silva Neto *et al.*, 2020). Entretanto, a resolução espacial moderada desses sensores (e.g., 30 m) limita a detecção de micromorfologias costeiras e de pequenas estruturas intercordões, situação em que imagens de muito alta resolução (VHR) e produtos Sentinel-2 (10 m) demonstram vantagens claras para a cartografia de feições planimétricas (Lira; Taborda, 2014; Silva Neto *et al.*, 2019).

Sensores aerotransportados ativos, em especial o LiDAR (*Light Detection and Ranging*), provêm Modelos Digitais de Elevação (MDE) com precisão altimétrica e resolução espacial que permitem capturar micro-relevo e perfis de cordões costeiros com detalhe suficiente para análises morfométricas e identificação de paleofeições

expurgadas pela industrialização ou agricultura (Matos-Carneiro *et al.*, 2018; Silva *et al.*, 2020). Complementarmente, fotografias aéreas históricas constituem um recurso insubstituível para a recuperação histórica de feições pré-antrópicas, sendo frequentemente integradas com estratégias de fotogrametria (incluindo *Structure-from-Motion*) para derivar produtos comparáveis aos obtidos por sensores modernos (Castelo Branco, 2003).

Apesar do potencial, cada fonte apresenta limitações: imagens ópticas são afetadas por nuvens, penetração limitada em águas turvas e, sobretudo, pela variabilidade de marés que introduz incerteza na vetorização da linha de costa se não houver critérios de normalização (Boak; Turner, 2005; Silva Neto *et al.*, 2020). Fotografias antigas podem apresentar deformações geométricas e falta de metadados, exigindo processos robustos de georreferenciamento (Castelo Branco, 2003). LiDAR, por sua vez, é dispendioso e sua cobertura espacial costuma ser pontual, o que pede integração criteriosa com sensores orbitais para análises abrangentes (Matos-Carneiro *et al.*, 2018). A seleção racional de conjuntos de dados e a compreensão das incertezas associadas a cada produto são, portanto, elementos centrais do arcabouço teórico para sua aplicação em estudos de evolução quaternária (Souza, 2016).

### **2.8.2 Extração de informação geomorfológica e integração multiescalar**

O principal ganho teórico do SR/SIG é a capacidade de integrar evidências morfológicas (e.g, cordões litorâneos, *strandplains*, dunas, canais de maré, falésias) em mapas que representam tanto a arquitetura espacial quanto a evolução temporal dos depósitos quaternários. A diferença entre feições preservadas e processos de alteração pode ser diagnosticada por combinações de análise espectral, realce e modelagem topográfica (Tamura, 2012; Polizel; Rossetti, 2014). Métodos de processamento digital de imagens (PDI) como decorrelação de bandas, fusão *pan-sharpening* e filtros passa-alta melhoram a discriminação de padrões texturais e lineares em ambientes onde a heterogeneidade espectral é baixa (Watrin; Valério Filho; Santos, 1996; Meneses; Almeida; Sano, 2025). Essas operações são ferramentas teóricas que possibilitam transformar pixels brutos em feições geológicas interpretáveis.



A cartografia e a vetorização derivadas do PDI/SR, quando integradas em SIG, permitem ainda análises quantitativas e reprodutíveis: derivação de transectos para cálculo de taxas de variação da linha de costa, estimativas de volume e de deslocamento de cordões, e a superposição com dados sedimentológicos e cronológicos para testar hipóteses evolutivas (Sousa, 2016; Silva Neto *et al.*, 2020). O ambiente SIG funciona, portanto, como o locus de síntese entre observação remota, evidência estratigráfica e modelos interpretativos.

### **2.8.3 Antropização, marés e a necessidade de protocolos de tratamento**

Do ponto de vista crítico, várias questões metodológicas devem ser consideradas ao empregar geotecnologias em estudos quaternários costeiros. A intensa antropização (e.g., expansão de salinas, carcinicultura, infraestrutura costeira) pode ocultar ou fragmentar a expressão morfológica original de cordões e paleocanais, exigindo a incorporação de fontes históricas (fotografias aéreas) e a interpretação geomorfológica criteriosa para separar sinais naturais de sinais antrópicos (Silva Neto *et al.*, 2019; Meireles; Santos, 2012). A variabilidade de marés e condições hidrodinâmicas inter-anual exige a definição de um referencial de equilíbrio (e.g., linhas de costa anualizadas ou índices de referência) para evitar viéses na vetorização e nas estimativas de taxa (Boak; Turner, 2005).

No processamento, o georreferenciamento rigoroso entre séries temporais (fotografias antigas, mosaicos satelitais, LiDAR) é condição obrigatória para comparações espaciais confiáveis; procedimentos de correção geométrica e uso de Pontos de Controle no Terreno (GCPs) devem ser documentados e avaliados quanto à precisão residual (Castelo Branco, 2003; Meneses; Almeida; Sano, 2025). Finalmente, a escolha do método de interpolação espacial para gerar mapas contínuos a partir de pontos amostrais exige fundamentação teórica: interpoladores como o *spline* de curvatura mínima são adequados quando se espera suavidade espacial (e.g., em planos de informação que representam variáveis granulométricas) (Druck *et al.*, 2004; Mazzini; Schettini, 2009). A aplicabilidade do *spline* em contextos costeiros está amparada por sua capacidade de gerar superfícies suaves que respeitam a continuidade natural das variáveis topográficas e sedimentológicas.

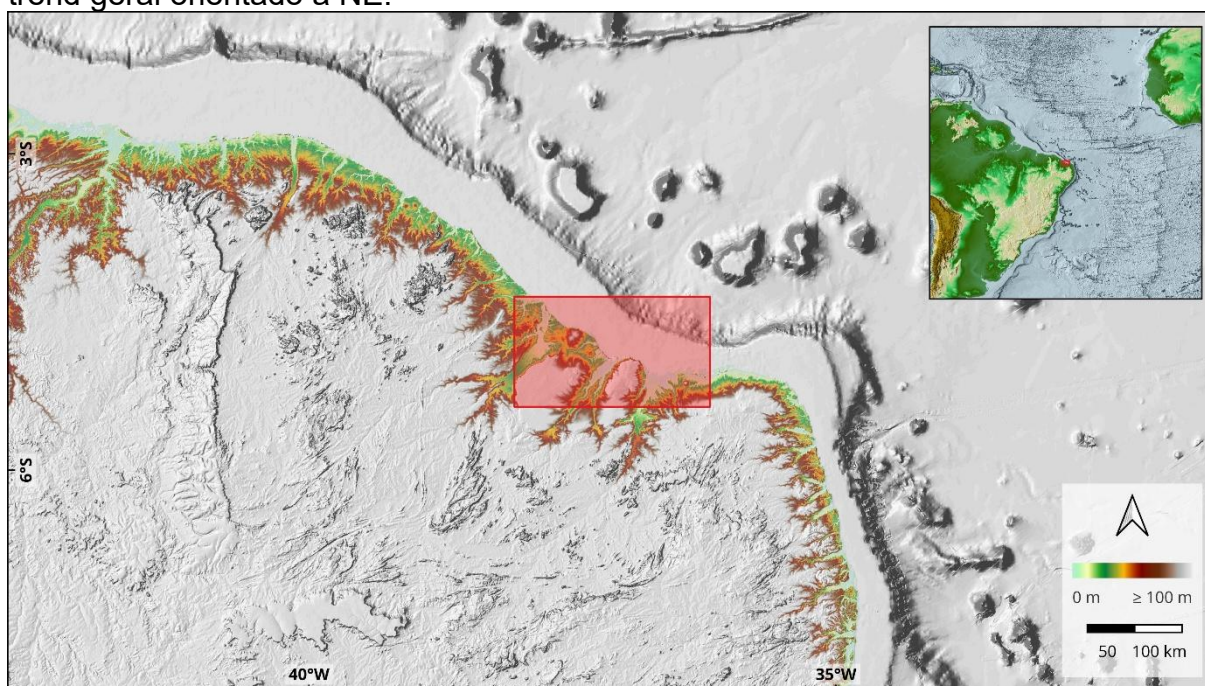
#### **2.8.4 Síntese de utilidades e recomendações**

Em síntese, sensoriamento remoto e geotecnologias oferecem um conjunto de vantagens teóricas para estudos da evolução sedimentar quaternária costeira: (i) monitoramento multitemporal que captura tendências e pulsos de mudança; (ii) discriminação morfológica multiescalar (do micro-relevo ao traço litoral regional); (iii) integração quantitativa com dados sedimentológicos e geocronológicos; e (iv) produção de produtos cartográficos reproduzíveis que viabilizam análises espaciais e modelagens. Ao mesmo tempo, a aplicação exige crítica constante sobre as limitações de resolução, a influência das marés, a deformação de fontes históricas e a seleção de métodos de interpolação e realce.

### 3 ÁREA DE ESTUDO

A Planície Costeira de Icapuí (PCI) localiza-se no extremo leste do litoral cearense, inserida na porção noroeste da Bacia Potiguar (Figura 2), marcando a transição da margem equatorial semiárida brasileira (XIMENES NETO *et al.*, 2024). Esta planície, com uma área de aproximadamente 42 km<sup>2</sup>, constitui um complexo conjunto de unidades geomorfológicas e ecossistemas, cuja gênese reflete a intensa dinâmica do Quaternário (MEIRELES; SANTOS, 2011). A PCI exhibe um mosaico de formas singulares, como extensos terraços marinhos, um sistema de dunas fixas e móveis, falésias ativas e inativas (paleofalésias), lagunas, e sistemas estuarinos e deltaicos (MEIRELES, 1991).

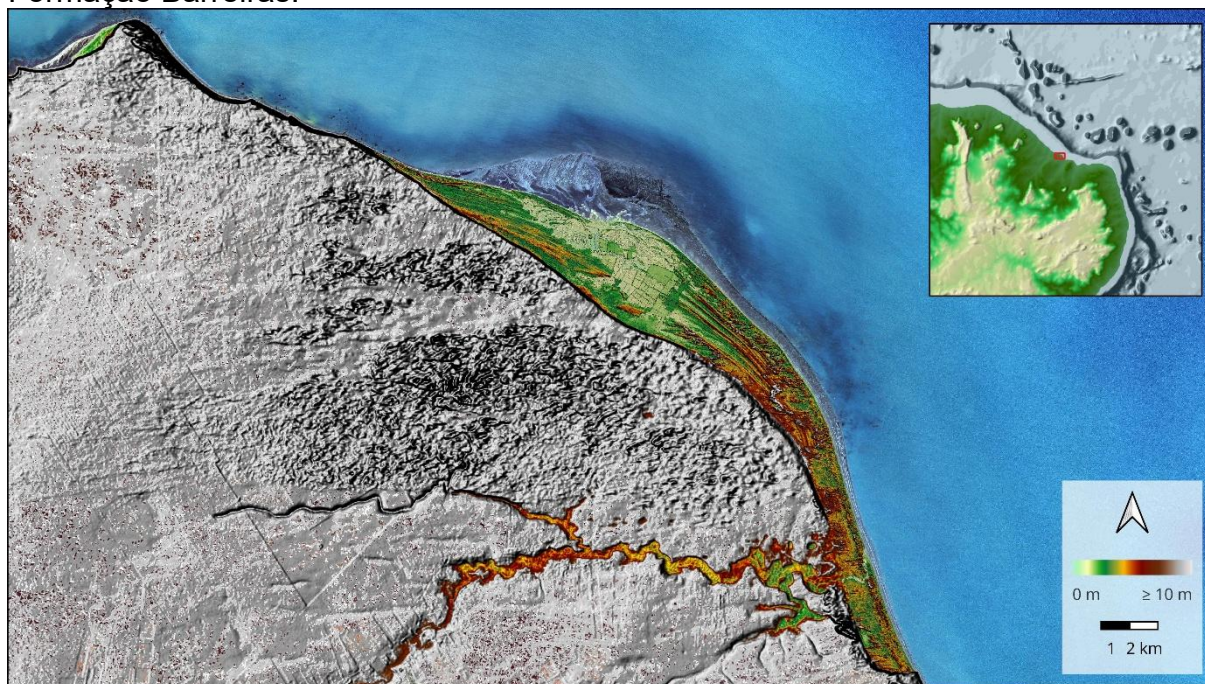
Figura 2 – Localização regional da Planície Costeira de Icapui, com situação geral apresentada pelo polígono vermelho. Notem-se a disposição da plataforma continental e a orientação dos altos e baixos associados ao terreno desta região, com trend geral orientado a NE.



Fonte: elaborado pelo autor.

Esta unidade morfológica ocupa uma faixa alongada com duas direções predominantes, limitada ao interior por falésias inativas que distam até 3 km da linha de costa (Figura 3). A primeira SE-NW, indo desde a praia de Tibau, divisa com o Rio Grande do Norte, até o estuário Barra Grande; a segunda direção é NE-SE, do estuário Barra Grande até a praia de Barreiras (MEIRELES, 1991).

Figura 3 – Situação da PCI em relação ao relevo do seu entorno. São visíveis as duas direções nas quais os cordões litorâneos se alinham, ancorados nas falésias da Formação Barreiras.



O estudo da Planície Costeira de Icapuí é de fundamental relevância para a compreensão da evolução sedimentar costeira na costa Nordeste do Brasil, especialmente por desafiar modelos tradicionais de progradação fluvial. A PCI destaca-se por possuir uma extensa linha de cordões litorâneos holocênicos e um expressivo delta de maré vazante (Banco dos Cajuais) (Figura 4), considerado um dos mais complexos e significativos sistemas marinho-costeiros do Ceará (MEIRELES; SANTOS, 2012; BARROS, 2014; XIMENES NETO *et al.*, 2023). Esta extensa progradação ocorre em uma região semiárida que se caracteriza pelo baixo aporte sedimentar fluvial, o que reforça a natureza mista (siliciclástica-carbonática) dos depósitos (BARROS *et al.*, 2024; XIMENES NETO *et al.*, 2024). A sedimentação é marcada por um alto teor de carbonato de cálcio (em média 70% na plataforma interna rasa, podendo atingir quase 100% em alguns setores), sendo a contribuição biogênica (algas calcárias e rodólitos) notória e um fator determinante no balanço sedimentar (XIMENES NETO *et al.*, 2023). A erosão de falésias ativas e inativas, compondo a Formação Barreiras e depósitos Pós-Barreiras, é tratada por alguns autores (*e.g.*, BARROS, 2014; XIMENES NETO *et al.*, 2024) como uma importante fonte de sedimento terrígeno para o balanço sedimentar costeiro.



Figura 4 – Fotografia panorâmica da PCI, com deformação na orientação imposta pela reprojeção das imagens, mas que, ainda assim, permite visualizar os seus principais limites. A sul, as falésias da Formação Barreiras; a norte, a faixa praial limitada por uma extensa planície de maré (delta de maré vazante); e em uma posição centralizada, feixes de cordões litorâneos divididos por um sistema lagunar que, atualmente, está ocupado por tanques de salinas e carcinicultura.



A evolução geomorfológica da PCI é tradicionalmente apresentada sob controle das flutuações do Nível Relativo do Mar (NRM) durante o Quaternário, com a progradação da planície associada à queda do NRM após o máximo do Holoceno Médio ( $\approx 5.100$  anos A.P.) (MEIRELES, 1991; XIMENES NETO *et al.*, 2019). Além disso, a área exibe um complexo arranjo estrutural com evidências de deformações neotectônicas cenozoicas nas falésias, como dobras e falhas, sugerindo um controle estrutural na morfologia costeira e na deposição (Sousa, 2002). A ocorrência de um extenso delta de maré vazante, não associado a um curso fluvial expressivo, pode, inclusive, estar relacionada a uma redução local do espaço de acomodação ao longo do tempo, impulsionada por soerguimento tectônico (MAIA, 2017; CARNEIRO, 2024). A Planície Costeira de Icapuí, portanto, apresenta um conjunto singular de indicadores que permite criar um modelo evolutivo robusto focado na interação entre o controle eustático/climático, o aporte sedimentar misto e a influência estrutural em uma costa semiárida sem grande contribuição fluvial.

### 3.1 Contexto litoestrutural

A Planície Costeira de Icapuí (PCI) insere-se na porção noroeste da Bacia Potiguar (BP), no extremo leste do litoral cearense, marcando a transição da Margem Equatorial Brasileira. A BP constitui uma bacia sedimentar marginal cuja gênese está ligada ao rifteamento ocorrido no Cretáceo Inferior e à separação das placas Sul-Americana e Africana. O arcabouço estrutural regional da BP é definido por grábens

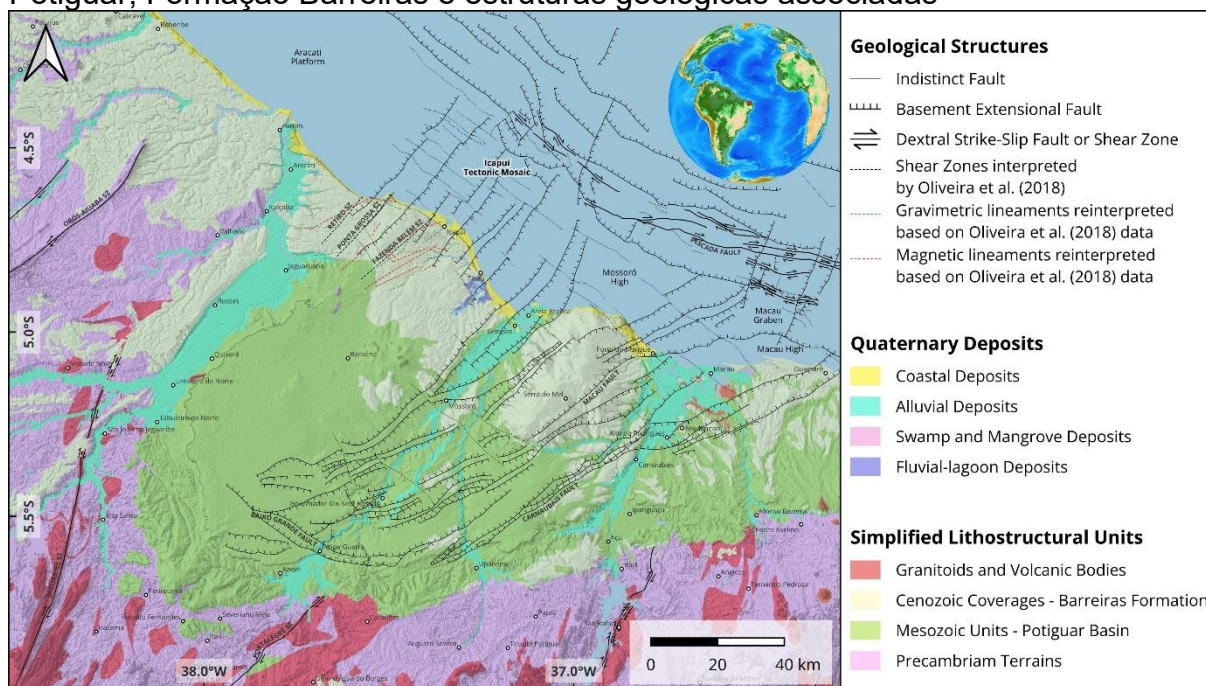
e altos internos, sendo a área de Icapuí localizada sobre a Plataforma de Aracati, caracterizada por um embasamento raso (MATOS, 2000; MOHRIAK, 2001)

A evolução geomorfológica e sedimentar local é fortemente condicionada por esta herança estrutural e por episódios de deformação tectônica cenozoica que afetaram as unidades sedimentares mais jovens (ASSUMPÇÃO, 1992; BEZERRA *et al.*, 2001). Estudos demonstram que a deformação cenozoica na BP engloba dois campos de esforços principais (SF1 e SF2) desde o Mioceno médio ao Recente, com o campo de tensões mais recente apresentando tensão horizontal máxima (SH) variando de E-W a NW-SE, o que se manifesta nas feições estruturais aflorantes (MAIA; BEZERRA, 2014; BEZERRA *et al.*, 2020; IBANEZ *et al.*, 202; ARAUJO *et al.*, 2023). O litoral de Icapuí situa-se sobre um alto estrutural regional, o Alto de Icapuí (MANHÃES, 2025), cuja localização e controle estrutural (reativação de lineamentos pretéritos) influenciam a geomorfologia costeira (ARAUJO *et al.*, 2023).

As principais unidades litológicas aflorantes na área de Icapuí são as rochas sedimentares da fase drifte (pós-rifte), conforme a Figura 5. A Formação Jandaíra (Cretáceo Superior), unidade carbonática, aflora de forma restrita na base das falésias ativas em Ponta Grossa, sendo sua ocorrência resultado de exumação por falhas distensionais. A unidade siliciclástica predominante é a Formação Barreiras (Mioceno), que constitui os tabuleiros e falésias. A Formação Barreiras ocorre tanto em estratos horizontalizados quanto em camadas basculadas e intensamente deformadas, expondo falhas, dobras e estruturas hidroplásticas, o que comprova a atuação neotectônica pós-Mioceno na área. Adjacente a esta, a Formação Tibau (Paleógeno-Neógeno/Cretáceo) se interdigita lateralmente com a Barreiras e os Depósitos Quaternários (Formação Potengi/Pós-Barreiras) – eólicos e de praia – capeiam discordantemente as formações mais antigas, frequentemente no topo das falésias (SOUSA, 2002; SOUSA *et al.*, 2008; BARROS *et al.*, 2024).

Geomorfologicamente, a planície é um registro das flutuações do Nível Relativo do Mar (NRM) e das mudanças climáticas do Quaternário. As feições de maior altitude, como as falésias ativas em Ponta Grossa (atingindo até 42,6 m), são as maiores do litoral cearense e refletem o controle tectônico, o que é sugerido pela presença de patamares escalonados resultantes de erosão diferencial ou processos neotectônicos (SILVA *et al.*, 2020). A deformação estrutural também condiciona a morfologia submersa, sendo responsável por anomalias batimétricas e pela formação de canais na plataforma rasa (SILVA FILHO, 2004; SILVA NETO, 2019).

Figura 5 – Disposição das principais unidades litoestruturais no entorno da região da Planície Costeira de Icapuí, com destaque para as coberturas associadas à Bacia Potiguar, Formação Barreiras e estruturas geológicas associadas



Fonte: elaborado pelo autor.

Para investigar e comprovar essa complexa inter-relação entre litologia, deformação e geomorfologia, diversos métodos especializados são empregados. A análise de padrões deformacionais é realizada mediante restauração estrutural 2D em afloramentos da Formação Barreiras (e.g., MANHÃES, 2025), correlacionando a cinemática das falhas e dobras com os campos de tensões cenozoicos (SF1 e SF2). O mapeamento detalhado das feições morfológicas de superfície, como falésias e dunas, utiliza ativamente o Sensoriamento Remoto (SR), integrando imagens de alta resolução espacial de satélites (como o Sentinel-2) para identificar feições que seriam difíceis de discriminar pela homogeneidade composicional do solo (SILVA NETO *et al.*, 2019). O SR é complementado por dados altimétricos de alta precisão (e.g., LiDAR e GNSS/RTK), que permitem a criação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) para quantificar as variações de relevo e delimitar as feições estruturais submersas e emersas (e.g., ABREU NETO, 2017; XIMENES NETO *et al.*, 2024).

### 3.2 Aspectos fisiográficos

A Planície Costeira de Icapuí apresenta uma configuração fisiográfica complexa, resultado da interação entre processos quaternários e da dinâmica atual

de agentes oceanográficos e atmosféricos (Meireles; Santos, 2011; Sousa *et al.*, 2008). Devido à sua localização na costa semiárida brasileira, a planície exibe um sistema hídrico de superfície caracteristicamente limitado, o que implica um balanço sedimentar costeiro dependente de fontes externas e, possivelmente, de fontes geomorfológicas internas.

### **3.2.1 Geomorfologia**

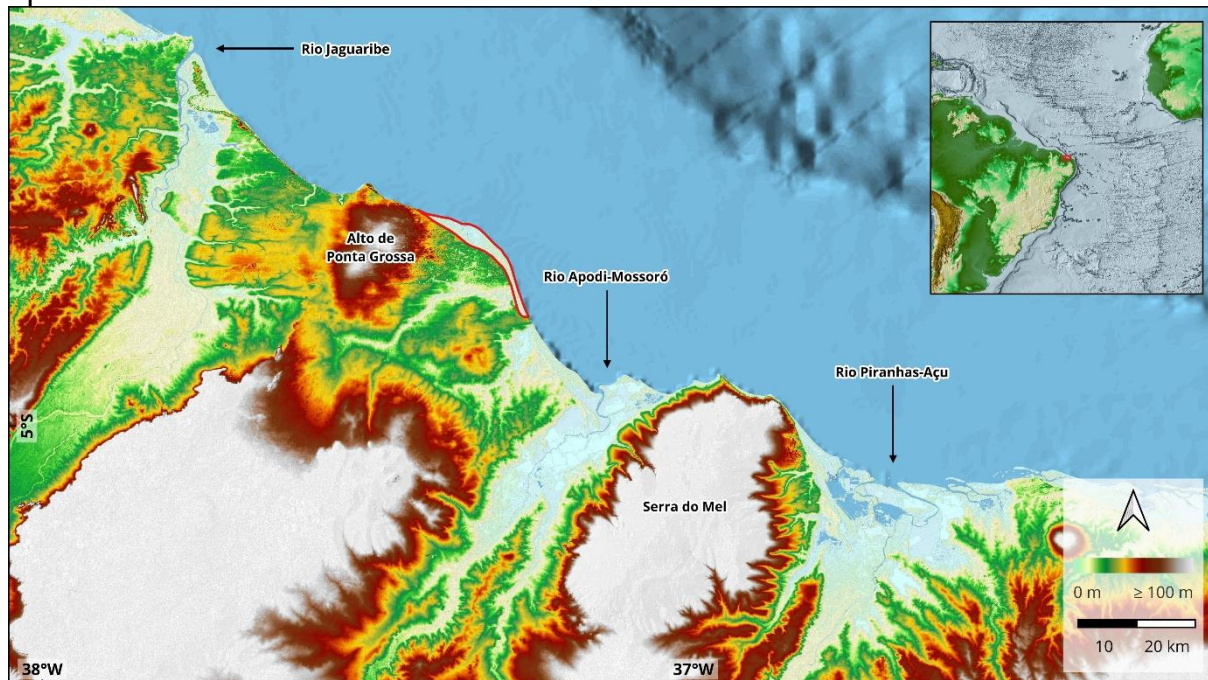
A planície constitui um registro geomorfológico das flutuações do nível relativo do mar (NRM) e das variações climáticas ocorridas durante o Quaternário (Meireles *et al.*, 2005; Meireles; Santos, 2011). O município agrega uma diversidade significativa de feições costeiras (Meireles *et al.*, 2020). O conjunto morfológico inclui terraços marinhos, dunas móveis e fixas, falésias ativas (vivas) e inativas (paleofalésias), estuários (canais de maré, manguezal e planícies hipersalinas), lagoas costeiras, laguna, delta de maré vazante e praias arenosas e rochosas (Meireles; Santos, 2011; Silva Neto *et al.*, 2019; Barros *et al.*, 2024). A área da planície é aproximadamente 45,4 km<sup>2</sup> (Ximenes Neto *et al.*, 2024), sendo limitada a sul por paleofalésias (Silva Neto, 2019). A herança estrutural e a neotectônica da Bacia Potiguar condicionam a morfologia local, resultando numa alta densidade de feições formadas em intervalo geológico restrito (Silva Neto *et al.*, 2019; Araújo *et al.*, 2023).

As paleofalésias delimitam o tabuleiro pré-litorâneo e podem situar-se até ~4,0 km da linha de costa (Abreu Neto, 2017). As falésias ativas concentram-se principalmente no setor noroeste (Ponta Grossa) e constituem fonte crucial de sedimentos terrígenos para o sistema costeiro, por *by-pass* eólico e movimentos de massa (Abreu Neto, 2017; Navarro, 2012; Barros, 2018; Meireles *et al.*, 2020). O estudo das fácies nas falésias é essencial para interpretar condições climáticas e oceanográficas pretéritas (Silva *et al.*, 2019; Rodrigues da Silva *et al.*, 2020).

A herança estrutural da Bacia Potiguar e a neotectônica cenozoica condicionam a morfologia e a evolução da planície (Araújo *et al.*, 2023; Silva Neto, 2019; Sousa *et al.*, 2008). O arcabouço tectônico neoproterozoico influenciou a origem da Bacia Potiguar e o soerguimento de blocos crustais pode ter reduzido o espaço de acomodação, favorecendo a formação de extensos cordões litorâneos (Castro *et al.*, 2012; Maia, 2017) (Figura 6).



Figura 6 – Aspecto de relevo da Planície Costeira de Icapui (delimitada em vermelho), instalada defronte um setor com indicadores de relativo soerguimento. Trata-se de um bloco estrutural orientado a NE-SW e limitado pelos vales dos rios Apodi-Mossoró e Jaguaribe, assemelhando-se com a morfologia da Serra do Mel (outro bloco que apresenta fartos indícios de inversão neotectônica).



### 3.2.2 Solos

Os solos da planície derivam da desagregação dos depósitos sedimentares regionais e de materiais marinhos retransportados. Predominam areias quartzozas distróficas (com teores salinos elevados) e areias quartzozas marinhas; Latossolo Vermelho-Escuro ocorre em menor proporção (Dantas; Costa, 2017). Solos halomórficos lamacentos caracterizam áreas de manguezal (Souza, 2016; Santos, 2014).

A plataforma interna adjacente apresenta composição mista, com fração terrígena e significativa fração bioclástica (rodolitos e fragmentos carbonáticos) que chegam ao pós-praia em eventos de alta energia (Barros, 2014; Barros *et al.*, 2024). A conjugação entre depósitos eólicos, erosão das falésias (Formação Barreiras) e aporte bioclástico define padrões espaciais de granulometria e seleção sedimentar (Dantas; Costa, 2017; Silveira, 2022).

### **3.2.3 Vegetação**

A vegetação da planície insere-se no bioma Caatinga, mas inclui o Complexo Vegetacional da Zona Litorânea, com formação psamófila pioneira (pós-praia) e psamófila sobre dunas (Dantas; Costa, 2017; Souza, 2016). A cobertura vegetal é fator estabilizador de sedimentos nas dunas e falésias; sua remoção acelera erosão e perda de sedimento (Meireles *et al.*, 2020; Dantas; Costa, 2017). As dunas e terraços contribuem para a recarga dos aquíferos superficiais da planície (Meireles *et al.*, 2020). O manguezal do estuário da Barra Grande, mantido por maré e descarga subterrânea, é importante para produção de matéria orgânica e serviços ecossistêmicos locais (Silva, 2012; Lima, 2017).

### **3.2.4 Clima**

O clima da planície é classificado como Tropical Quente Semiárido Brando, com índice de aridez tipificado como sub-úmido seco (Carneiro, 2024; Barros, 2018; Dantas; Costa, 2017; Pinheiro; Medeiros, 2021). A temperatura média anual varia entre 26 °C e 28 °C, com amplitude térmica anual geralmente inferior a 5 °C (Barros, 2018; Carneiro, 2024). O regime pluviométrico é sazonal e concentrado no primeiro semestre (janeiro–junho), sob influência predominante da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); aproximadamente 93% da precipitação anual ocorre nesse intervalo (Barros *et al.*, 2024; Dantas; Costa, 2017; Souza, 2016). A precipitação média histórica no posto de Icapuí para o período 1988–2023 foi de 714 mm (Barros *et al.*, 2024). Essa sazonalidade é determinante para a intermitência da drenagem e para a mobilidade eólica e sedimentar.

### **3.2.5 Hidrografia**

A PCI possui drenagem superficial caracteristicamente intermitente, resultado direto da condição semiárida e da baixa precipitação (Morais; Pinheiro, 2011; Barros *et al.*, 2024). Essa condição favorece que a costa semiárida seja classificada como uma margem com déficit sedimentar (Ximenes Neto *et al.*, 2024; Moraes; Pinheiro, 2011).

O principal sistema local é o Estuário da Barra Grande, considerado atípico por não apresentar um curso fluvial expressivo (Silva, 2012; Carneiro, 2024; Souza *et al.*, 2020). O estuário é mantido principalmente pela ressurgência do lençol freático em pontos de sopé das paleofalésias e terras de terraço marinho (Lima, 2017; Souza, 2016; Meireles; Santos, 2012; Santos, 2014). Em eventos de máxima descarga aquífera, essa ressurgência pode atuar como fonte episódica de água doce e sedimentos, contribuindo para a formação/retroalimentação do delta de maré (Souza, 2016; Meireles; Santos, 2012).

Embora Icapuí não possua grandes rios, a sedimentação costeira é influenciada por sistemas vizinhos. O Riacho Arrombado, no setor leste do município, drena o tabuleiro pré-litorâneo; sua foz tem baixa capacidade de transporte sedimentar e apresenta forte dinâmica lateral durante chuvas intensas, promovendo retorno de sedimentos do tabuleiro e das dunas para a praia (Souza, 2016; Silva Neto *et al.*, 2020; Dantas; Costa, 2017). Em escala regional, as areias que formaram historicamente as barreiras litorâneas de Icapuí são atribuídas ao aporte dos rios Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró (RN), cuja influência na plataforma é reconhecida; entretanto, a construção de barragens e a redução pluvial têm restringido a contribuição atual desses rios para a deriva litorânea (Ximenes, 2013; Maia, 2017; Pinheiro; Medeiros, 2021; Oliveira, 2009; Souza, 2016; Moraes; Pinheiro, 2011).

A conjunção de baixo aporte fluvial local e limitação de fontes regionais torna a erosão das falésias ativas uma fonte potencial de sedimentos siliciclásticos para a costa, via transporte eólico (*by-pass*) e movimentos de massa (Ximenes Neto *et al.*, 2024; Moraes *et al.*, 2018; Barros, 2014). O déficit sedimentar observado em trechos da linha de costa atual pode estar associado à baixa reposição fluvial concomitante à remoção por deriva litorânea e processos erosivos locais.

### **3.2.6 Ventos**

O vento é agente morfogenético fundamental, influenciando o transporte eólico e a formação/migração das dunas (Abreu Neto, 2017; Barros, 2014; Silva Neto, 2019). As direções predominantes ao longo do litoral cearense são SE, ESE, E e NE, com alternância sazonal: ventos de N–NE predominam no primeiro semestre (ZCIT) e ventos de SE predominam no segundo semestre (Barros, 2014; Ximenes Neto *et al.*, 2024; Souza, 2016). As velocidades médias superam 4,5 m/s e picos próximos a

11 m/s ocorrem nos meses secos (Abreu Neto, 2017; Souza *et al.*, 2020; Salomão, 2018). A migração mais intensa das dunas móveis ocorre no segundo semestre, quando as velocidades e a frequência de ventos favoráveis tendem a aumentar (Souza, 2016; Maia *et al.*, 2001). O by-pass eólico no campo de dunas de Ponta Grossa representa uma fonte significativa de sedimentos para a deriva litorânea (Meireles *et al.*, 2020).

### 3.2.7 Ondas

As ondas são o principal indutor de processos costeiros de curto e médio prazo, comandando a modelagem morfológica e o transporte longitudinal de sedimentos (Pinheiro *et al.*, 2016; Barros, 2018). O litoral de Icapuí é caracterizado por ondas de baixa energia, com predomínio de ondas do tipo *sea* (72–80% das ocorrências) geradas localmente, enquanto as de *swell* (20–28%) estão associadas a eventos de ressaca (Barros *et al.*, 2024; Souza, 2016).

As alturas significativas máximas ocorrem entre dezembro e março, podendo atingir cerca de 2,2–2,3 m em episódios de ressaca (Barros *et al.*, 2024; Barros, 2018; Abreu Neto, 2017; Navarro, 2012). Nos demais meses, Hs varia tipicamente entre 0,8 m e 1,5 m. Os *swells* apresentam períodos longos, superiores a 10 s, favorecendo maior capacidade de transporte sedimentar em eventos extremos (Barros, 2018; Barros, 2014).

As praias são frequentemente classificadas como dissipativas/ultradissipativas, com baixa declividade e ampla zona de surfe, o que favorece dissipação de energia antes do alcance da linha de costa (Barros, 2018; Lima, 2017).

A maré é semi-diurna e de amplitude mesomaré (2–4 m), com amplitude média regional ~3,2 m; amplitudes de sizígia em Icapuí podem atingir 3,7–4,0 m (Pinheiro *et al.*, 2016; Carneiro, 2024). A maré constitui o principal agente hidrodinâmico em trechos monitorados, especialmente onde a energia de ondas é baixa; o nível máximo de sizígia é um geoindicador útil na definição da linha de costa (Barros *et al.*, 2024; Barros, 2018).

### 3.2.8 Marés

As marés em Icapuí são semi-diurnas e o ambiente é classificado como mesomaré, com amplitude entre 2 m e 4 m (Barros *et al.*, 2024; Maia, 2019; Carneiro, 2024; Barros, 2018; Silva Neto, 2019). A amplitude média regional é aproximadamente 3,2 m, mas em Icapuí as amplitudes máximas de sizígia podem atingir 3,7–4,0 m, próximo ao limite superior da mesomaré (Pinheiro *et al.*, 2016; Carneiro, 2024). Dada a baixa energia de ondas, a maré é o principal agente modelador da hidrodinâmica local em trechos estuarinos e na planície de maré; o nível de sizígia é utilizado como geoindicador para delimitação da linha de costa (Barros *et al.*, 2024; Barros, 2018; Souza *et al.*, 2020).

### **3.2.9 Padrões de circulação costeira**

A circulação costeira regional resulta da interação entre processos atmosféricos, marés, ondas e configuração costeira (Meireles; Santos, 2012; Souza, 2016). A deriva litorânea regional apresenta direção preferencial Leste→Oeste (SE→NW) ou Sudeste→Noroeste (Barros *et al.*, 2024; Carneiro, 2024), com velocidades locais que podem alcançar ~0,31 m/s (Carneiro, 2024). Em larga escala, a Corrente Norte do Brasil (CNB) flui na direção noroeste, especialmente entre fevereiro e junho, influenciando o transporte junto à quebra da plataforma (Barros *et al.*, 2024; Dantas; Costa, 2017).

O delta de maré vazante localizado em frente à Barra Grande (Banco dos Cajuais) constitui uma feição extenso-areal (~12 km<sup>2</sup>) cuja dinâmica é controlada por maré vazante dominante em direção SE; essa circulação local tende a reter sedimentos e a modular o balanço sedimentar, contribuindo para acúmulo em áreas próximas e déficit a sotamar (Souza, 2016; Silva Neto, 2019; Carneiro, 2024). Indicadores mineralógicos (e.g., índices de minerais pesados) corroboram a atuação de processos de retenção e concentração em áreas específicas (Silveira, 2022; Carneiro, 2024).

## **3.3 Fontes de aporte sedimentar para a Planície Costeira de Icapuí**

O balanço sedimentar da PCI é condicionado por um contexto semiárido e pela ausência de grandes sistemas fluviais permanentes, o que resulta em um ambiente caracterizado por déficit de aporte sedimentar continental (Morais; Pinheiro,

2011; Ximenes Neto *et al.*, 2024). Nesse cenário, o suprimento de sedimentos depende essencialmente de fontes locais e de processos de retrabalhamento contínuo entre as unidades morfológicas da planície, envolvendo falésias, dunas, praias e a plataforma continental rasa.

As fontes terrígenas (siliciclásticas) desempenham papel central nesse equilíbrio. A principal delas é a erosão das falésias ativas, que sofrem desgaste constante por movimentos de massa e pela ação do vento, que transporta as partículas mais finas por *by-pass* eólico até o sistema praiial e os campos dunares próximos. Esse processo representa um dos principais mecanismos de transferência de sedimentos siliciclásticos para a faixa costeira (Barros *et al.*, 2024; Barros, 2018; Navarro, 2012; Meireles *et al.*, 2020).

As dunas costeiras constituem uma segunda fonte importante de sedimento, atuando tanto como reservatório quanto como mecanismo de redistribuição. O vento remobiliza as areias quartzosas, que podem ser posteriormente retrabalhadas pela deriva litorânea e pela ação das ondas, promovendo um intercâmbio dinâmico entre o continente e o ambiente marinho (Barros, 2014; Souza, 2016; Maia *et al.*, 2001).

Embora a drenagem superficial seja intermitente, alguns cursos sazonais, como o Riacho Arrombado, desempenham papel episódico na transferência de material terrígeno. Durante eventos de chuva intensa, esse riacho e a descarga do lençol freático no estuário da Barra Grande injetam sedimentos na planície de maré, contribuindo pontualmente para o preenchimento e retrabalhamento dos depósitos costeiros (Souza, 2016; Meireles; Santos, 2012). Apesar disso, o volume de material transportado é reduzido e limitado temporalmente, reforçando o caráter predominantemente autóctone da sedimentação local.

As fontes marinhas (bioclásticas) complementam o balanço sedimentar, sendo fundamentais para a composição mista — siliciclástica e carbonática — que caracteriza a planície e a plataforma adjacente. A topobatimetria suave da plataforma continental rasa favorece o desenvolvimento de habitats carbonáticos e a acumulação de biodetritos, como fragmentos de conchas e rodólitos. Esses materiais biogênicos são retrabalhados por correntes e ondas, podendo atingir a zona de praia e se misturar aos sedimentos siliciclásticos, formando depósitos de natureza híbrida (Barros *et al.*, 2024; Ximenes Neto *et al.*, 2024; Ximenes Neto, 2020). Em períodos de maior energia hidrodinâmica, esses componentes bioclásticos tendem a ser transportados para o

estirâncio e o pós-praia, contribuindo para a variabilidade textural dos depósitos superficiais.

Além dessas fontes locais, há indícios de uma contribuição regional histórica. Estudos sugerem que parte das areias que formaram as barreiras litorâneas e as praias de Icapuí pode ter origem nos sistemas fluviais do Rio Grande do Norte, especialmente os rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu – situados a barlamar da PCI – cujos sedimentos teriam sido transportados pela deriva litorânea em sentido noroeste (Oliveira, 2009). Entretanto, as modificações antrópicas recentes, como a construção de barragens e a redução do regime pluvial na bacia, limitaram esse aporte, tornando a influência desses rios atualmente residual (Souza, 2016; Moraes; Pinheiro, 2011).

Em síntese, o regime sedimentar da Planície Costeira de Icapuí é sustentado predominantemente por mecanismos internos de erosão e retrabalhamento, nos quais as falésias ativas e as dunas funcionam como as principais fontes terrígenas, enquanto a plataforma continental rasa contribui com material bioclástico. A ausência de rios de grande porte e o caráter intermitente da drenagem local fazem com que o equilíbrio sedimentar dependa fortemente da interação entre processos eólicos, marinhos e subterrâneos, conferindo à planície um comportamento dinâmico e sensível às variações climáticas e oceanográficas.

### **3.4 Dinâmica Costeira e Processos Erosivos Recentes**

A dinâmica costeira da Planície de Icapuí é controlada pela interação entre o regime de mesomaré de alta amplitude, o transporte litorâneo preferencial para noroeste (NW) e a baixa energia das ondas incidentes. Essa combinação de fatores resulta em uma morfodinâmica heterogênea, com setores que exibem erosão contínua e outros que apresentam sinais de progradação sedimentar (Silva Neto *et al.*, 2020; Meireles *et al.*, 2020).

Análises multitemporais realizadas entre 1984 e 2018 indicam que, embora a linha de costa de Icapuí possa ser considerada relativamente resiliente em alguns trechos (Costa, 2019), há segmentos específicos – especialmente entre Barrinha e Redonda – que sofrem erosão persistente e progressiva (Meireles *et al.*, 2020; Barros *et al.*, 2024). Essas áreas vêm registrando recuo da linha de costa superior a outras porções do litoral, refletindo tanto a influência direta dos processos hidrodinâmicos quanto o papel da disponibilidade limitada de sedimentos.

O setor oeste, notadamente a região de Ponta Grossa, apresenta as maiores taxas de erosão e deposição, evidenciando um sistema costeiro em constante remobilização (Silva Neto *et al.*, 2020; Barros, 2018; Navarro, 2012). Essa instabilidade é reforçada pelo alto índice de retrabalhamento dos sedimentos praias, intensificado pela atuação conjunta de ondas, marés e ventos, que promovem contínua redistribuição de material ao longo do perfil praias (Silva Neto *et al.*, 2020).

A ocorrência de ondas do tipo *swell* desempenha papel determinante nos episódios de erosão costeira. Durante eventos de ressaca, a associação entre ondas de maior energia e marés de sizígia eleva o nível d'água e intensifica o impacto sobre o pós-praia, provocando erosão acelerada e recuo temporário da linha de costa (Barros, 2018; Barros *et al.*, 2024; Paula *et al.*, 2015). Em alguns trechos, esses episódios ocasionam também a exposição de sedimentos mais antigos e de bases de falésias, contribuindo para a perda de material e retração das encostas.

Outro elemento de destaque é o delta de maré vazante (DMV) da Barra Grande, uma feição extensa que atua como barreira natural ao transporte longitudinal de sedimentos. Sua presença favorece a retenção parcial do material que, em condições normais, seria redistribuído pela deriva litorânea para as praias situadas a sotamar (NW), contribuindo assim para o déficit sedimentar observado nessas áreas (Silva Neto, 2019; Carneiro, 2024; Souza, 2016). Essa interrupção no fluxo de sedimentos agrava a vulnerabilidade erosiva das praias a jusante, onde o equilíbrio morfodinâmico depende fortemente da reposição advinda das falésias e das dunas.

A morfologia costeira de Icapuí, composta por falésias ativas e substrato arenoso da Formação Barreiras, confere ao ambiente uma elevada suscetibilidade à erosão quando exposto à ação marinha e atmosférica (Barros, 2018; Meireles *et al.*, 2020). O recuo das falésias é um processo contínuo e documentado em diferentes setores, resultado da combinação entre erosão subaérea, instabilidade gravitacional e desgaste marinho na base das encostas (Rodrigues da Silva *et al.*, 2020; Leisner *et al.*, 2023).

Em síntese, a dinâmica costeira de Icapuí reflete o balanço delicado entre marés de grande amplitude, ondas de baixa energia média e transporte longitudinal assimétrico. Essa combinação, associada à limitação de aporte sedimentar e à ação erosiva sobre as falésias, define um sistema altamente dinâmico, no qual pequenas variações climáticas ou oceanográficas podem alterar significativamente o padrão de erosão e deposição ao longo do tempo.



### 3.5 Possível influência neotectônica na dinâmica costeira holocênica

A evolução geomorfológica e sedimentar da Planície Costeira de Icapuí está fortemente associada à reativação neotectônica cenozoica que afeta a porção ocidental da Bacia Potiguar. Essa influência estrutural ocorre sobre um embasamento complexo, resultante da reativação de zonas de cisalhamento neoproterozoicas herdadas do Ciclo Brasileiro, e que condicionam tanto a compartimentação crustal quanto a morfologia costeira atual (Araújo *et al.*, 2023; Sousa, 2002; Sousa *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2018). O conjunto de evidências indica que a neotectônica não atua de forma marginal, mas constitui um agente ativo de modelagem da paisagem quaternária, influenciando diretamente a taxa de sedimentação, o espaço de acomodação e a disposição das feições deposicionais holocênicas.

A Bacia Potiguar apresenta arcabouço estrutural caracterizado por falhas e dobras afetando depósitos da Formação Barreiras (Mioceno-Pleistoceno), interpretadas como manifestações de deformação neotectônica pós-Mioceno (Sousa, 2002; Sousa *et al.*, 2008). O regime tectônico regional está inserido no campo de tensões intraplaca da Plataforma Sul-Americana, marcado por compressão principal orientada E–W a NW–SE e extensão secundária N–S, compatível com o desenvolvimento de falhas do tipo *strike-slip* e normais (Assumpção, 1992; Ferreira *et al.*, 1998; Bezerra *et al.*, 2001; Bezerra *et al.*, 2014; Marotta *et al.*, 2015). Esse contexto promove a reativação de estruturas antigas e o reajuste de blocos crustais, o que se expressa tanto em regimes distensionais quanto transpressivos nas unidades costeiras (Sousa, 2002; Araújo *et al.*, 2023).

Na área de Icapuí, a arquitetura crustal é controlada por sistemas estruturais profundos com *trend* NE–SW e E–W, que refletem a herança estrutural do rifte Potiguar e das zonas de cisalhamento brasileiras (Oliveira *et al.*, 2018; Vasconcelos *et al.*, 2019). Destacam-se três feições principais: (i) a Zona de Cisalhamento Jaguaribe (JSZ), uma descontinuidade crustal pré-cambriana que atravessa o setor setentrional da planície (Castro *et al.*, 2012); (ii) o Lineamento Ponta Grossa–Fazenda Belém (LPGFB), de direção NE–SW e profundidade estimada em até 3 km, responsável pela compartimentação e pela cinemática da deformação cenozoica (Sousa, 2002; Oliveira *et al.*, 2018); e (iii) o Lineamento Retiro (RSZ), que marca o limite entre os domínios geofísicos de Aracati e Icapuí, com mergulhos subverticais e profundidades entre 1,5 e 2 km (Oliveira *et al.*, 2018).

Essas estruturas têm sido reativadas sob esforços compressivos E–W e transpressivos NW–SE, produzindo um campo de deformação complexo, com coexistência de falhas lítricas distensionais (na praia de Ponta Grossa) e estruturas de flor positiva associadas à tectônica *strike-slip* (na praia de Vila Nova) (Sousa, 2002). O resultado é um mosaico tectônico em que blocos soerguidos e abatidos alternam-se, configurando um sistema de *horsts* e *grábens* (ou “teclas” no sentido de Fortes, 1986), o qual condiciona o relevo, a drenagem e a evolução sedimentar da planície costeira.

As análises gravimétricas e morfoestruturais realizadas na Plataforma de Aracati – onde se insere Icapuí – evidenciam predominância de anomalias residuais negativas, relacionadas a grábens encaixados no embasamento e à extensão noroeste da Bacia Potiguar (Silva Filho *et al.*, 2007). Contudo, sobre a plataforma continental ao largo de Icapuí, identifica-se uma anomalia positiva de relevo alinhada NE–SW e coincidente com um mínimo gravimétrico, interpretada como um soerguimento crustal, possivelmente associado à compressão E–W a NW–SE (Silva Filho *et al.*, 2007; Ferreira *et al.*, 1998). Essa relação – relevo positivo sobre anomalia negativa – é típica de inversão tectônica incipiente ou parcial, podendo corresponder a um alto estrutural ativo no contexto da borda oeste da Bacia Potiguar (Silva Filho *et al.*, 2007).

Esse soerguimento potencialmente reduz o espaço de acomodação sedimentar e afeta diretamente a sedimentação holocênica, promovendo erosão diferencial e redistribuição costeira. A área adjacente ao Rio Jaguaribe, por sua vez, apresenta anomalias negativas compatíveis com subsidência local e desenvolvimento de hemi-grabens subatuais, que favorecem a deposição de sedimentos finos e a instalação de planícies de maré (Silva Filho, 2004; Sousa, 2002). A coexistência desses domínios – compressional em Vila Nova e distensional em Ponta Grossa – confirma o caráter de partição da deformação intraplaca, sob influência direta do LPGFB (Sousa, 2002).

As evidências de atividade sísmica quaternária reforçam o papel da neotectônica como condicionante ativo no litoral setentrional da Bacia Potiguar. Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidado, associadas à liquefação sísmica, foram registradas em depósitos aluviais do vale do Rio Açu (Bezerra *et al.*, 2005; Moura-Lima *et al.*, 2011). A recorrência de eventos sísmicos na região, incluindo os enxames de João Câmara desde a década de 1980, indica que a margem

continental nordestina mantém atividade tectônica recente (Bezerra *et al.*, 2007). Essas manifestações sísmicas podem ter promovido movimentos co-sísmicos e pós-sísmicos de blocos, resultando em subsidência diferencial ou soerguimento localizados que impactaram diretamente a configuração deposicional holocênica (Bezerra *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2017).

A neotectônica também exerce controle morfoestrutural sobre a drenagem, o relevo e a sedimentação costeira. Padrões geométricos de drenagens e escarpamentos detectados por Modelos Digitais de Elevação (MDE) evidenciam a presença de lineamentos estruturais ativos, com orientações NE–SW e E–W, controlando a dissecação dos tabuleiros e a evolução dos sistemas fluviais (Bezerra *et al.*, 1998; Etchebehere *et al.*, 2006; Maia; Bezerra, 2014). Índices morfométricos, como a Relação Declividade–Extensão (RDE) e o Fator de Assimetria (AF), apontam anomalias fluviais que sugerem movimentação vertical de blocos e reajustes recentes do relevo (Etchebehere *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2011). Esse controle estrutural influencia tanto a erosão subaérea das falésias quanto a preservação dos depósitos marinho-fluviais holocênicos.

No contexto costeiro, o rebaixamento relativo de blocos aumenta o espaço de acomodação e induz processos erosivos e retrabalhamento sedimentar, enquanto o soerguimento, associado a falhas compressivas, favorece a formação de planícies de maré e cordões holocênicos preservados. Esse quadro pode explicar a coexistência de setores em erosão (Barrinha–Redonda) e progradação (Barra Grande), integrando controle estrutural e dinâmica marinha (Silva Neto *et al.*, 2020; Barros *et al.*, 2024). Assim, o modelo evolutivo de Icapuí deve ser entendido como produto de uma interação complexa entre neotectônica, variação do nível relativo do mar e balanço sedimentar deficitário.

### **3.6 Datações pretéritas e modelos evolutivos para a região de estudo**

A Planície Costeira de Icapuí constitui um dos mais expressivos registros morfológicos das oscilações do Nível Relativo do Mar (NRM) e das mudanças climáticas no litoral semiárido do Ceará ao longo do Quaternário (Meireles *et al.*, 2005; Meireles; Santos, 2011; Silva Neto *et al.*, 2019). Contudo, a cronologia absoluta da evolução sedimentar ainda é restrita e pontual, o que limita a proposição de um

modelo evolutivo robusto e regionalmente comparável (Maia, 2017; Silva Neto, 2019; Ximenes Neto, 2020).

O arcabouço geomorfológico da área foi inicialmente estabelecido por Meireles (1991), que, com base em critérios morfológicos, topográficos e sedimentológicos, distinguiu dois terraços marinhos principais. O Terraço Pleistocênico, também referido como “praias antigas”, situa-se ao sopé da paleofalésia, com altitudes de até 7–8 m acima do nível atual do mar (Meireles, 1991; Lima, 2017; Meireles; Santos, 2012). O Terraço Holocênico, mais recente e posicionado cerca de 4 m acima do nível atual, é caracterizado por camadas com acúmulo de conchas de bivalves marinhos (Meireles; Santos, 2012).

Apesar da identificação morfológica da época, o Terraço Pleistocênico ainda não possui datações absolutas, em grande parte devido à destruição dos depósitos originais por atividades antrópicas – sobretudo a instalação de salinas e viveiros de carcinicultura (Lima, 2017; Meireles; Santos, 2012). As primeiras datações absolutas da planície foram realizadas por Meireles *et al.* (2005), utilizando o método de radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) em fragmentos de conchas de bivalves marinhos. Essas amostras, coletadas em apenas um testemunho, forneceram idades de  $1.720 \pm 50$  e  $1.660 \pm 45$  anos AP, representando o primeiro indicativo cronológico de deposição holocênica na planície. No entanto, tratava-se de material bioclástico alóctone, não preservado *in situ*, o que limita sua confiabilidade estratigráfica e impede correlações diretas com a idade deposicional das feições geomorfológicas. Além disso, as datações foram realizadas em um único testemunho, na retaguarda do sistema lagunar, variando entre 50 e 90 cm de profundidade, não se configurando como um referencial extrapolável à proposição de um modelo evolutivo para a planície como um todo.

Mais recentemente, Ximenes Neto *et al.* (2024) publicaram as primeiras datações por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) aplicadas à planície, representando um avanço significativo frente aos estudos anteriores baseados apenas em radiocarbono. As amostras foram obtidas em cinco trincheiras distribuídas no setor oeste da planície, com idades variando de  $1.200 \pm 190$  anos AP a  $225 \pm 50$  anos AP, o que indica uma progradação holocênica contínua sob condições de rebaixamento gradual do NRM (Ximenes Neto *et al.*, 2024; Caldas *et al.*, 2006).

Apesar do avanço técnico e interpretativo, a distribuição espacial das amostras não seguiu uma orientação controlada ao longo das cristas praias, como

seria ideal em estudos de reconstrução cronológica de progradação costeira. Segundo os autores, duas amostras (T1 e T4) foram coletadas em antigas dunas frontais (*foredunes*), enquanto as outras três (T2, T3 e T5) provêm de supostos depósitos de antepraia associados a leitos de rodolitos. Essa distinção deposicional já implica diferenças significativas nos processos de soterramento, nas taxas de exposição à luz solar antes do sepultamento e, conseqüentemente, na confiabilidade cronológica das idades obtidas.

Além disso, as profundidades de coleta das amostras foram variáveis, entre 84 cm e 130 cm, sem padronização vertical clara, o que pode introduzir heterogeneidades na taxa de dose ambiental e na eficiência de esvaziamento dos sinais de luminescência. Essa heterogeneidade metodológica reduz a precisão comparativa entre amostras, especialmente considerando que a LOE depende do esvaziamento completo dos elétrons presos nos grãos de quartzo durante a exposição à luz antes da sedimentação.

A análise das imagens publicadas por Ximenes Neto *et al.* (2024) evidencia ainda que as camadas portadoras de rodolitos não apresentam homogeneidade textural ou estrutural. Em algumas seções, os depósitos parecem corresponder a zonas marginais de antigos sistemas lagunares ou a ambientes de transição entre antepraia e planície de maré, e não necessariamente a depósitos de *foreshore* estáveis. Essa observação sugere a possibilidade de retrabalhamento parcial do material sedimentar e bioclástico, que poderia ter alterado a composição e a taxa de dose local, resultando em idades ligeiramente rejuvenescidas ou inconsistentes.

Essa hipótese é reforçada pela presença de fragmentos carbonáticos e rodolitos em matriz arenosa não-consolidada, com feições deposicionais indicativas de reocupação por fluxos de maré e ressacas. Caso o soterramento tenha sido incompleto ou intermitente, é possível que parte das amostras apresente armadilhas de elétrons parcialmente esvaziadas, o que geraria subestimação das idades reais de deposição. Assim, embora as datações por LOE representem um avanço notável em relação às anteriores, é necessário interpretá-las com cautela quanto ao grau de retrabalhamento e à precisão dos ambientes amostrados.

Ainda assim, as idades obtidas por Ximenes Neto *et al.* (2024) fornecem uma cronologia coerente com a tendência de progradação holocênica tardia, já reconhecida em outros sistemas costeiros da margem semiárida nordestina, como as planícies de Tibau e Grossos, no Rio Grande do Norte (Caldas *et al.*, 2006). No

contexto regional, esses resultados reforçam o padrão de progradação forçada associado ao rebaixamento gradual do NRM durante o Holoceno Tardio.

Apesar dos avanços, a base cronológica da PCI ainda é limitada a poucos pontos e carece de representatividade espacial. A concentração das amostras no setor oeste e a ausência de datações nos segmentos central e leste dificultam a reconstrução completa da sequência deposicional e a identificação de fases regressivas e transgressivas locais (Maia, 2017; Ximenes Neto, 2020). Essa limitação metodológica reforça a necessidade de ampliar o número de datações, incluindo coletas sistemáticas ao longo das cristas praiais.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Sensoriamento remoto e geoprocessamento

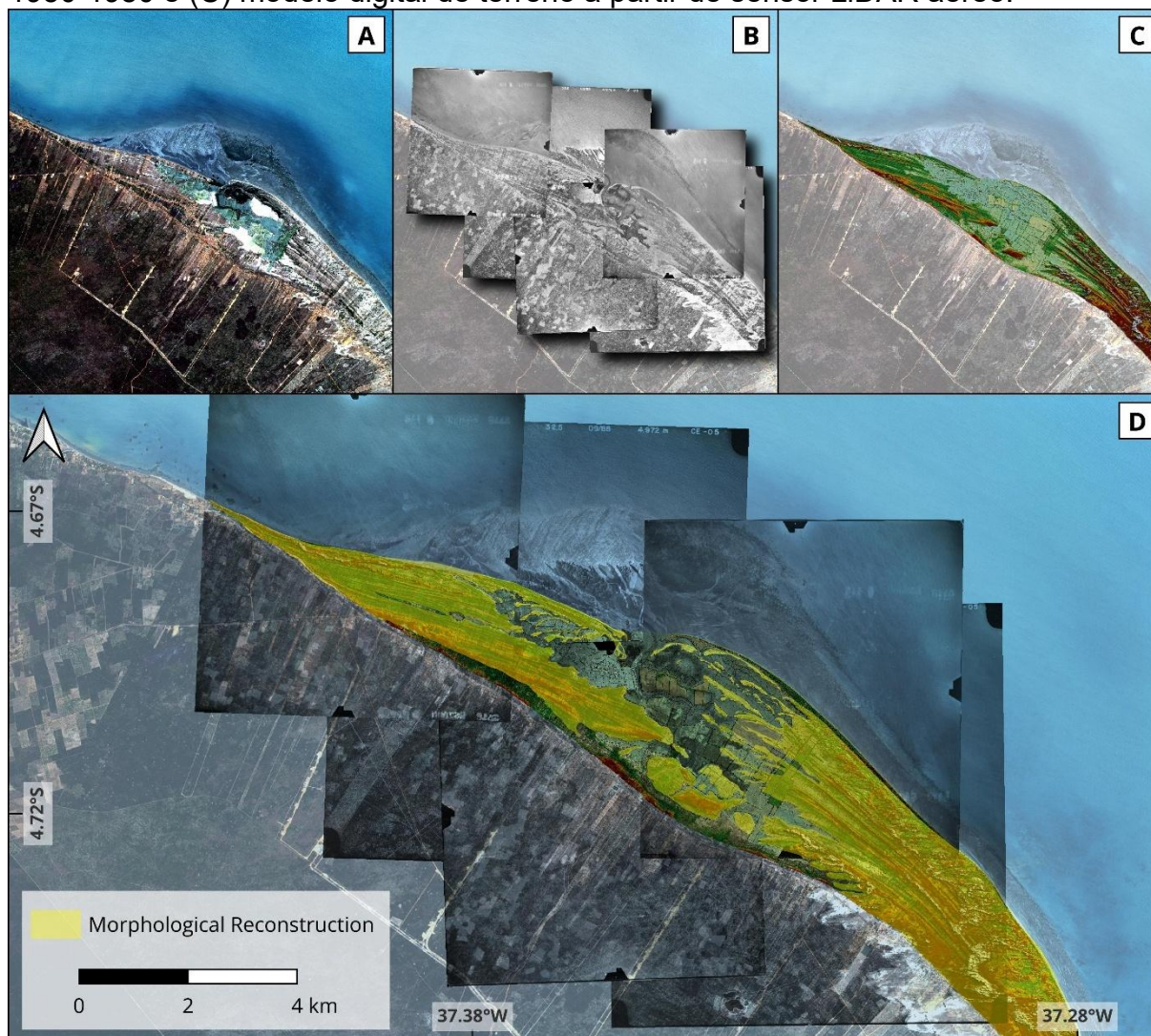
Um dos principais desafios metodológicos para o estudo da planície costeira de Icapuí é a sua intensa e generalizada antropização. A paisagem atual encontra-se profundamente modificada pela instalação de extensas áreas de carcinicultura, silvicultura e salinas. Essas atividades, especialmente a carcinicultura, são reconhecidas por seus significativos impactos ambientais em zonas costeiras no Nordeste do Brasil, incluindo a supressão de manguezais, alteração de corpos hídricos e a intensificação de processos erosivos (MEIRELES *et al.*, 2007; OLIVEIRA JUNIOR; GOMES; ROCHA, 2021). Tais atividades obliteraram a sutil expressão topográfica dos cordões litorâneos, mascarando as feições originais e tornando o seu mapeamento por meio de imagens de satélite recentes ou mesmo pela observação direta em campo uma tarefa imprecisa e, em muitos trechos, inviável.

Para superar este obstáculo, foi adotada uma abordagem fundamentada na fusão de imagens históricas e dados modernos de topografia de alta precisão (Figura 4).

Para a reconstituição da morfologia da planície em seu estado pré-antropização, foram utilizados produtos de aerolevantamentos realizados entre 1950 e 1980 pela empresa Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A. Esta empresa, com escalas variando de 1:20.000 a 1:60.000. Elas foram fundamentais para a identificação e vetorização primária dos eixos das cristas e dos baixios intercordões, estabelecendo a geometria fundamental do sistema deposicional antes de sua descaracterização mediante a antropização recente.

Para refinar a análise morfológica e obter dados quantitativos precisos, foram utilizados dados de perfilamento a laser aerotransportado, ou LiDAR (*Light Detection and Ranging*). A fonte destes dados foi o levantamento executado em 2015 pela Superintendência Estadual do Meio Ambiente do Ceará (SEMACE), como parte do projeto de Reestruturação do Mapeamento do Zoneamento Ecológico-Econômico da Zona Costeira (ZEEC). Este levantamento resultou na geração de um Modelo Digital de Terreno (MDT) com resolução espacial de 0,5 metros, cobrindo a totalidade da área de estudo.

Figura 7 – Síntese visual dos dados geoespaciais que foram integrados e subsidiaram a reconstituição morfológica da PCI (em D), considerando: (A) imagem do sensor remoto WPM do satélite CBERS-4A; (B) imagens aéreas antigas das décadas de 1950-1980 e (C) modelo digital de terreno a partir de sensor LiDAR aéreo.



Fonte: elaborado pelo autor.

Todas as etapas de pré-processamento, integração de dados, análise espacial e elaboração de produtos cartográficos foram conduzidas em um ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). Foi utilizado o software QGIS, versão 3.40.11. As tarefas executadas no SIG incluíram o georreferenciamento das fotografias aéreas, a manipulação e visualização dos dados LiDAR, a integração e espacialização dos pontos de amostragem de campo e a vetorização final das feições geomorfológicas.

Para a geração de superfícies contínuas a partir de dados de campo pontuais, como os parâmetros granulométricos ou as concentrações de minerais



pesados, foi empregado o método de interpolação *spline* de curvatura mínima (*Minimum Curvature Spline*).

## **4.2 Amostragem e análises sedimentológicas**

A caracterização sedimentar da planície costeira de Icapuí foi realizada por meio de uma abordagem metodológica integrada, desde a estratégia de amostragem em campo até a análise laboratorial e o tratamento geoespacial dos dados.

### **4.2.1 Estratégia de Amostragem e Coleta em Campo**

A estratégia de amostragem foi desenhada para abranger a complexidade morfológica da planície de cordões litorâneos. O planejamento amostral foi guiado por dados de sensoriamento remoto de alta resolução, notadamente dados LiDAR (*Light Detection and Ranging*) aéreos, para a identificação precisa das cristas dos cordões litorâneos e depressões intercordões.

Seguindo este planejamento, foram coletadas 108 amostras de sedimento (Figura 8). A profundidade de coleta ( $\approx 40$  cm) visou ultrapassar a zona de bioturbação recente e o solo incipiente, de modo a acessar o material mais representativo do processo deposicional original. Durante o trabalho de campo, foram evitadas áreas com intervenção antrópica evidente para não comprometer a integridade das amostras.

### **4.2.2 Análise granulométrica**

As amostras foram submetidas a um protocolo laboratorial padronizado. Inicialmente, foram elutriadas em sistema de torrente aquosa para a remoção de sais e da fração fina (silte e argila). Após a lavagem, foram secas em estufa a 60 °C por 24 horas.

Uma alíquota representativa de cada amostra ( $\approx 100$  g) foi submetida ao peneiramento mecânico em agitador por 10 minutos. O conjunto de peneiras foi montado em intervalos de 1 phi ( $\Phi$ ), conforme a escala granulométrica de Wentworth (1922). As frações retidas em cada peneira foram pesadas em balança analítica de precisão (0,001 g) e arquivadas.



#### 4.2.4 Modelagem de Índice de Eficiência Depositional

A Análise de Tendência Granulométrica (GSTA) é uma ferramenta para inferir a direção do transporte sedimentar a partir de gradientes espaciais nos parâmetros granulométricos. O modelo de McLaren e Bowles (1985) define, entre outros, o Caso B, no qual os sedimentos se tornam progressivamente mais finos, mais bem selecionados e com assimetria mais negativa na direção do transporte, padrão típico de deposição em sistemas prográdantes.

Um precedente metodológico na área de estudo é o trabalho de Carneiro (2024), que aplicou a GSTA na planície de maré externa de Icapuí, uma superfície isócrona. A metodologia combinou o conceito de rede de vetores de Gao e Collins (1992) com a regra de McLaren e Bowles (1985), implementada no software GSTAST (CHANG; SCRIMSHAW; LESTER., 2001), que realiza um teste de significância estatística para validar os vetores de transporte.

Contudo, a aplicação direta dessa abordagem na planície de cordões litorâneos é metodologicamente inadequada, pois a feição é diacrônica, formada pela acreção de sedimentos ao longo de milênios. A comparação entre amostras de idades distintas viola a premissa de contemporaneidade do transporte, o que levou ao desenvolvimento de uma abordagem alternativa.

Assim, foi concebido um modelo em SIG para gerar um mapa que traduzisse a eficiência deposicional, espacializando a conformidade do registro sedimentar com o processo teórico do Caso B. O modelo foi desenvolvido em duas etapas:

- a) **Reclassificação e Normalização dos Parâmetros:** Os três *rasters* (diâmetro médio, seleção e assimetria) foram reclassificados para uma escala numérica normalizada de 0 (totalmente desfavorável ao Caso B) a 1 (totalmente favorável). A lógica da reclassificação está detalhada na Tabela 6.
- b) **Álgebra de Mapas para o Índice do Caso B:** Os três *rasters* de favorabilidade foram integrados por meio de álgebra de mapas, utilizando a seguinte fórmula:

$$\text{Índice\_Caso\_B} = ("Raster\_Diâmetro") \times ("Raster\_Seleção") \times ("Raster\_Assimetria")$$

A multiplicação funciona como um operador lógico "E", garantindo que uma área só receba uma pontuação alta se for favorável nos três critérios simultaneamente. Se um dos critérios for desfavorável (score 0), o resultado final para aquela área será 0. O produto final é um *raster* que representa um **gradiente de eficiência deposicional**, permitindo inferir as áreas da planície onde o processo deposicional foi mais eficiente em registrar a assinatura sedimentar do Caso B.

Tabela 6 – Esquema de reclassificação dos parâmetros granulométricos em *phi* para o Índice de Favorabilidade Depositional (baseado no Caso B de McLaren e Bowles, 1985), onde os scores mais altos foram para granulometria mais fina, melhor grau de seleção e valores de assimetria mais negativos

Parâmetro Granulométrico	Classe Original	Escala de Favorabilidade (0 a 1)
Diâmetro Médio ( $\mu$ )	Cascalho ( $< -1.0$ )	0.0
	Areia muito grossa ( $-1.0$ a $0.0$ )	0.17
	Areia grossa ( $0.0$ a $+1.0$ )	0.33
	Areia média ( $+1.0$ a $+2.0$ )	0.50
	Areia fina ( $+2.0$ a $+3.0$ )	0.67
	Areia muito fina ( $+3.0$ a $+4.0$ )	0.83
	Lama ( $> +4.0$ )	1.0
Grau de Seleção ( $\sigma$ )	Extremamente mal selecionado ( $> 4.0$ )	0.0
	Muito mal selecionado ( $2.0$ a $4.0$ )	0.17
	Mal selecionado ( $1.0$ a $2.0$ )	0.33
	Moderadamente selecionado ( $0.70$ a $1.00$ )	0.50
	Moderadamente bem selecionado ( $0.50$ a $0.70$ )	0.67
	Bem selecionado ( $0.35$ a $0.50$ )	0.83
	Muito bem selecionado ( $< 0.35$ )	1.0
Assimetria ( $Sk$ )	Assimetria muito positiva ( $> +1.30$ )	0.0
	Assimetria positiva ( $+0.43$ a $+1.30$ )	0.25
	Simétrica ( $-0.43$ a $+0.43$ )	0.50
	Assimetria negativa ( $-0.43$ a $-1.30$ )	0.75
	Assimetria muito negativa ( $< -1.30$ )	1.0

Fonte: elaborado pelo autor.

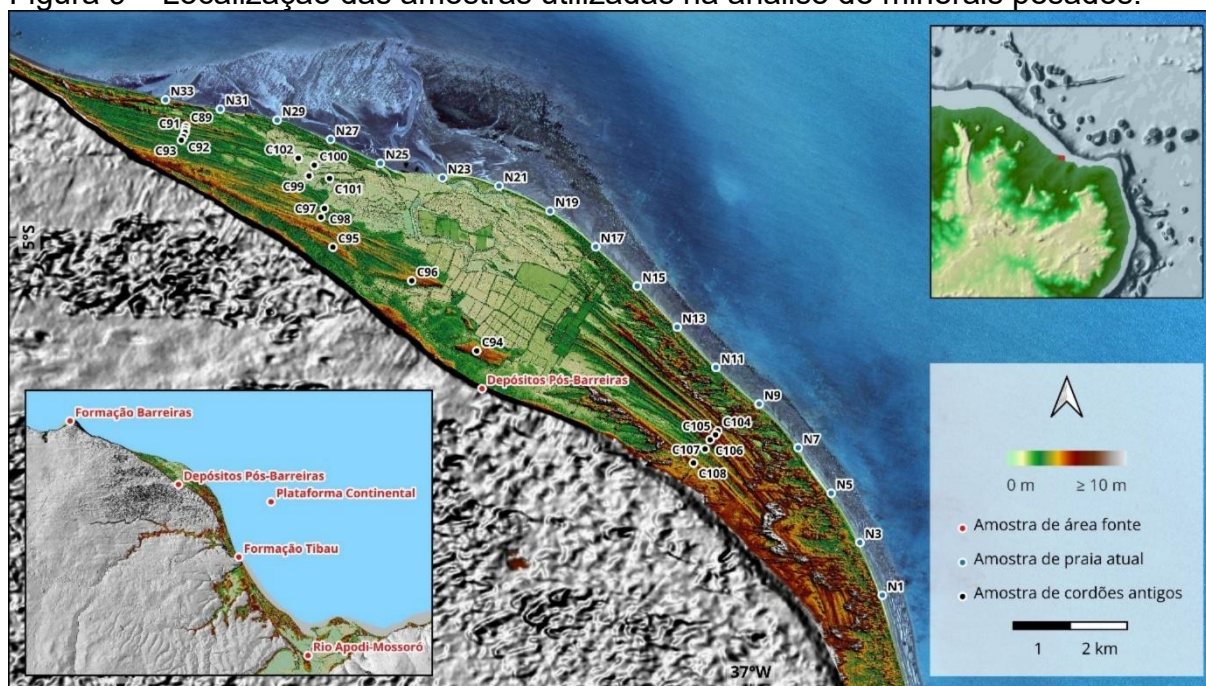


### 4.3 Análise de Minerais Pesados

O universo amostral para esta análise compreendeu um total de 41 amostras de areia, coletadas estrategicamente para permitir uma análise comparativa robusta entre diferentes ambientes deposicionais e temporais. As amostras foram divididas em três grupos distintos: 19 amostras provenientes de cordões litorâneos holocênicos antigos; 17 amostras da face praial atual, cujos dados foram cedidos do trabalho de Carneiro (2024); e 5 amostras de unidades geológicas que representam fontes potenciais de sedimento, a saber: Formação Barreiras, Formação Tibau, Depósitos Pós-Barreiras, areias do Rio Apodi-Mossoró e areias da Plataforma Continental (Figura 9).

Em laboratório, as amostras foram secas em estufa a 60 °C e quarteadas para obter uma alíquota representativa de aproximadamente 100 g. Subsequentemente, cada alíquota foi peneirada a seco para isolar as frações granulométricas de areia fina (2-3  $\Phi$ , ou 0,250-0,125 mm) e areia muito fina (3-4  $\Phi$ , ou 0,125-0,062 mm).

Figura 9 – Localização das amostras utilizadas na análise de minerais pesados.



Fonte: elaborado pelo autor.

A concentração dos minerais pesados foi realizada por separação densitométrica, utilizando bromofórmio ( $\text{CHBr}_3$ ) com densidade ajustada para aproximadamente  $2,85 \text{ g/cm}^3$  como meio denso.

Para a análise óptica, foram confeccionadas lâminas de grãos permanentes a partir do concentrado de minerais pesados. Uma pequena quantidade do concentrado foi montada sobre uma lâmina petrográfica utilizando Bálsamo do Canadá (índice de refração  $n \approx 1,545$ ) como meio de imersão e coberta com uma lamínula.

A análise e quantificação foram realizadas em um microscópio petrográfico de luz polarizada, focando-se exclusivamente na assembleia de minerais pesados transparentes não-micáceos (MPTNM).

A quantificação da assembleia de MPTNM foi realizada pelo "método das faixas" (*ribbon counting*). Em conformidade com o protocolo estabelecido por Galehouse (1971), buscou-se contar um mínimo de 300 grãos de MPTNM em cada lâmina, número reconhecido como estatisticamente robusto para análises de minerais pesados. Entretanto, devido às variações naturais na concentração de minerais pesados nas amostras, todas as 108 amostras analisadas apresentaram um mínimo de 200 grãos de MPTNM, o qual constitui um limite inferior amplamente aceito na literatura científica.

A identificação dos minerais baseou-se em suas propriedades ópticas diagnósticas, como cor, pleocroísmo, relevo, clivagem, cores de birrefringência e sinal óptico, seguindo os critérios estabelecidos por Mange e Maurer (1992).

#### **4.3.1 Análise multivariada de dados**

A interpretação do conjunto de dados de minerais pesados foi estruturada na utilização de análises estatísticas multivariadas para identificar padrões gerais e classificar objetivamente as amostras. Todas as análises estatísticas foram conduzidas no ambiente R, versão 4.5.1 (R CORE TEAM, 2025), com a interface RStudio, versão 2025.9.1.401 (POSIT TEAM, 2025), utilizando os pacotes tidyverse, FactoMiner, factoextra, corrplot, PerformanceAnalytics, ggpubr, pheatmap, psych, readxl, extrafont, ggalt, ggforce e dendextend.

Para uma análise objetiva e integrada de todo o conjunto de dados, foi empregado um fluxo de trabalho de estatística multivariada. Esta abordagem foi

essencial para identificar padrões complexos que não seriam aparentes em análises univariadas ou bivariadas. A análise foi conduzida utilizando apenas os minerais mais representativos, desconsiderando aqueles de baixa frequência, a alterita, os minerais opacos.

Foram empregadas as seguintes técnicas de análise multivariada:

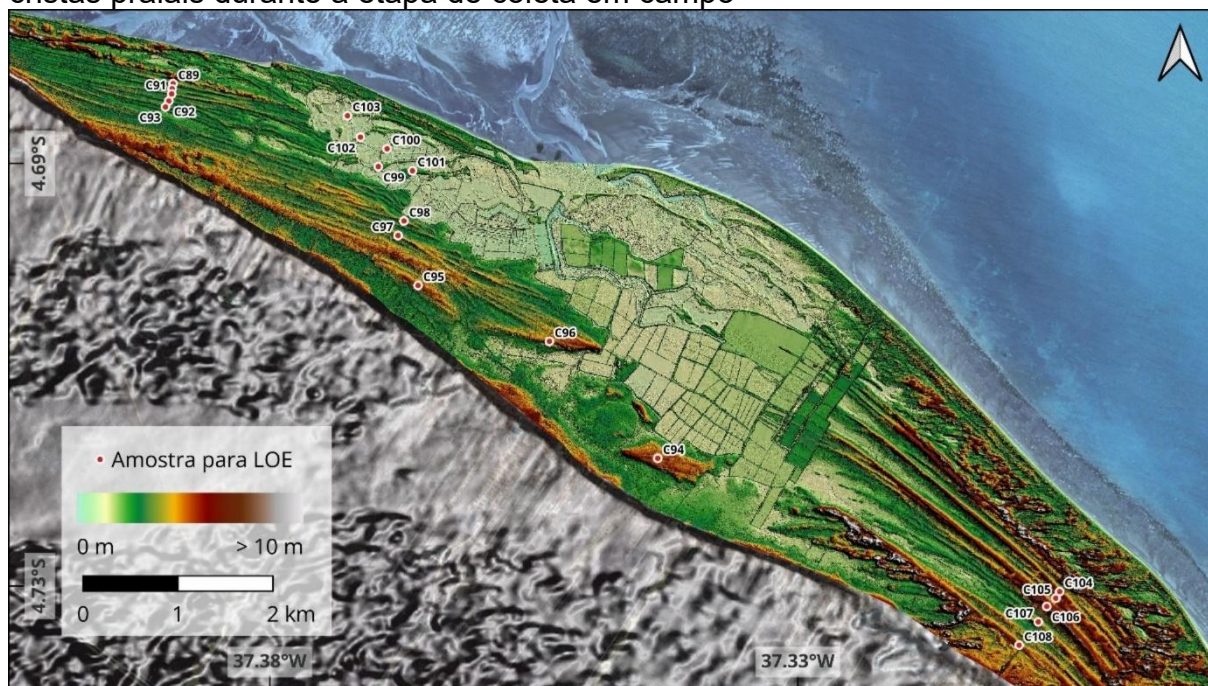
- a) **Matriz de Correlação:** Como passo exploratório inicial, uma Matriz de Correlação de Pearson foi gerada para avaliar as relações lineares entre as abundâncias percentuais de todos os pares de minerais na assembleia. Correlações positivas fortes puderam indicar uma origem comum ou comportamento hidráulico similar, enquanto correlações negativas fortes puderam sugerir processos de exclusão mútua ou a derivação de fontes distintas.
- b) **Análise de Componentes Principais (ACP):** A ACP foi utilizada para reduzir a dimensionalidade do conjunto de dados, transformando as variáveis originais (percentagens de minerais) em um novo conjunto de variáveis não-correlacionadas chamadas de Componentes Principais (CPs). A projeção das amostras no espaço definido pelas duas ou três primeiras CPs permitiu a visualização de tendências e agrupamentos, ajudando a determinar objetivamente se os grupos de amostras predefinidos (cordões antigos, praia atual, fontes) se distinguiam mineralogicamente.
- c) **Análise de Clusters (Agrupamento Hierárquico):** De forma complementar à ACP, a Análise de Cluster Hierárquica foi empregada para classificar as amostras com base em sua similaridade mineralógica geral. Utilizando uma métrica de distância e um método de ligação, o algoritmo agrupou iterativamente as amostras mais semelhantes. O resultado, visualizado em um dendrograma, ilustrou a estrutura hierárquica dos agrupamentos, fornecendo uma classificação objetiva e quantitativa das amostras.

#### 4.4 Geocronologia por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

Para a obtenção do arcabouço cronológico da planície costeira de Icapuí, foi realizada uma campanha de campo, no mês de agosto de 2022, para a coleta de

20 amostras de sedimento destinadas à datação por LOE (Figura 10). A estratégia de amostragem foi desenhada de forma a testar sistematicamente as hipóteses centrais sobre a evolução espaço-temporal da planície. Os pontos de coleta foram selecionados para representar unidades geomorfológicas e cronológicas distintas, permitindo uma reconstrução abrangente da história deposicional. A amostragem incluiu transectos perpendiculares à linha de costa, abrangendo diferentes conjuntos (feixes) de cordões litorâneos a leste e a oeste da laguna central, com o objetivo de investigar possíveis variações laterais nas taxas de progradação. Foram também coletadas amostras nos cordões mais internos (à retaguarda), adjacentes às falésias da Formação Barreiras, para determinar a idade do início da formação da planície. Adicionalmente, foram amostrados esporões arenosos reliquiais, interpretados como estágios pretéritos da evolução da laguna, para datar fases chave do seu preenchimento e fechamento (Figura 5). Esta abordagem estratificada permitiu avaliar se o crescimento da planície foi contínuo ou episódico, e se ocorreu de forma síncrona ou diacrônica ao longo de sua extensão.

Figura 10 – Localização das amostras coletadas para datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE). Notar a disposição das amostras e como o modelo digital de terreno a partir de sensor LiDAR aéreo permitiu a localização acurada das cristas praias durante a etapa de coleta em campo



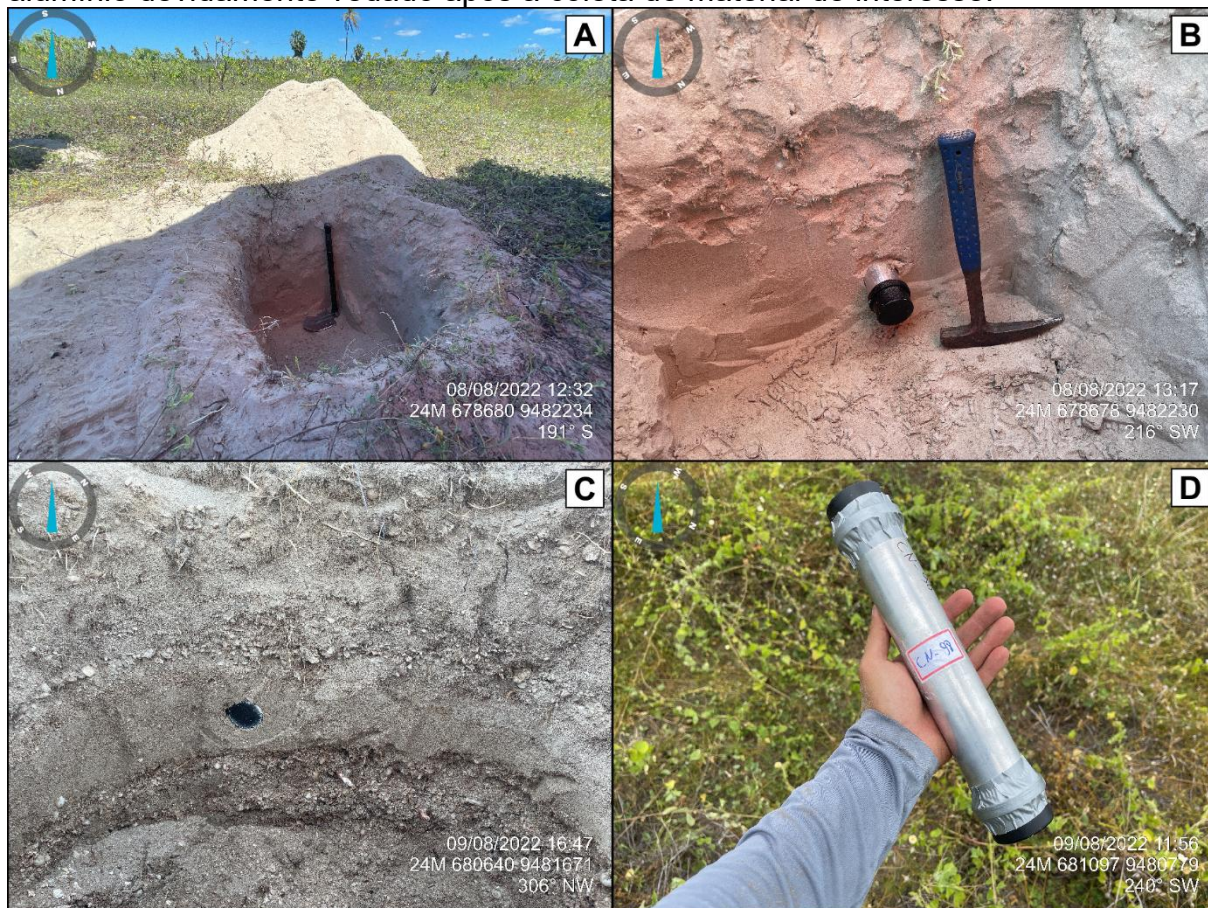
Fonte: elaborado pelo autor.



O protocolo de coleta em cada ponto amostral seguiu procedimentos rigorosos para garantir a integridade das amostras e prevenir a contaminação por luz. Inicialmente, foi escavada uma trincheira com aproximadamente 60 cm de profundidade para expor um perfil sedimentar fresco e não-intemperizado. As amostras foram coletadas nas paredes dessas trincheiras, a uma profundidade padrão de cerca de 60 cm abaixo da superfície do terreno, a fim de evitar a zona de máxima atividade biológica (bioturbação) e desenvolvimento pedogenético, que poderiam comprometer a estratigrafia original. Foram selecionadas camadas de areia bem selecionada, com baixo teor de lama, representativas de depósitos de face praial ou dunas frontais, cujos grãos teriam sido expostos à luz solar antes da deposição. Todas as amostras foram coletadas acima do nível freático local. Para a datação LOE, foram utilizados tubos opacos de alumínio, com aproximadamente 30 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro, que foram cravados horizontalmente na parede da trincheira no horizonte estratigráfico de interesse. Após a inserção, os tubos foram cuidadosamente escavados e suas extremidades foram imediatamente vedadas com tampas plásticas opacas e seladas com fita adesiva espessa e à prova de luz, garantindo que o núcleo do sedimento não recebesse qualquer exposição à luz (Figura 11).

Para cada ponto de amostragem LOE, foi coletada uma amostra de sedimento a granel de aproximadamente 500 g, retirada do mesmo horizonte estratigráfico e num raio de 30 cm do local de inserção do tubo. Este material, acondicionado em sacos plásticos devidamente identificados, foi destinado à análise das concentrações de radionuclídeos ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ ) para a determinação da taxa de dose ambiental. Em locais específicos onde a camada arenosa amostrada para LOE se encontrava a menos de 30 cm de distância de um estrato com composição litológica marcadamente distinta (e.g., níveis com alta concentração de conchas carbonáticas e rodolitos), foi coletada uma amostra adicional deste estrato contrastante. Este procedimento foi adotado para avaliar a heterogeneidade do campo de radiação gama e seu potencial impacto na taxa de dose recebida pelos grãos de quartzo datados, permitindo assim restringir uma das principais fontes de incerteza no cálculo da idade final. As coordenadas geográficas (UTM) de cada ponto foram registradas com receptor GNSS de mão e as cotas de superfície foram extraídas de Modelo Digital de Terreno (MDT) gerado a partir de sensor LiDAR aerotransportado. Essas informações foram utilizadas no cálculo da componente da radiação cósmica na taxa de dose.

Figura 11 – Etapas de campo para amostragem de sedimentos voltados à datação por LOE. (A) Escavação de cova com cerca de 60 cm de profundidade. (B) Cravação de tubo de alumínio em perfil sedimentar arenoso e homogêneo. (C) Cravação de tubo de alumínio em perfil com intercalação de camadas arenosas e cascalhosas; nestas situações, uma amostra adicional do estrato contrastante foi coletada. (D) Tubo de alumínio devidamente vedado após a coleta do material de interesse.

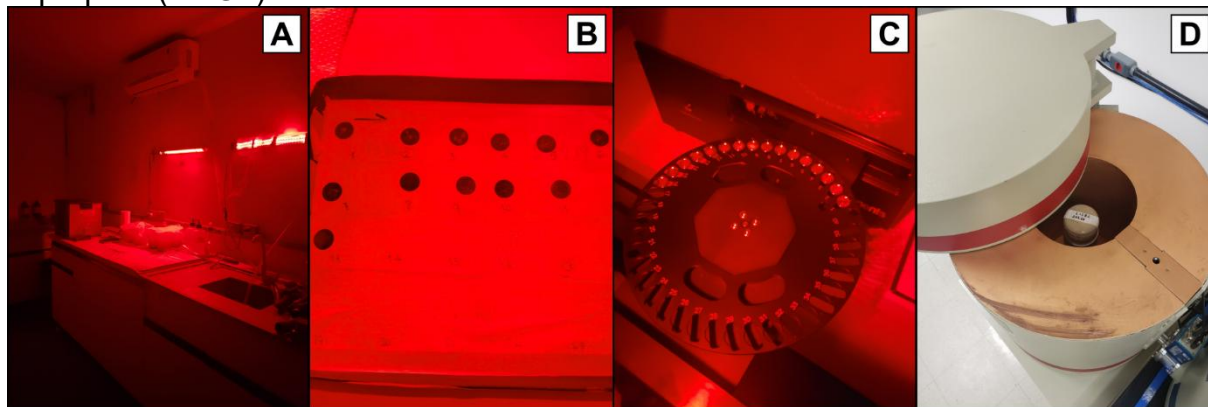


Fonte: elaborado pelo autor.

#### 4.4.1 Análise Laboratorial

Todas as amostras foram transportadas para o Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), onde foram processadas e analisadas (Figura 12). Os procedimentos laboratoriais seguiram um fluxo rigoroso, desde a preparação das amostras e isolamento do quartzo até a determinação da dose equivalente ( $D_e$ ) e da taxa de dose ambiental ( $\dot{D}$ ).

Figura 12 – Etapas gerais da análise laboratorial de amostras voltadas à datação por LOE. (A) Sala de preparação com procedimentos voltados à concentração de grãos de quartzo puros. (B) Preparação de série de alíquotas para cada amostra. (C) Carrossel do leitor Lexsyg Smart TL/OSL Smart Reader, que recebeu os discos contendo as alíquotas de cada amostra. (D) Detecção da concentração de radionuclídeos por espectrometria de raios gama utilizando um detector de Germânio Hiperpuro (HPGe).



Fonte: LEGAL (2025, com adaptações).

#### 3.4.2.1 Preparação das Amostras e Isolamento do Quartzo

Todos os procedimentos de manuseio e preparação das amostras foram realizados sob condições controladas de iluminação vermelha de baixa intensidade, para evitar o esvaziamento acidental do sinal de luminescência acumulado nos grãos de quartzo. O sedimento contido nas extremidades dos tubos de alumínio, que poderia ter sido exposto a alguma luz durante a coleta, foi descartado. O núcleo intacto da amostra foi então utilizado para o processamento. O material foi peneirado em via úmida para isolar a fração granulométrica de interesse para a análise (e.g., 180–250  $\mu\text{m}$ ). Em seguida, foram aplicados tratamentos químicos sequenciais para a purificação dos grãos de quartzo: (i) adição de ácido clorídrico (HCl a 10%) para a remoção de carbonatos; (ii) adição de peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$  a 30%) para a oxidação da matéria orgânica; (iii) ataque com ácido fluorídrico (HF a 40%) por um período controlado (e.g., 40 minutos) para dissolver feldspatos remanescentes e remover a porção externa dos grãos de quartzo, que é afetada pela radiação alfa de curto alcance; e (iv) um tratamento final com HCl para eliminar fluoretos precipitados durante a etapa anterior. A pureza da fração de quartzo foi verificada ao final do processo por meio de estimulação com luz infravermelha (IV) no leitor de luminescência, assegurando a ausência de contaminação significativa por feldspato.

### 3.4.2.2 Determinação da Taxa de Dose Ambiental ( $\dot{D}$ )

A taxa de dose total ( $\dot{D}$ ) que incide sobre os grãos de quartzo no sedimento é composta pela soma das contribuições da radiação beta ( $\dot{D}_\beta$ ), gama ( $\dot{D}_\gamma$ ) e da radiação cósmica ( $\dot{D}_{cosm}$ ). As contribuições beta e gama são geradas pela desintegração de isótopos das séries de  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , e do  $^{40}\text{K}$ , presentes no sedimento circundante. Para quantificar essas contribuições, as amostras de sedimento a granel foram secas, homogeneizadas e seladas em potes Marinelli, onde permaneceram por um período mínimo de quatro semanas para garantir o estabelecimento do equilíbrio secular entre o  $^{226}\text{Ra}$  e seus descendentes de vida curta, em especial o  $^{222}\text{Rn}$ . Após este período, as concentrações de atividade dos radionuclídeos foram determinadas por espectrometria de raios gama de alta resolução, utilizando um detector de Germânio Hiperpuro (HPGe). O uso de um detector HPGe, estado-da-arte para esta análise, garante a quantificação precisa dos emissores gama, que é fundamental para a acurácia da taxa de dose e, consequentemente, da idade final. As concentrações de atividade foram convertidas em taxas de dose utilizando os fatores de conversão propostos por Guérin, Mercier e Adamiec (2011), aplicando-se correções para o teor de umidade do sedimento *in situ* e para a atenuação da dose beta devido ao ataque com HF na preparação da amostra. A componente da radiação cósmica foi calculada com base na latitude, longitude, altitude e profundidade de soterramento de cada amostra, seguindo a metodologia de Prescott e Hutton (1994).

### 3.4.2.3 Determinação da Dose Equivalente ( $D_e$ ) pelo Protocolo SAR

A dose equivalente ( $D_e$ ) de cada amostra foi determinada utilizando o protocolo de dose regenerativa em alíquota única (*Single-Aliquot Regenerative-Dose* - SAR), proposto por Murray e Wintle (2000) e revisado por Wintle e Murray (2006). As medições foram realizadas em múltiplas alíquotas pequenas (tipicamente 20 por amostra), contendo centenas de grãos de quartzo cada, em um leitor automatizado Lexsyg Smart TL/OSL Smart Reader. O protocolo SAR consiste em uma sequência de medições e irradiações na mesma alíquota, permitindo a correção de mudanças na sensibilidade da luminescência que podem ocorrer durante o procedimento. Cada passo do protocolo é desenhado para isolar e medir com precisão o sinal de



luminescência proveniente de uma armadilha de elétrons específica no quartzo, que seja estável ao longo do tempo geológico e que seja eficientemente esvaziada pela luz solar.

A sequência de medições do protocolo SAR para cada alíquota seguiu os seguintes passos, conforme reforçado por Murray e Wintle (2003):

- a) Medição do Sinal Natural ( $L_n$ ):** A luminescência natural da amostra é medida. Antes da medição, a alíquota é pré-aquecida (*preheat*) a uma temperatura elevada (e.g., 220 °C por 10 s) para esvaziar armadilhas de elétrons mais rasas e instáveis, que não são úteis para datação e poderiam contaminar o sinal de interesse. A estimulação óptica é então realizada com LEDs azuis (470 nm) por um período definido (e.g., 40 s) a uma temperatura de 125 °C. Esta temperatura de estimulação previne que elétrons liberados de armadilhas profundas sejam recapturados pela armadilha instável associada ao pico de termoluminescência de 110 °C do quartzo, um fenômeno conhecido como recaptura (*retrapping*). O sinal de interesse para a datação é extraído dos primeiros 0.8 a 1.0 segundos da curva de decaimento da luminescência, pois este intervalo é dominado pela "componente rápida" do sinal OSL. Esta componente origina-se de uma armadilha profunda e estável, que é rapidamente esvaziada pela luz solar, sendo ideal para datação.
- b) Medição do Sinal da Dose Teste ( $T_n$ ):** Após a medição do sinal natural, uma pequena e fixa dose de radiação beta (dose teste,  $D_t$ , e.g.,  $\approx 2$  Gy) é administrada à alíquota. Em seguida, um aquecimento mais brando (*cut-heat*, e.g., 160 °C) é aplicado, e o sinal de luminescência ( $T_n$ ) é medido. Este passo serve para quantificar a sensibilidade da luminescência da alíquota naquele momento do ciclo.
- c) Ciclos de Regeneração:** A alíquota é então completamente esvaziada de seu sinal residual por uma longa exposição à luz azul. Em seguida, uma série de doses de laboratório crescentes (doses regenerativas  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$ ) são administradas. Após cada dose regenerativa, os passos de pré-aquecimento, medição do sinal de luminescência ( $L_x$ ) e medição do sinal da dose teste ( $T_x$ ) são repetidos.
- d) Correção de Sensibilidade e Construção da Curva de Dose-Resposta:** A sensibilidade do quartzo à radiação pode ser alterada pelos

ciclos de aquecimento e irradiação. O protocolo SAR corrige este efeito normalizando cada sinal de luminescência ( $L_n$ ,  $L_x$ ) pelo sinal da dose teste correspondente ( $T_n$ ,  $T_x$ ). Os valores corrigidos de sensibilidade ( $L_x/T_x$ ) são plotados em função das doses regenerativas para construir uma curva de dose-resposta, que descreve a relação entre a dose de radiação e a luz emitida para aquela alíquota específica. A  $D_e$  é então determinada interpolando o sinal natural corrigido ( $L_n/T_n$ ) nesta curva.

#### 3.4.2.4 Critérios de Validação, Análise dos Dados e Cálculo da Idade

Para assegurar a robustez e a confiabilidade das determinações de  $D_e$ , os dados de cada alíquota foram submetidos a um conjunto de testes de controle de qualidade. Alíquotas que não atenderam aos critérios pré-estabelecidos foram descartadas da análise final. Os principais critérios de validação foram:

- a) Razão de Reciclagem (*Recycling Ratio*):** Ao final da sequência SAR, uma das doses regenerativas (e.g.,  $D_1$ ) é repetida. A razão entre o sinal corrigido por sensibilidade desta última medição e o da medição original para a mesma dose deve estar próxima de 1. Foram aceitas alíquotas com razão de reciclagem entre 0.9 e 1.1 (i.e., desvio de até 10%), o que indica que a correção de sensibilidade foi eficaz ao longo de todo o procedimento.
- b) Recuperação (*Recuperation*):** Um ciclo com dose regenerativa zero é inserido na sequência para verificar a transferência de carga de armadilhas profundas e insensíveis à luz para a armadilha OSL durante o pré-aquecimento (transferência térmica). O sinal medido neste passo deve ser mínimo. Foram aceitas alíquotas cujo sinal de recuperação foi inferior a 5% do sinal natural corrigido ( $L_n/T_n$ ).
- c) Razão de Depleção por Infravermelho (*IR Depletion Ratio*):** Para confirmar a pureza do quartzo, uma estimulação com luz infravermelha é realizada antes de uma medição OSL da dose teste. A ausência de um sinal IV significativo e a manutenção do sinal OSL subsequente indicam que a contaminação por feldspato é negligenciável.

Após a aplicação destes filtros, a curva de dose-resposta de cada alíquota aceita foi ajustada com uma função exponencial saturante única. A  $D_e$  individual de

cada alíquota foi calculada pela interpolação do seu sinal natural corrigido ( $L_n/T_n$ ) na respectiva curva. Para cada amostra, foi gerado um gráfico de distribuição das doses equivalentes de todas as alíquotas aceitas. Para amostras que apresentaram uma distribuição normal ou quasi-normal, com baixa superdispersão (tipicamente  $< 20\%$ ), foi aplicado o Modelo de Idade Central (*Central Age Model* - CAM), que calcula a  $D_e$  final da amostra como a média ponderada pelos erros de todas as alíquotas individuais. A idade LOE final para cada amostra foi então calculada dividindo-se a  $D_e$  final pela taxa de dose ambiental total ( $\dot{D}$ ), com as incertezas de ambos os termos propagadas em quadratura para obter a incerteza final da idade. Os resultados obtidos foram utilizados de maneira acoplada a outros dados a fim de subsidiar o entendimento de uma série de processos que atuaram na evolução holocênica da planície costeira de Icapuí.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 Compartimentação morfológica

A reconstituição da morfologia original da Planície Costeira de Icapuí, anterior à intensa antropização por carcinicultura, silvicultura e salinas, foi um dos principais desafios deste trabalho. Para superá-lo, acoplamos um conjunto de dados de altíssima resolução espacial, composto por imagens de aerolevantamentos históricos (Serviço Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul, décadas de 1950 a 1980) e um Modelo Digital de Terreno (MDT) derivado de LiDAR aéreo (0,5 m de resolução). Essa abordagem permitiu-nos não apenas "ver através" das modificações humanas, mas também identificar com precisão feições geomorfológicas sutis, como cristas praias, paleocanais e escarpas erosivas, que seriam invisíveis em modelos de elevação de menor resolução, como SRTM ou Copernicus DSM (30 m).

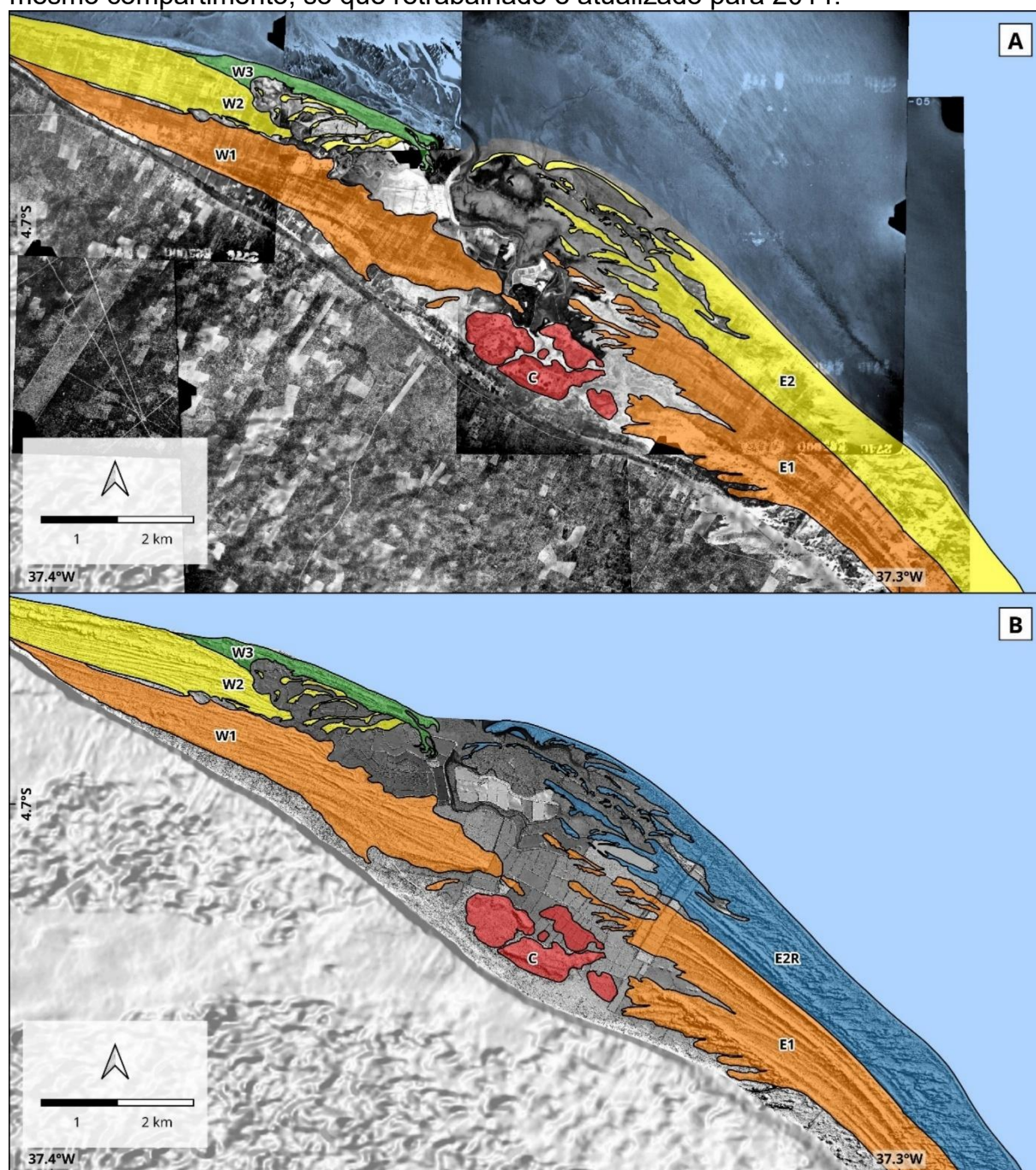
A análise morfológica revelou uma clara assimetria na planície. Os cordões litorâneos do setor leste (a barlar da atual desembocadura lagunar) são consistentemente mais largos, atingindo até 100 metros, enquanto os do setor oeste (a sotamar) são mais estreitos, com cerca de metade dessa largura. Com base na orientação, forma e relações de truncamento, delineamos seis compartimentos morfológicos principais (Figura 13), que representam momentos distintos na dinâmica costeira que moldou a planície emersa. A integração destes compartimentos com as datações por LOE permitiu-nos construir a cronoestratigrafia desses eventos.

O desenvolvimento da planície, no sentido da deriva litorânea atual (leste-oeste), iniciou-se com cordões orientados a noroeste ( $\approx 345^\circ$ ), acompanhando a orientação das falésias da Formação Barreiras. Conforme a linha de costa pretérita mudou de orientação, os cordões subsequentes sofreram uma deflexão para oeste-noroeste ( $\approx 300\text{-}305^\circ$ ), truncando os alinhamentos mais antigos. As imagens históricas revelam que esses feixes de cordões do setor leste, que hoje têm sua terminação obscurecida, avançavam muito mais para oeste, onde se fragmentavam em ilhas-barreira limitadas por canais de maré. A dinâmica de fluxo e refluxo sedimentar nesses canais promoveu, ao longo do tempo, a coalescência e soldagem dessas feições, colmatando as passagens e formando os grandes feixes de cordões contínuos que identificamos. Notavelmente, este setor leste exibe uma sobreposição mais expressiva de depósitos dunares, cuja orientação é consistente com a dos campos de



dunas atuais, sugerindo que, embora o regime de ventos tenha se mantido relativamente estável, momentos específicos de maior atividade eólica, possivelmente ligados a condições paleoclimáticas mais secas, retrabalharam a superfície dos cordões.

Figura 13 – Delimitação dos compartimentos morfológicos principais da PCI, subsidiados pela fotointerpretação de imagens aéreas antigas (A, pré-antropização) e LiDAR aéreo (B). Detalhe para as diferenças entre os compartimentos E2, que representa um setor com morfologia datando de 1958, e E2R, que representa este mesmo compartimento, só que retrabalhado e atualizado para 2014.



Fica evidente, portanto, que a reconstituição detalhada da evolução da Planície Costeira de Icapuí só foi possível graças à integração de geotecnologias de alta resolução. As imagens aéreas históricas nos forneceram um vislumbre da paisagem antes das grandes alterações antrópicas, enquanto os dados LiDAR, com sua precisão centimétrica, foram a chave para identificar as feições morfológicas sutis que nos permitiram inferir os processos e desafiar os modelos evolutivos preexistentes.

## 5.2 Cronologia LOE

A análise geocronológica por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) estabelece que a formação da Planície Costeira de Icapuí, em sua configuração subaérea atual, é um fenômeno inteiramente holocênico. As idades que obtivemos variam entre  $4.530 \pm 450$  anos na porção mais interna e  $350 \pm 60$  anos nos cordões mais próximos da linha de costa atual (Tabela 7). A distribuição espacial destas idades demonstra que o desenvolvimento da planície foi marcadamente diacrônico, com fases de progradação e taxas de avanço que variaram significativamente entre os diferentes setores ao longo do tempo (Figura 14).

Tabela 7 – Resultados das datações por Luminescência Opticamente Estimada.

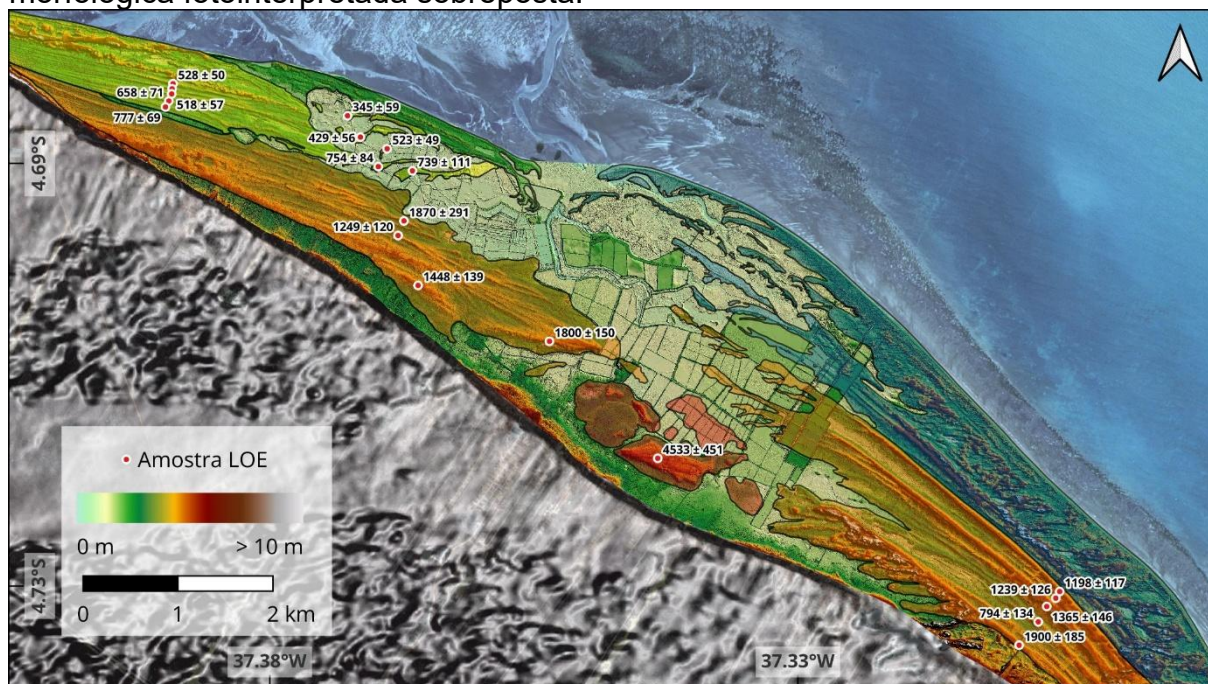
Sample	Latitude	Longitude	Radionuclide Concentrations			Dose Rates			Total Dose Rate (Gy/ky)	Dose (Gy)	OSL Age (years)
			K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Beta (Gy/ky)	Gamma (Gy/ky)	Cosmic (Gy/ky)			
C89	-4,682	-37,389	$1,64 \pm 0,069$	$1,98 \pm 0,071$	$0,59 \pm 0,017$	$1,40 \pm 0,053$	$0,57 \pm 0,018$	$0,18 \pm 0,02$	$2,14 \pm 0,19$	1,13	$528 \pm 50$
C90	-4,683	-37,389	$1,38 \pm 0,058$	$2,83 \pm 0,088$	$0,77 \pm 0,021$	$1,24 \pm 0,045$	$0,57 \pm 0,015$	$0,18 \pm 0,02$	$1,98 \pm 0,17$	1,19	$602 \pm 57$
C91	-4,683	-37,389	$1,65 \pm 0,069$	$2,03 \pm 0,073$	$0,54 \pm 0,018$	$1,40 \pm 0,054$	$0,57 \pm 0,018$	$0,18 \pm 0,02$	$2,12 \pm 0,19$	1,1	$518 \pm 57$
C92	-4,684	-37,39	$1,8 \pm 0,076$	$2,03 \pm 0,069$	$0,60 \pm 0,018$	$1,52 \pm 0,058$	$0,61 \pm 0,019$	$0,18 \pm 0,02$	$2,22 \pm 0,19$	1,46	$658 \pm 71$
C93	-4,685	-37,39	$1,71 \pm 0,072$	$2,90 \pm 0,090$	$0,82 \pm 0,022$	$1,50 \pm 0,056$	$0,66 \pm 0,019$	$0,18 \pm 0,02$	$2,21 \pm 0,19$	1,72	$777 \pm 69$
C94	-4,718	-37,343	$0,73 \pm 0,031$	$0,41 \pm 0,025$	$0,19 \pm 0,009$	$0,60 \pm 0,024$	$0,22 \pm 0,008$	$0,18 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,09$	4,55	$4553 \pm 451$
C95	-4,702	-37,366	$1,52 \pm 0,064$	$1,19 \pm 0,046$	$0,38 \pm 0,014$	$1,26 \pm 0,049$	$0,48 \pm 0,016$	$0,18 \pm 0,02$	$1,91 \pm 0,17$	2,77	$1448 \pm 139$
C96	-4,707	-37,354	$0,54 \pm 0,023$	$1,36 \pm 0,048$	$0,46 \pm 0,015$	$0,51 \pm 0,018$	$0,25 \pm 0,006$	$0,18 \pm 0,02$	$0,94 \pm 0,08$	1,7	$1800 \pm 150$
C97	-4,697	-37,368	$1,75 \pm 0,073$	$1,73 \pm 0,063$	$0,47 \pm 0,016$	$1,46 \pm 0,057$	$0,57 \pm 0,019$	$0,18 \pm 0,02$	$2,19 \pm 0,20$	2,74	$1249 \pm 120$
C98	-4,695	-37,367	$1,76 \pm 0,074$	$1,77 \pm 0,062$	$0,44 \pm 0,015$	$1,46 \pm 0,057$	$0,57 \pm 0,019$	$0,18 \pm 0,02$	$2,21 \pm 0,20$	3,52	$1594 \pm 156$
C99	-4,69	-37,37	$1,01 \pm 0,043$	$1,76 \pm 0,060$	$0,45 \pm 0,015$	$0,88 \pm 0,033$	$0,39 \pm 0,011$	$0,18 \pm 0,02$	$1,34 \pm 0,11$	1,03	$769 \pm 65$
C100	-4,689	-37,369	$0,54 \pm 0,024$	$0,59 \pm 0,022$	$0,27 \pm 0,010$	$0,47 \pm 0,018$	$0,19 \pm 0,006$	$0,18 \pm 0,02$	$0,84 \pm 0,07$	0,49	$582 \pm 53$
C101	-4,691	-37,366	$0,56 \pm 0,024$	$0,59 \pm 0,023$	$0,26 \pm 0,010$	$0,48 \pm 0,019$	$0,20 \pm 0,006$	$0,18 \pm 0,02$	$0,85 \pm 0,07$	0,66	$774 \pm 103$
C102	-4,688	-37,371	$0,61 \pm 0,026$	$0,57 \pm 0,022$	$0,29 \pm 0,011$	$0,53 \pm 0,020$	$0,21 \pm 0,007$	$0,18 \pm 0,02$	$0,91 \pm 0,07$	0,38	$418 \pm 47$
C103	-4,685	-37,373	$0,42 \pm 0,018$	$1,14 \pm 0,045$	$0,26 \pm 0,010$	$0,39 \pm 0,014$	$0,19 \pm 0,005$	$0,18 \pm 0,02$	$0,75 \pm 0,06$	0,26	$345 \pm 59$
C104	-4,731	-37,305	$1,96 \pm 0,082$	$1,67 \pm 0,061$	$0,42 \pm 0,015$	$1,62 \pm 0,064$	$0,62 \pm 0,021$	$0,18 \pm 0,02$	$2,40 \pm 0,22$	2,88	$1198 \pm 117$
C105	-4,731	-37,306	$1,97 \pm 0,083$	$1,36 \pm 0,057$	$0,38 \pm 0,015$	$1,61 \pm 0,064$	$0,60 \pm 0,021$	$0,18 \pm 0,02$	$2,38 \pm 0,22$	2,95	$1239 \pm 126$
C106	-4,732	-37,306	$1,75 \pm 0,073$	$1,94 \pm 0,072$	$0,59 \pm 0,017$	$1,48 \pm 0,057$	$0,60 \pm 0,019$	$0,18 \pm 0,02$	$2,25 \pm 0,21$	3,07	$1365 \pm 146$
C107	-4,733	-37,307	$2,13 \pm 0,089$	$1,81 \pm 0,065$	$0,44 \pm 0,015$	$1,75 \pm 0,069$	$0,67 \pm 0,022$	$0,18 \pm 0,02$	$2,58 \pm 0,24$	2,05	$794 \pm 134$
C108	-4,736	-37,309	$1,53 \pm 0,064$	$1,41 \pm 0,054$	$0,44 \pm 0,014$	$1,28 \pm 0,050$	$0,50 \pm 0,016$	$0,18 \pm 0,02$	$1,95 \pm 0,18$	3,71	$1900 \pm 185$

Foi identificado o registro deposicional mais antigo, com idade de  $4.530 \pm 450$  anos, na porção central da planície, justamente na região de sua maior extensão



transversal. Esta idade é cronologicamente coerente com o início da regressão marinha que sucedeu o máximo da Última Transgressão na costa brasileira, por volta de 5.700 anos A.P., indicando que a emersão e o início da progradação em Icapuí foram desencadeados, em parte, pela queda do Nível Relativo do Mar (NRM).

Figura 14 – Distribuição das idades LOE ao longo da PCI, com a compartimentação morfológica fotointerpretada sobreposta.



A evolução subsequente da planície não foi, contudo, uniforme. Os dados indicam que a progradação inicial, que formou a primeira geração de cordões, foi mais expressiva no setor leste em comparação ao setor oeste. Este padrão de crescimento assimétrico parece ter sido modulado pela complexa dinâmica evolutiva do sistema, envolvendo o crescimento e a migração de esporões arenosos (*spits*), a dinâmica dos canais de maré e o preenchimento da laguna de retrobarreira. Evidência desta dinâmica complexa foi encontrada na datação de antigos esporões arenosos, hoje localizados no interior do sistema lagunar. Estes cordões reliquiais são correlatos temporalmente com o desenvolvimento de uma segunda geração de *spits*, sugerindo um rearranjo significativo na configuração da linha de costa. A geração mais recente de cordões, por sua vez, demonstra um padrão de crescimento mais equilibrado em ambos os flancos da planície.

A integração da cronologia LOE com a morfologia de superfície, que identificamos via sensoriamento remoto, permite-nos estabelecer uma sequência de

eventos deposicionais e inferir os processos associados. Os dados geocronológicos fornecem a espinha dorsal temporal para a reconstrução da evolução da planície, que será detalhada e interpretada na seção de discussão.

Um ponto central da nossa reconstituição é a identificação de um hiato temporal de aproximadamente 2.600 anos entre a amostra mais antiga ( $4.530 \pm 451$  anos) e a sequência seguinte ( $1.900 \pm 185$  anos). O depósito mais antigo, que Meireles (1991) havia associado a um terraço pleistocênico devido à sua maior altitude, apresenta no dado LiDAR bordas claramente dissecadas e erodidas, como um relevo testemunho. Isso nos leva a questionar a interpretação clássica de que as oscilações de alta frequência do NRM, propostas por autores como Suguió *et al.* (1985) e Bezerra *et al.* (2003) para o período entre 4.000 e 2.500 anos A.P., representam necessariamente subidas eustáticas. Embora esses autores tenham associado tais oscilações a variações climáticas, a posição da linha de costa é uma função do balanço entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar. Estudos paleoclimáticos recentes baseados em espeleotemas em locais próximos à nossa área de estudo, no Rio Grande do Norte, indicam importantes variações de umidade no Quaternário recente (Utida *et al.*, 2019). Portanto, propomos como hipótese alternativa que o evento erosivo que dissecou os primeiros depósitos pós-transgressão em Icapuí pode estar relacionado a uma redução generalizada do aporte sedimentar durante um período de maior aridez, forçando uma retrogradação da linha de costa para alcançar um novo perfil de equilíbrio, sem a necessidade de uma elevação do nível do mar. Esta reinterpretação desafia os modelos evolutivos anteriores para Icapuí, que perpetuaram a ideia de uma subida do NRM neste período.

A evolução do setor oeste e do sistema de canais de maré registra uma história igualmente complexa. Após um período de aparente estabilização ou baixa progradação, evidenciado por um hiato de mais de 700 anos e por uma morfologia de cordões que sugere um padrão de acreção tangencial à margem de um corpo lagunar (padrões de Zenkovich, conforme Dyer, 1986), ocorreu um evento de reorganização drástica. Identificamos uma sucessão de esporões reliquiais no interior da laguna que marcam a posição de um antigo canal de maré principal. Este canal foi subsequentemente fechado, transformando a laguna em um corpo de água confinado. Acreditamos que a pressão hidráulica resultante causou a abertura de uma nova desembocadura (o inlet atual) em uma zona de maior fragilidade estrutural, onde os cordões se fragmentavam. A idade deste evento é balizada entre 530 e 345 anos

atrás, que correspondem às datações mais recentes dos cordões adjacentes e do último esporão reliquiar. Esta nova configuração hidrodinâmica intensificou o retrabalhamento de sedimentos e favoreceu o desenvolvimento da vasta planície de maré externa, que passou a atuar como uma eficiente armadilha de sedimentos. Os dados LiDAR de alta resolução foram, mais uma vez, essenciais para visualizar em detalhe o processo de soldagem de ilhas-barreira e a colmatação de canais de retrobarreira, que levaram à formação dos terraços de maré internos.

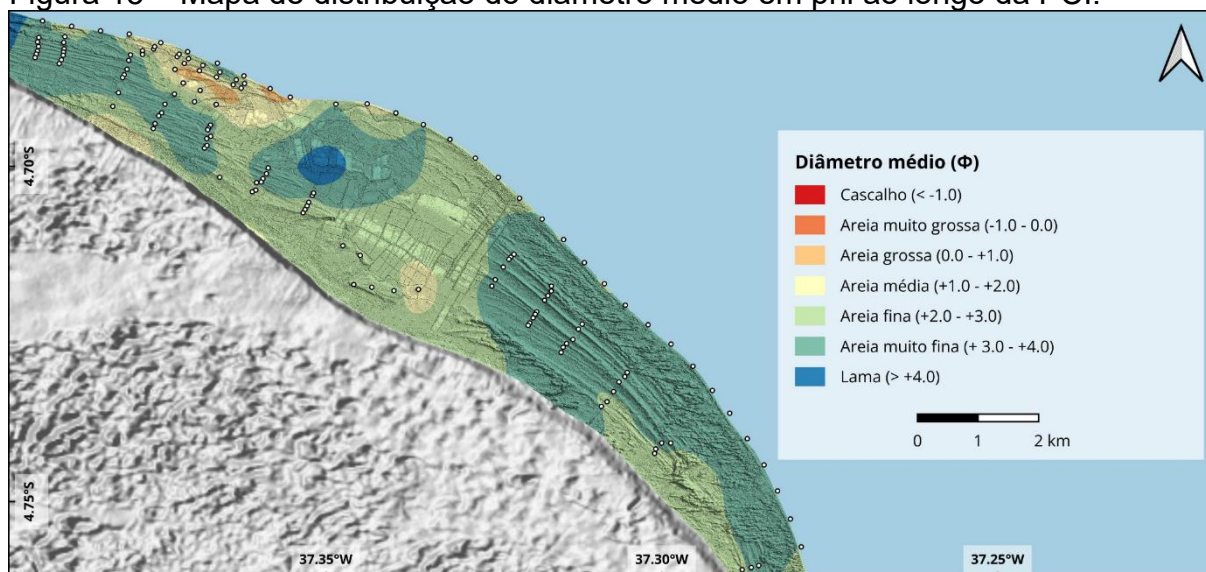
### **5.3 Padrões granulométricos**

A análise granulométrica das 108 amostras coletadas na PCI revelou padrões espaciais sistemáticos nos três momentos de Pearson – diâmetro médio ( $M_z$ ), desvio-padrão ( $\sigma$ , aqui referido como grau de seleção) e assimetria ( $Sk$ ) – que refletem a dinâmica deposicional e os processos de transporte sedimentar atuantes durante a construção holocênica dos cordões litorâneos. A distribuição espacial desses parâmetros, realizada por meio de interpolação em ambiente SIG, permitiu identificar setores com características deposicionais distintas.

#### **5.3.1 Diâmetro Médio**

A granulometria predominante na PCI é de areia fina a muito fina (2,0 a 4,0  $\Phi$ ), com concentração modal em areia muito fina (3,0 a 4,0  $\Phi$ ) nos setores onde a geometria dos cordões litorâneos é mais uniforme (Figura 15). Este intervalo granulométrico é característico de ambientes costeiros progradacionais controlados por ondas e deriva litorânea, conforme documentado em *strandplains* holocênicos brasileiros como Ilha Comprida (SP) e nas barreiras costeiras do Rio Grande do Sul (Guedes *et al.*, 2010; Nascimento Jr., 2006, 2010).

Figura 15 – Mapa de distribuição do diâmetro médio em phi ao longo da PCI.



### 5.3.1.1 Sedimentos mais grossos: contextos localizados

Em contraste, sedimentos mais grossos – areia média a grossa (0,0 a 2,0  $\Phi$ ) – ocorrem de forma localizada em três contextos específicos: (i) setor norte da planície, adjacente à linha de costa atual; (ii) oeste da desembocadura lagunar atual, limitando-se com os feixes de cordões de oeste; e (iii) paleodepressões intercordões associadas a antigos canais de maré.

Essas ocorrências pontuais são interpretadas como indicadores de: (a) maior proximidade a fonte de aporte sedimentar residual; (b) dinâmica de energia variável; ou (c) retrabalhamento episódico por correntes de maré vazante (Boyd; Dalrymple; Zaitlin, 1992; Gao; Collins, 1992). De forma análoga aos padrões morfodinâmicos recentes documentados por Carneiro (2024) para a mesma área, amostras coletadas em praia estável (mais afastada do inlet atual) são compostas por areia fina a muito fina, enquanto sedimentos nas proximidades da desembocadura e esporões marginais exibem granulometria significativamente mais grossa. Portanto, a presença de sedimentos mais grossos e mal selecionados no setor norte da planície, particularmente próximo às estruturas de esporões recurvados visíveis em MDE LiDAR, pode ser interpretada como indicadora de antigos paleocanais de maré e esporões reliquiários, refletindo dinâmica pretérita dominada por processos de maré vazante.

### 5.3.1.2 Primeira geração de cordões litorâneos: granulometria residual

Os sedimentos associados à primeira geração de cordões litorâneos apresentam granulometria variando de areia fina a média (1,0 a 3,0  $\Phi$ ), significativamente mais grossa em relação aos cordões de gerações posteriores. A diferença granulométrica reflete o resultado cumulativo de processos pós-deposicionais de longa duração.

Propõe-se que a granulometria residual decorre de dois mecanismos interconectados: (i) deflação eólica prolongada e seletiva, particularmente durante fases áridas do Holoceno tardio (4.200–2.500 A.P., Megalaiano), que removeu preferencialmente frações muito finas através de transporte de saltação; e (ii) intemperismo químico intenso, com ciclos prolongados de variação da umidade que promoveu dissolução de componentes bioclásticos e minerais instáveis de menor tamanho.

A hipótese de dissolução química e destruição de frações finas em cordões antigos encontra suporte direto nas observações geológicas pioneiras de Meireles (1991) para a PCI e reafirmadas em Meireles *et al.* (2011). Nestes estudos sobre depósitos quaternários marinhos de Icapuí, foi documentada a ausência notável de fragmentos de conchas, bivalves e outros restos carbonáticos nos depósitos associados aos terraços mais antigos (então interpretados como pleistocênicos, mas com características cronoestratigráficas hoje compatíveis com a primeira geração holocênica aqui identificada). Segundo Meireles (1991), essa ausência foi atribuída ao fato de que os sedimentos carbonáticos foram "provavelmente dissolvidos por ácidos húmicos", enquanto Meireles *et al.* (2011) explicitaram que a "não-ocorrência de fragmentos de conchas em subsuperfície pode estar relacionada à dissolução do carbonato (conchas de bivalves e moluscos) pelos ácidos húmicos". Essa observação, aliada à maior presença de fragmentos bioclásticos em cordões litorâneos mais jovens, evidencia um gradiente temporal de preservação controlado pela intensidade e duração do intemperismo químico.

A escala de tempo desde o evento 4.2 ka (transição para o Megalaiano) até o presente é geologicamente suficiente para promover alteração química profunda e dissolução substancial de carbonatos em ambientes semiáridos com ciclos periódicos de maior ou menor umidade, também influenciando na variação do nível freático. Em contextos de paleossolo e ambientes costeiros reliquiários, ácidos húmicos derivados

de matéria orgânica (e.g., palhada, restos vegetais, horizonte O incipiente) penetram progressivamente através de percolação, criando microambientes acidificados capazes de dissolver grãos de concha, fragmentos de bivalves e até mesmo minerais silicáticos instáveis (e.g., feldspatos, micas) em escala de milênios (Meireles, 1991; Meireles *et al.*, 2011). Adicionalmente, a aridez consolidada do Megalaiano (~4.200–2.500 A.P.) teria intensificado tanto a deflação eólica quanto os ciclos de evaporação-umidade, acelerando a intemperização química através de concentração de soluções salinas e ácidas em zonas capilares (Utida *et al.*, 2020; Fonseca *et al.*, 2020; Cruz *et al.*, 2005).

A obliteração morfológica desses cordões mais antigos – observada devido à incipiência de lineamentos associados a cristas de areia no MDE LiDAR – resultou em formas que apresentam topografia mais tabular e suavizada, com terminações que sugerem algum grau de erosão e/ou dissecamento, resultado que é consistente com esse padrão de retrabalhamento prolongado. A deflação diferencial erosiona preferencialmente os topos das cristas, aplainando a geometria original, enquanto a compactação sedimentar e o colapso estrutural de feições depositadas já degradam a expressão topográfica (Hesp, 2006). Essa assinatura morfo-granulométrica é particularmente pronunciada nos setores da primeira geração que não foram posteriormente recobertos por depósitos eólicos ou por retrabalhamento ligado aos sistemas lagunar-maré, permanecendo expostos aos agentes climáticos sem proteção vegetal significativa durante as fases áridas (Pye; Tsoar, 1987; Tsoar; Pye, 1987).

#### 5.3.1.2 Síntese dos padrões de diâmetro médio

O gradiente granulométrico observado entre gerações de cordões reflete não apenas variações na energia deposicional, mas também a história evolutiva e de exposição pós-deposicional de cada conjunto. Os cordões de gerações mais jovens, ainda submetidos a retrabalhamento ativo pelo transporte litorâneo e pela deriva, preservaram melhor a assinatura textural original de transporte seletivo contínuo (areia muito fina). Em contraste, a primeira geração de cordões, isolada dessa dinâmica ativa durante aproximadamente 2.600 anos (conforme o hiato deposicional identificado entre  $4.530 \pm 451$  e  $1.900 \pm 185$  anos), sofreu intempérie prolongada sob condições semiáridas, resultando numa assembleia granulométrica residual



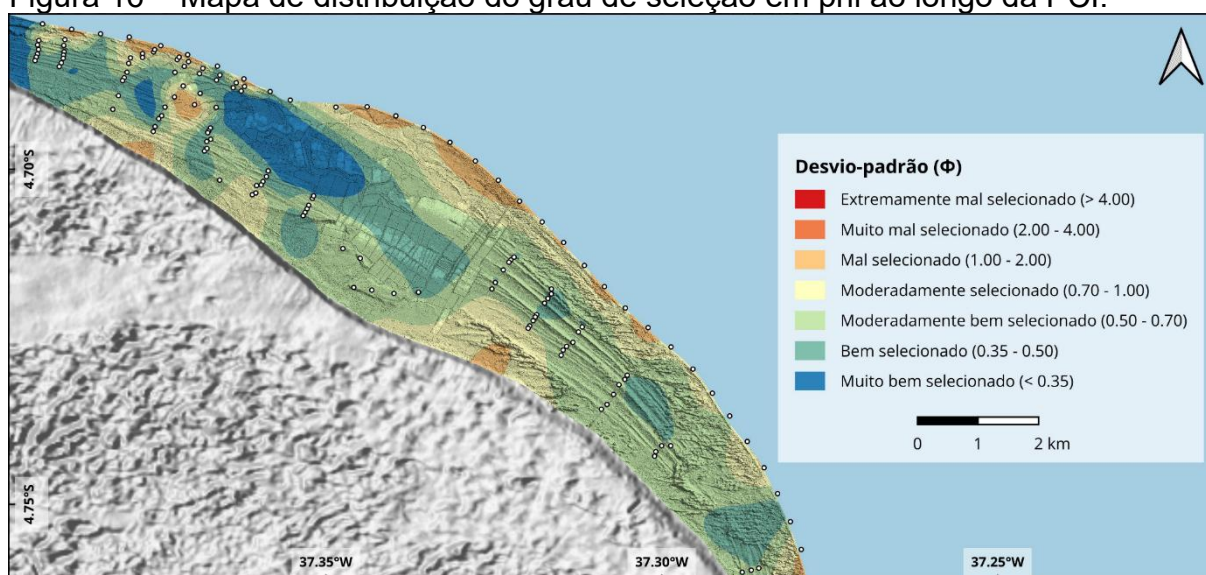
aparentemente mais grossa e em morfologia mais desestruturada. Essa interpretação abre perspectivas para discussão integrada sobre os controles paleoclimáticos na sedimentação costeira de ambientes semiáridos e sobre o papel da deflação eólica como mecanismo de reorganização textural em sistemas reliquiários.

### 5.3.2 Grau de Seleção

#### 5.3.2.1 Padrão no *strandplain*

O grau de seleção ( $\sigma$ ) dos sedimentos apresentou distribuição espacial bem definida na PCI. Nos cordões litorâneos bem-desenvolvidos que constituem o *strandplain* dos setores leste e oeste, observa-se predomínio de sedimentos moderadamente bem a bem selecionados (0,35 a 0,70  $\Phi$ ), correspondendo a aproximadamente 40% da área amostral (Figura 16). Este padrão de boa seleção é coerente com regime de transporte contínuo e seletivo por deriva litorânea, conforme documentado em *strandplains* progradacionais brasileiros como Ilha Comprida (Nascimento Jr., 2006) e delta do Rio Tubarão em Santa Catarina (Nascimento Jr., 2010).

Figura 16 – Mapa de distribuição do grau de seleção em phi ao longo da PCI.



A similaridade no grau de seleção entre os setores leste e oeste sugere que ambos foram submetidos a dinâmica de transporte comparável durante a progradação

holocênica ativa. Este padrão reflete a eficiência do transporte litorâneo atuando de modo similar em ambos os compartimentos, em contraste com cenários onde heterogeneidade setorial acentuada indicaria controles deposicionais distintos.

#### 5.3.2.2 Ambientes com seleção deficiente

Em contraste, sedimentos moderadamente a mal selecionados (0,70 a 2,00  $\Phi$ ) foram identificados em três contextos geomorfológicos distintos: (i) paleodepressões intercordões, onde há acumulação de sedimentos finos orgânicos misturados a areias retrabalhadas (Oertel, 1972; Otvos, 2000); (ii) áreas adjacentes ao sistema lagunar e ao *inlet* atual, caracterizadas por maior variabilidade energética (Kjerfve, 1994; FitzGerald, 1984); e (iii) extremidades setentrionais da praia face praial moderna, onde o aporte sedimentar é mais irregular (Clifton, 2006). Estes padrões de pior seleção refletem dinâmica deposicional multidirecional e variável, controlada pela interação entre ondas, marés e fluxo lagunar.

#### 5.3.2.3 Padrão setorial: zona de *inlet*

A distribuição de menor seleção específica nas proximidades do *inlet* atual é indicativa de ambiente sob dominância de correntes de maré. Dados morfodinâmicos recentes de Carneiro (2024) para a mesma área mostram que setores de praia estável apresentam  $\sigma$  que chegam a 0,60, enquanto sedimentos nas proximidades do *inlet* exibem  $\sigma$  superiores a 1,0, com vetores de transporte litorâneo indicando reversão de deriva em setores específicos. Este padrão – granulometria mais grossa acompanhada de seleção deficiente – é coerente com transporte multidirecional típico de ambientes de *inlet* (Boyd; Dalrymple; Zaitlin, 1992). A distribuição espacial do grau de seleção – em conjunto com a análise morfológica propiciada pelo sensoriamento remoto – reafirma a presença de paleocanais e esporões reliquiários no setor norte, marcando dinâmica de *inlet* pretérita, anterior a  $345 \pm 59$  AP.

#### 5.3.2.4 Primeira geração: seleção homogênea paradoxal

A primeira geração de cordões litorâneos apresenta grau de seleção relativamente homogêneo, apesar da granulometria residual mais grossa (1,0 a 3,0  $\Phi$ ). Este padrão – granulometria grossa mas seleção não-melhorada – pode ser reflexo de processos pós-deposicionais operantes durante ~2.600 anos desde a deposição. A deflação eólica prolongada, ao remover frações muito finas, promove reorganização do percentual relativo das frações remanescentes, sem necessariamente "melhorar" o grau de seleção global. Este mecanismo difere da seleção de transporte verdadeira, onde um gradiente progressivo é observado; ocorre a exclusão de uma das modas da população de grãos, mas sem seleção contínua. Adicionalmente, o intemperismo químico prolongado em ciclos de variação da umidade e do nível freático pode gerar estruturas bimodais secundárias que modificam a seleção de forma complexa.

Em contextos análogos de antigas cristas praiais, Mauz *et al.* (2013) documentaram que processos de deflação eólica e intemperismo químico em ambientes semiáridos resultam em modificação das assinaturas texturais originais, criando distribuições residuais que não refletem transporte seletivo verdadeiro.

Adicionalmente, a deflação eólica durante períodos áridos do Holoceno tardio promoveu transformação geomorfológica significativa em *strandplains* costeiros. Na Ilha Comprida, Sawakuchi *et al.* (2008) documentaram que eventos de deflação resultaram em desenvolvimento de dunas frontais e rupturas de deflação, modificando a geometria e estrutura interna de cordões pré-existentes. Este mecanismo de retrabalhamento prolongado em depósitos antigos, embora documentado em clima mais úmido, é comparável aos processos operantes em ambientes semiáridos como o da Planície Costeira de Icapuí, onde a alternância entre períodos de aridez e umidade intensifica tanto a deflação eólica quanto os ciclos de intemperismo químico. Em tais contextos, a seleção granulométrica residual de depósitos isolados da dinâmica deposicional ativa não reflete energia deposicional verdadeira, mas antes representa a intensidade e duração acumulada de processos pós-deposicionais, independentemente da localização geográfica ou classificação climática regional.

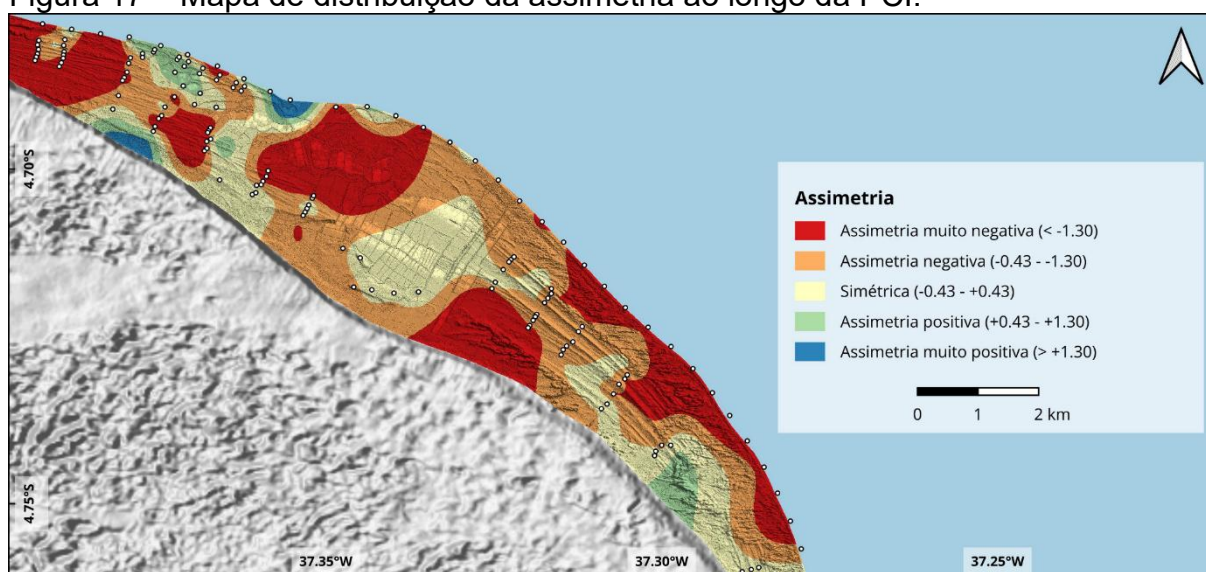
### 5.3.2.5 Síntese quanto ao grau de seleção: três ambientes sedimentares

A distribuição espacial do grau de seleção marca três ambientes sedimentares distintos: (1) cordões ativos bem-selecionados, sequenciais e preservados ( $\sigma \sim 0,35-0,70$ ) nos setores leste e oeste do *strandplain*; (2) ambientes energéticos heterogêneos ( $\sigma \sim 0,70-2,00$ ) em inlets/proximidades de deltas de maré vazante; e (3) primeira geração com seleção homogênea modificada, onde  $\sigma$  pode refletir alteração diagenética prolongada. Esta interpretação refina a compreensão das assinaturas texturais em *strandplains* reliquiários de ambientes semiáridos, tornando necessária análise integrada de múltiplos parâmetros granulométricos para recuperar a história sedimentar verdadeira.

### 5.3.3 Assimetria

A distribuição de assimetria ( $Sk$ ) em Icapuí apresentou variação setorial. Nos cordões situados a leste do sistema lagunar, assimetria negativa predominou, e no seu extremo leste foram registrados valores simétricos (Figura 17). Em contraposição, cordões do setor oeste exibiram bolsões de assimetria muito negativa intercalados com trechos de assimetria negativa, sem padrão uniforme longitudinal.

Figura 17 – Mapa de distribuição da assimetria ao longo da PCI.



Segundo McLaren e Bowles (1985), assimetria negativa marca transporte unidirecional com remoção seletiva de finos por suspensão. Nascimento Junior (2006) reconheceu padrão similar na barreira da Ilha Comprida, onde praia ativa apresentava assimetria negativa sistemática. Contudo, em Icapuí, o setor leste exibe menores magnitudes de assimetria negativa comparado ao oeste. Guedes *et al.* (2011) demonstraram também na Ilha Comprida que a divergência de transporte litorâneo se correlaciona com concentração de variação granulométrica abrupta. Em Icapuí, a maior intensidade de assimetria muito negativa no setor oeste pode refletir regime de deriva com eficiência acentuada, possivelmente potenciado por interação com correntes de maré vazante conforme sugerem os dados de Carneiro (2024).

#### 5.3.3.1 Assinatura positiva junto ao *inlet*

Assimetria positiva concentrou-se em zona próxima à linha de costa atual, na interface noroeste do sistema lagunar, alinhada aos *spits* reliquiários. FitzGerald (1984) e Boyd, Dalrymple e Zaitlin (1992) descrevem que *inlets* funcionam como ambientes multidirecionais onde correntes de maré vazante e enchente promovem mistura sedimentar com assinatura positiva. A localização desta concentração junto aos paleocanais parece refletir esta dinâmica de *inlet* que existiria nesta posição no passado, com idade mínima de  $345 \pm 59$ . Dados atuais de Carneiro (2024) sugerem que o inlet moderno apresenta assinatura positiva similar, indicando que este padrão persiste sob controle da circulação de maré vazante contemporânea.

#### 5.3.3.2 Assimetria simétrica em zonas mais a retaguarda dos cordões

Assimetria simétrica ( $Sk$  entre -0,43 e +0,43) ocorreu predominantemente em amostras distanciadas da linha de costa atual: nas retaguardas de cordões do leste, distribuída entre os cordões de oeste, e nas extremidades lagunares. Este padrão de localização – não próximo à interface atual com o mar – marca ambientes onde múltiplos processos operam com magnitudes comparáveis (Folk; Ward 1957). Giannini *et al.* (2003) em Ilha Comprida identificaram assimetria simétrica em fácies de baixamar (Api) e em transições entre ambientes, interpretando como resultado de dinâmica com vetores bidirecionais. Em Icapuí, a distribuição destas feições de assimetria simétrica a retaguarda dos cordões mais novos pode refletir: (i) influência

lagunar dissipando deriva litorânea; (ii) transição entre compartimentos com vetores divergentes; ou (iii) modificação pós-deposicional onde deflação eólica integrada a intemperismo prolongado equilibrou o espectro granulométrico.

A primeira geração de cordões apresentou assimetria simétrica predominante, também localizada distante da zona litoral atual. Após ~2.600 anos de intemperismo pós-deposicional, deflação eólica pode ter removido o material fino seletivamente, em conformidade aos outros momentos de Pearson analisados. Contudo, não evoluiu para muito negativa como em cordões recentes, pois o sedimento residual já poderia estar enriquecido em areia média a grossa na época de deposição original. Este padrão diferencia-se da assimetria simétrica dos cordões internos recentes, sugerindo que modificação diagenética prolongada impõe limite de assimetria negativa alcançável por deflação seletiva.

#### 5.3.3.3 Contexto comparativo

Nascimento Jr. (2006) em Ilha Comprida documentou assimetria muito negativa em sistema praial e positiva em sistema eólico-dunar. Em Icapuí, ambientes praias exibem heterogeneidade setorial ausente em Ilha Comprida, sem segregação clara entre assimetria de face praial e eólica – mesmo que, morfologicamente em análise visual por sensoriamento remoto isto seja nítido. Sistemas fluvio-deltaicos como o Tubarão (Nascimento Jr. 2010) apresentam assimetria predominantemente positiva em fácies deltaicas, refletindo decantação de finos, padrão inaplicável a Icapuí

Em contraste, a variação setorial da PCI – leste menos negativa, oeste muito negativa, e concentração positiva junto ao inlet e paleocanal – reflete contexto sem aporte fluvial onde maré vazante e deriva litorânea operam sobre sedimento reliquiário de origem comum. Em sistemas deltáicos com alimentação contínua, o transporte litorâneo possui suprimento permanente de sedimento do rio; em Icapuí, a ausência de aporte fluvial significa que tanto a maré vazante quanto a deriva redistribuem o mesmo reservatório finito de areia preexistente. A variação de assimetria entre setores marca então não apenas processos de transporte distintos, mas a eficiência diferencial destes processos na seleção sobre reservatório sedimentar limitado. Guedes et al., (2011) concluíram que em barreiras regressivas, variação abrupta de granulometria marca zonas de transição de transporte. Em Icapuí, a distribuição setorial pode assim marcar zonas onde maré vazante adquire



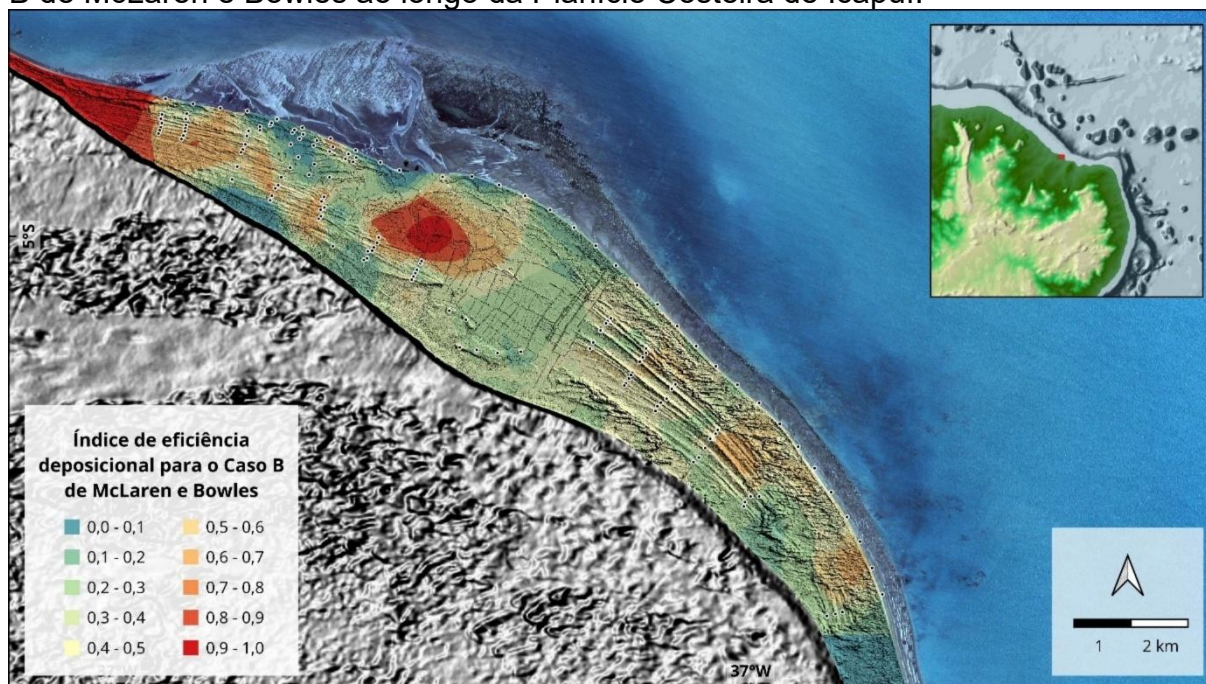
competência comparável à deriva em períodos específicos, alterando localmente o padrão de seleção granulométrica.

Embora os dados granulométricos sugiram competição entre maré vazante e deriva, sua quantificação precisa exigiria abordagens como: (i) modelagem hidrodinâmica 2D/3D; (ii) dados contemporâneos de velocidade de corrente; e (iii) análise de traçadores sedimentares. Os dados atuais permitem apenas hipótese, não conclusão robusta sobre dominância relativa.

#### 5.4 Índice de Eficiência Deposicional (IED)

A espacialização da conformidade com o Caso B de McLaren e Bowles (1985) foi obtida pela álgebra de mapas dos três momentos de Pearson interpolados por *spline* cúbica (Figura 18). O mapa resultante exibe distribuição diferenciada de valores entre 0,0 e 1,0, cuja análise concentrou-se exclusivamente nas regiões onde pontos de controle sedimentológico existem ( $n = 108$  amostras), evitando interpretações em zonas de vazio amostral ou extrapolação.

Figura 18 – Espacialização do proposto Índice de Eficiência Deposicional para o Caso B de McLaren e Bowles ao longo da Planície Costeira de Icapuí.



#### 5.4.1 Limitações metodológicas

Antes de interpretar os resultados, é necessário explicitar as limitações inerentes ao método de interpolação *spline* cúbica realizada. A região central-leste do mapa, representada em vermelho intenso (IED = 0,8–1,0), localiza-se em zona onde existe distância significativa entre pontos de amostragem de praia e pontos retro-lagunares, criando um vazio amostral onde o algoritmo continua interpolando mas cuja acurácia é comprometida pela falta de controle direto. Consequentemente, este compartimento não é analisado como resultado robusto. As margens do mapa (setor extremamente leste em tons azul e setor extremamente oeste em tom vermelho brilhante) situam-se além dos limites de distribuição das amostras, onde nenhum ponto de controle existe para validação. A interpolação *spline*, ao estender-se além da envolvente convexa dos dados, gera superfícies de extrapolação que funcionam apenas como preenchimento geométrico de limites da planície e não representam condições reais. Estas regiões foram excluídas da interpretação geológica. A análise concentra-se exclusivamente nas regiões onde pontos pretos de amostragem existem em densidade adequada.

#### 5.4.2 Dinâmica geral dos setores analisados

O setor oeste-sudoeste apresenta valores de IED entre 0,5 e 0,8, representado em cores laranja-amarelo no mapa, e constitui zona bem amostrada com múltiplos pontos de controle distribuídos ao longo de cordões. Estes valores intermediários refletem diâmetro médio variando de areia fina a muito fina, grau de seleção moderadamente bem a bem selecionado e assimetria negativa a moderadamente negativa. Este padrão marca um setor onde o transporte seletivo foi presente, mas não dominante em sua máxima eficiência. A persistência de IED intermediário sem degradação abrupta para valores baixos sugere que o regime de transporte manteve certa estabilidade ao longo de múltiplos cordões de idades distintas, mas com variabilidade temporal ou perturbações episódicas que impediram convergência à conformidade máxima. Este padrão é compatível com o documentado em *strandplains* brasileiros, onde a separação bem-definida entre componentes de transporte ativo e reliquiário cria heterogeneidade lateral (Nascimento Jr., 2006; Nascimento Jr., 2010). A gradação suave dos valores neste setor, com cores



passando progressivamente de amarelo para verde-amarelo em sentido à retaguarda, reflete transição na dinâmica de transporte compatível com progressão de ambientes mais abertos (praia ativa) para ambientes com influência lagunar crescente.

O setor noroeste, junto ao paleocanal e interface lagunar, é bem amostrado com múltiplos pontos de controle e apresenta valores de IED entre 0,0 e 0,4, representado em cores azul a verde claro no mapa. Os valores mais baixos, predominantemente 0,0 a 0,2 junto ao paleocanal, degradam progressivamente para 0,2 a 0,4 em direção à retaguarda. Estes valores refletem diâmetro médio entre areia média a grossa, grau de seleção entre mal a moderadamente selecionado e assimetria simétrica a muito positiva. A inconformidade sistemática com o Caso B marca este compartimento como dominado por processos multidirecionais. A presença de areia grossa sugere que a competência de transporte era variável, permitindo que finos fossem seletivamente removidos em alguns momentos, enquanto grãos maiores permanecessem depositados localmente. A má seleção reflete claramente que múltiplos vetores competem simultaneamente, não permitindo seleção progressiva unidirecional. A assimetria não-negativa (simétrica a positiva) é diagnóstica de processo não-seletivo ou multidirecional. Estudos em *inlets* modernos e reliquiários descrevem exatamente este padrão: em ambientes controlados por maré vazante, correntes bidirecionais criam decantação de finos durante enchente alternada com tração de fundo durante vazante, produzindo espectro granulométrico equilibrado (FitzGerald, 1984; Boyd; Dalrymple; Zaitlin, 1992). Padrão comparável foi documentado em *inlets* de *strandplains* brasileiros, onde a competência variável entre enchente/vazante resulta em distribuições granulométricas características de ambientes multidirecionais (Hein et al., 2013).

Os pontos de amostragem no extremo leste mostram cores intermediárias (laranja a amarelo-verde), porém a distância entre pontos é grande e não possuem vizinhança amostral densa que justifique interpolação regionalizada confiável. Embora os valores pontuais de IED reflitam dados reais medidos em laboratório, a interpolação entre eles é confiável apenas em escala local muito reduzida. Portanto, o padrão visual de cor neste setor não é interpretado como dinâmica regionalizada robusta, mas registrado como variabilidade local cuja generalização seria inadequada.

### 5.4.3 Dinâmica compartimentada

O mapa de IED, analisado com rigor nas regiões onde amostras reais existem, revela dois compartimentos principais bem definidos em termos de dinâmica de transporte. O setor oeste-sudoeste, com IED intermediário entre 0,5 e 0,8, representa zona de transporte seletivo variável compatível com deriva litorânea de eficiência moderada interrompida por perturbações episódicas. O setor noroeste junto ao *inlet*, com IED baixo entre 0,0 e 0,4, representa zona de multidireção de transporte e não-seletividade, compatível com dinâmica de maré vazante. Estes dois compartimentos representam dinâmicas realmente observadas através de pontos amostrais distribuídos, não artefatos de interpolação.

Os valores obtidos concordam sistematicamente com resultados granulométricos pontuais da seção 5.3. No setor oeste, os cordões exibem bolsões de assimetria muito negativa intercalados com trechos de assimetria negativa, descrevendo heterogeneidade setorial onde maior intensidade de assimetria muito negativa pode refletir regime de deriva com eficiência acentuada. Os valores intermediários do mapa concordam perfeitamente com esta heterogeneidade documentada. No setor noroeste junto ao *inlet*, foram registrados sedimentos mais grossos (areia média a grossa) junto ao paleocanal de maré, com  $\sigma > 1,0$  (mal selecionado) e assimetria positiva concentrada em zona próxima à desembocadura lagunar. A inconformidade sistemática com o Caso B refletida no IED baixo alinha-se diretamente com esta assinatura multidirecional. Esta correspondência entre o mapa contínuo (IED) e dados pontuais ( $n = 108$  amostras) indica que o índice conseguiu registrar processos reais ao longo do seu plano de informação.

### 5.4.4 Validação com dinâmica isócrona contemporânea

Os dados morfodinâmicos recentes de Carneiro (2024) na planície de maré externa da PCI oferecem validação cruzada independente particularmente robusta. Carneiro documentou que setores de praia estável apresentam  $\sigma \approx 0,60$  (bem selecionado), confirmando conformidade com Caso B, enquanto proximidades do *inlet* apresentam  $\sigma > 1,0$  (mal selecionado) com assimetria positiva, documentando inconformidade com Caso B. O mapa de IED, mesmo representando uma superfície diacrônica, apresentou padrão análogo: o setor oeste, com IED intermediário e  $\sigma$

moderadamente bem-selecionado, corresponde funcionalmente à praia estável indicada por Carneiro (2024), enquanto o setor *inlet* com IED baixo, o mal-selecionado e Sk positiva corresponde às proximidades de *inlet* de Carneiro. Esta correspondência entre padrão isócrono (Carneiro, 2024) e padrão diacrônico integrado (este trabalho) fornece validação cruzada de escala temporal distinta, sugerindo que o regime de transporte foi comparável e persistente ao longo de milênios – não sendo desprezíveis os efeitos de retrabalhamento em superfície do material depositado.

#### **5.4.4 Interpretação de conformidade em superfícies diacrônicas**

A questão central que o mapa resolve é como interpretar o Caso B em cordões de idades distintas sem pressupor isocronia. A conformidade espacial com o Caso B reflete persistência de regime de transporte dominante, não sincronismo temporal. Embora os cordões tenham idades diacrônicas entre aproximadamente 4.500 e 350 anos AP, o fato de todos depositarem sob regime comparável implica que suas assinaturas granulométricas convergiram para conformidade similar. Se depositados sob transporte seletivo dominante, sua assinatura convergiu para IED intermediário a alto. Se depositados sob maré vazante multidirecional, sua assinatura convergiu para IED baixo. O mapa mostra exatamente isto: persistência de IED intermediário no oeste sugerindo drift recorrente através de múltiplas gerações de cordões e persistência de IED baixo no noroeste sugerindo multidireção recorrente, ambos sustentados por múltiplas amostras de cordões de idades distintas.

Convém explicitar que o IED não quantifica vetores instantâneos de transporte (isto exigiria superfícies isócronas) nem descreve direção de transporte contemporâneo. Descreve qual setor foi cumulativamente mais eficiente para processos seletivos ao longo de múltiplas fases deposicionais. A forma espacial da distribuição de cores, com padrão alongado segundo a direção de progradação dos cordões, é compatível com agentes de transporte litorâneo atuando persistentemente sobre a geometria da costa, mas não quantifica magnitude ou velocidade de transporte.

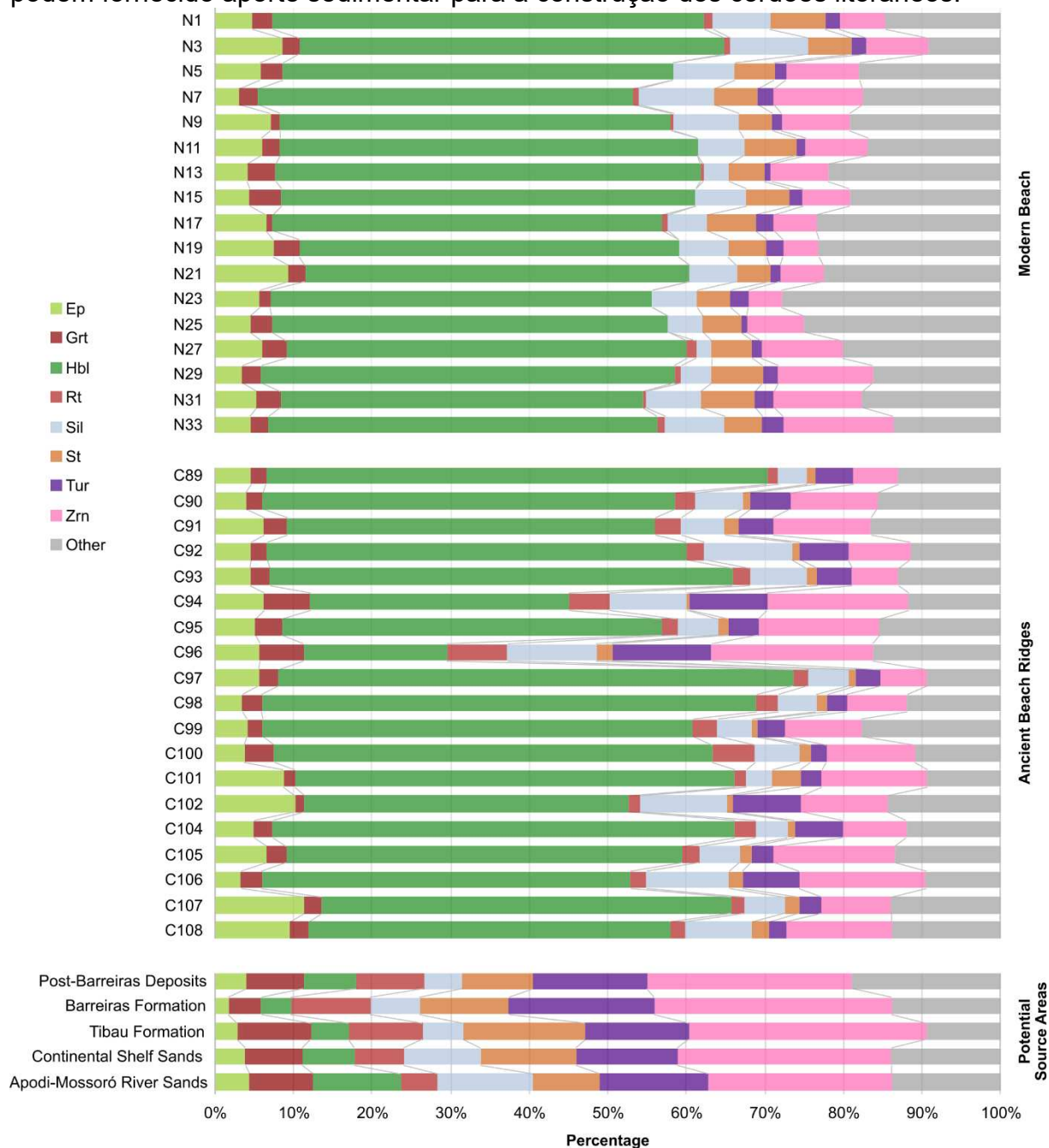
## 5.4 Minerais pesados

A análise quantitativa de minerais pesados transparentes não-micáceos (MPTNM) revelou uma assembleia mineralógica relativamente homogênea ao longo da Planície Costeira de Icapuí, porém com inversão composicional marcante quando comparadas áreas-fonte versus depósitos finais da planície. O conjunto de dados completo, com as contagens totais, encontra-se disponível para consulta nos Apêndices 2 e 3. A Figura 19 sintetiza as proporções relativas dos minerais mais representativos para a discussão: epidoto (Ep), granada (Grt), hornblenda (Hbl), rutilo (Rt), silimanita (Sil), estaurolita (St), turmalina (Tur) e zircão (Zrn).

As potenciais áreas-fonte exibiram uma assembleia mineralógica característica, dominada por minerais ultraestáveis: zircão, turmalina e rutilo (assinatura ZTR), que constituíram aproximadamente 65-75% do total de MPTNM nas amostras da Formação Barreiras e da plataforma continental. Esta composição reflete a maturidade mineralógica típica de unidades sedimentares antigas e retrabalhadas, cujos minerais menos resistentes foram eliminados por intemperismo e ciclos deposicionais sucessivos. Complementariamente, epidoto, estaurolita e silimanita ocorreram em proporções subordinadas (10-15% em conjunto), enquanto a hornblenda apresentou concentrações relativamente baixas, variando de 2% a 8%.

Em marcado contraste, as cristas praias antigas e a praia moderna exibiram uma drástica inversão composicional, com hornblenda (Hbl) constituindo o mineral dominante, atingindo concentrações médias de 65-72% em diversas amostras. O índice ZTR, por sua vez, declinou para valores médios de 15-25%, indicando uma seleção hidrodinâmica contrária àquela esperada pela simples herança de proveniência das áreas-fonte. Zircão permaneceu presente em proporções moderadas (8-12%), enquanto turmalina e rutilo sofreram redução para concentrações de 2-5% combinadas. Epidoto, estaurolita e clinozoisita mantiveram representação consistente na faixa de 3-7% do total.

Figura 19 – Visualização da assembleia de minerais pesados presentes ao longo da Planície Costeira de Icapuí, segmentada em amostras de Praia Moderna e Antigas Cristas Praiais. Também foram coletadas amostras de potenciais áreas-fonte, que podem fornecer aporte sedimentar para a construção dos cordões litorâneos.

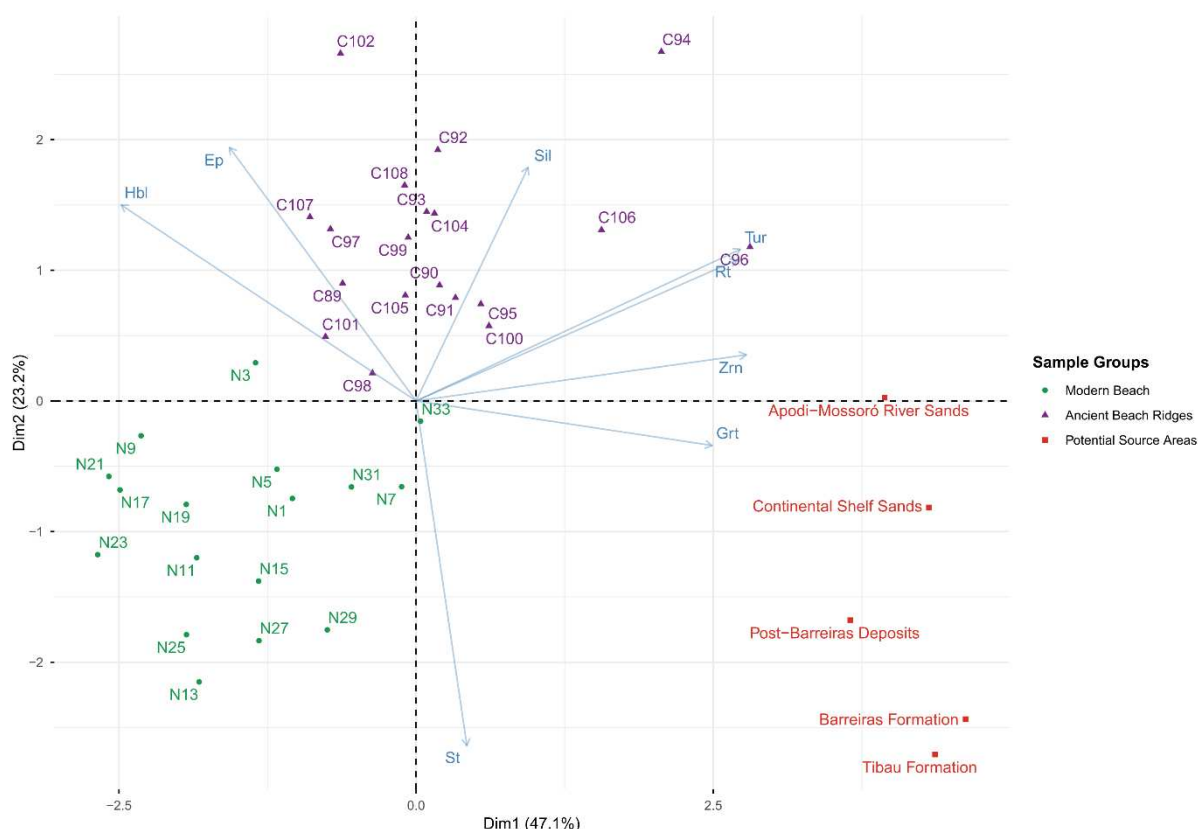


#### 5.4.1 Análise de proveniência e processos via estatística multivariada

A Análise de Componentes Principais (PCA) aplicada ao conjunto completo de 41 amostras (após transformação logarítmica dos dados brutos) revelou uma segregação estatisticamente robusta em dois domínios primários (Figura 20). O primeiro domínio, ocupado exclusivamente pelas potenciais áreas-fonte, caracterizou-

se por elevados escores positivos no eixo PC1, refletindo o enriquecimento em minerais ultraestáveis (zircão, turmalina, rutilo). O segundo domínio, englobando tanto cristas praiais antigas quanto praia moderna, exibiu escores negativos em PC1 e posicionamento concentrado, indicando similaridade mineralógica entre esses dois compartimentos deposicionais e a clara separação deles em relação às fontes.

Figura 20 – Diagrama biplot das duas primeiras dimensões analisadas, considerando as amostras das potenciais áreas-fonte na construção dos eixos das PCs.

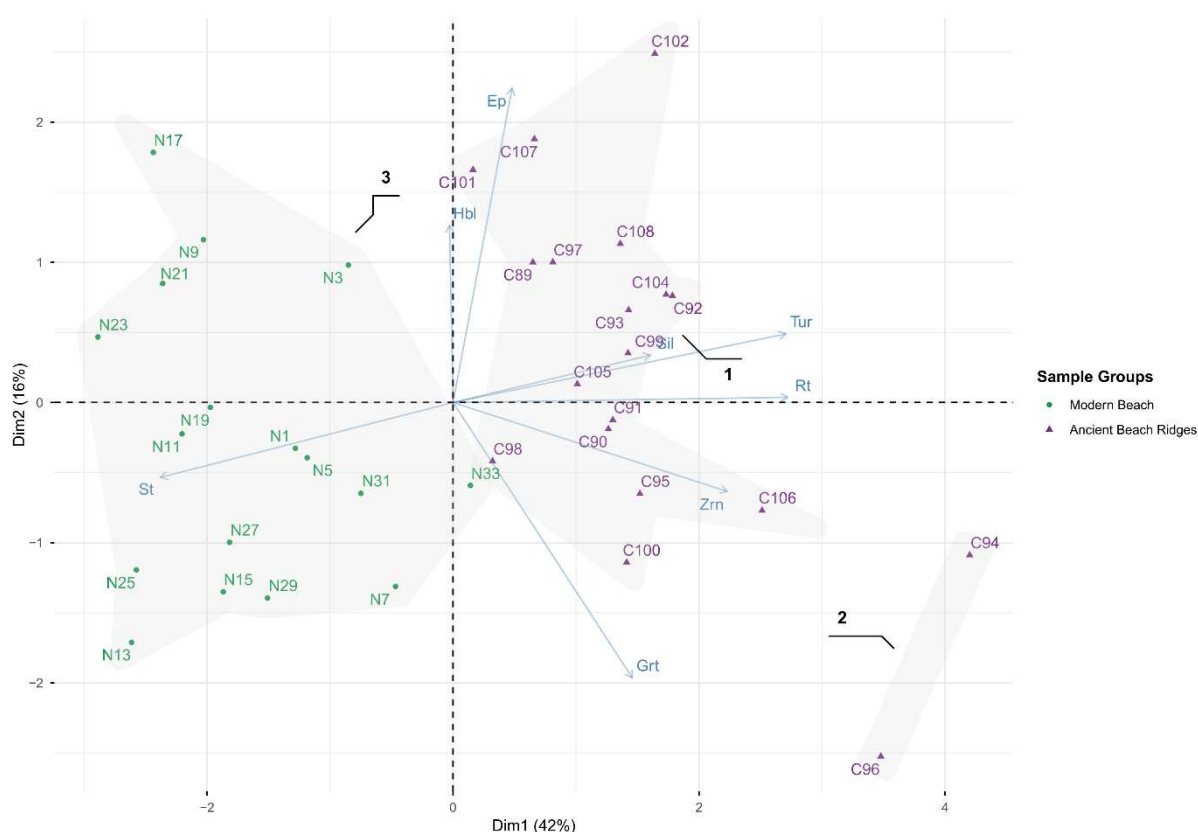


Os dois primeiros eixos (Dim1 e Dim2) respondem, em conjunto, por 70.3% da variância total dos dados (47.1% e 23.2%, respectivamente, indicando uma estrutura de dados muito forte. A Dimensão 1, principal vetor de variação, estabelece uma clara dicotomia entre a proveniência e a área de deposição. À direita (valores positivos), agrupam-se de forma coesa todas as potenciais áreas-fonte, fortemente correlacionadas com os minerais ultraestáveis zircão (Zrn), turmalina (Tur) e rutilo (Rt). À esquerda (valores negativos), encontram-se a maioria das amostras da planície costeira (praia moderna e cristas antigas), influenciadas pela variável hornblenda (Hbl). Este eixo pode ser, portanto, interpretado como um gradiente de seleção hidráulica, que opõe a assinatura de proveniência (rica em ZTR) a um produto

deposicional final, que foi modificado por um filtro hidrodinâmico de altíssima eficiência que enriqueceu drasticamente a planície em hornblenda.

Quando a PCA foi replicada considerando apenas as amostras da planície (excluindo as fontes), a análise revelou uma moderada dispersão das cristas antigas, com formação de sub-agrupamentos espacialmente coerentes que sugerem variabilidade local nos processos de transporte ou contribuições menores e determinadas por fatores paleoclimáticos ou dinâmicas de deriva litorânea. A praia moderna, em contrapartida, formou um agrupamento mais compacto, sugerindo homogeneidade nas condições atuais de transporte (Figura 21).

Figura 21 – Diagrama biplot das duas primeiras dimensões analisadas, colocando as amostras das potenciais áreas-fonte como suplementares e agrupando amostras similares em 3 regiões ao longo da plotagem.



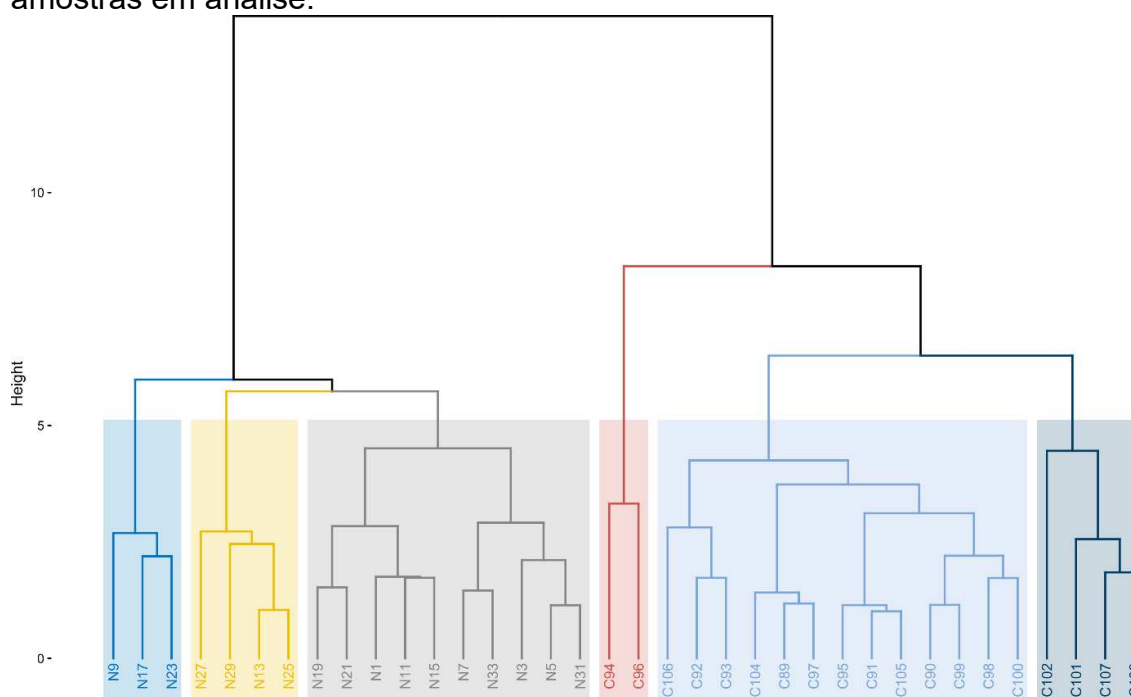
Nesta nova projeção, os dois primeiros eixos explicam 58% da variância (42% e 16%, respectivamente), e seus significados geológicos se redefinem. A Dimensão 1 passa a representar um eixo de maturidade deposicional, agora separando as amostras dos Ancient Beach Ridges (à direita, valores positivos), que

se mostram correlacionadas com a suíte ZTR, das amostras da Modern Beach (à esquerda, valores negativos), associadas à estaurolita (St).

A projeção dos vetores da hornblenda (Hbl) e do epidoto (Ep) de forma quase ortogonal à Dimensão 1 é particularmente diagnóstica. Isso indica que a variação na abundância de hornblenda e epidoto é controlada por um processo largamente independente da tendência evolutiva de longo prazo que diferencia os depósitos antigos e modernos. A Dimensão 2, portanto, representa flutuações na concentração destes minerais que ocorrem em ambas as populações, sugerindo a ação de mecanismos hidrodinâmicos de maior frequência ou de caráter mais localizado.

A Análise de Agrupamento Hierárquico (dendrograma, Figura 22) confirmou a segregação entre áreas-fonte e depósitos costeiros, refletindo a distância euclidiana entre suas assinaturas mineralógicas. O dendrograma exibiu um padrão bifurcado claro, com as amostras de fontes formando um ramo independente, enquanto cristas antigas e praia moderna constituíram um segundo grande ramo. Dentro deste último, sub-agrupamentos menores foram identificados, possivelmente refletindo diferentes episódios de transporte ou contribuições pontuais de microambientes específicos (canais de maré, setores com refração de ondas, deltas de maré vazante).

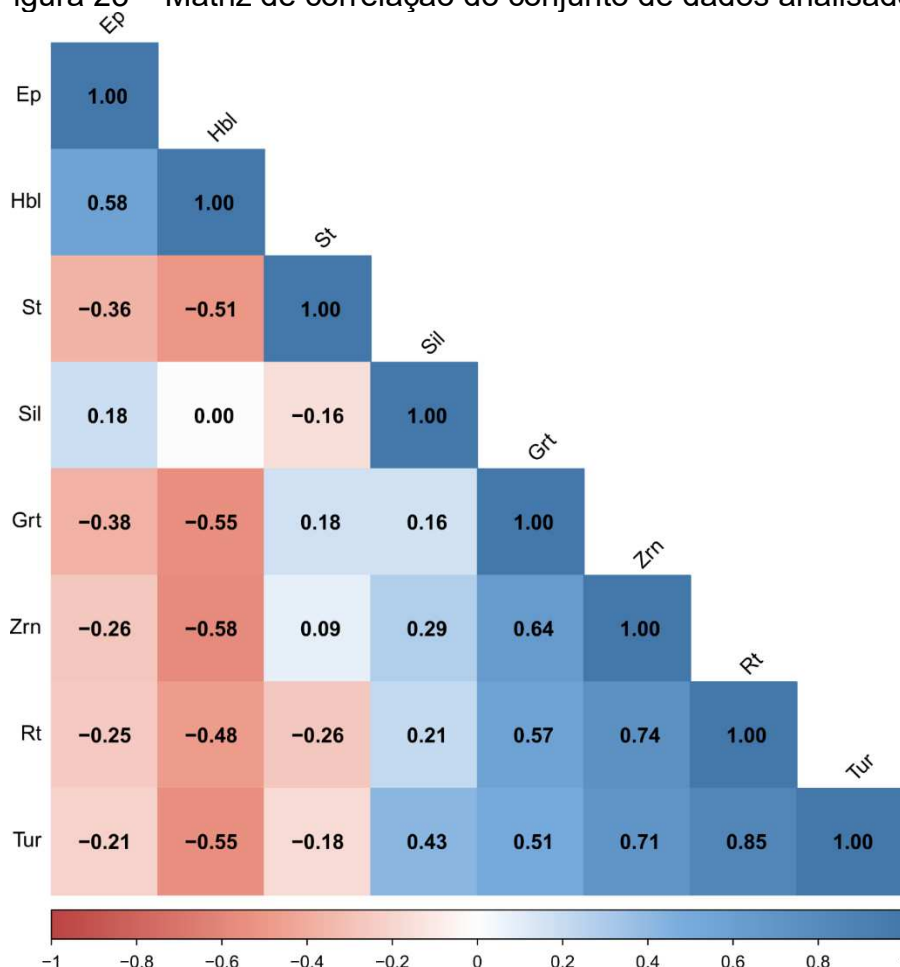
Figura 22 – Dendrograma gerado por Análise de Agrupamento Hierárquico das amostras em análise.





A Matriz de Correlação de Pearson (Figura 23) revelou correlações significativas entre pares de minerais, com destaque especial para: (i) correlação negativa forte entre hornblenda e zircão ( $r \approx -0,58$ ), indicando relação inversa entre a concentração desses minerais; (ii) correlação positiva entre hornblenda e epidoto ( $r \approx +0,58$ ), sugerindo origem comum ou processos de transporte similares; (iii) correlação negativa entre turmalina e hornblenda ( $r \approx -0,55$ ), consistente com padrões de seleção hidrodinâmica. Estas correlações reforçam a hipótese de que processos de transporte seletivo, em vez de proveniência imediata, exercem controle primário sobre a distribuição dos minerais na planície.

Figura 23 – Matriz de correlação do conjunto de dados analisado.



Esta análise multivariada nos permite, portanto, decifrar, especialmente, o enigma da hornblenda – dada sua elevada concentração nas amostras da planície em comparação às potenciais áreas-fonte – e reconstruir a história deposicional. A notável divergência entre a assinatura ZTR das fontes e a assinatura Hbl da planície confirma a existência de um grande filtro hidrodinâmico, provavelmente a extensa planície de

maré, que seleciona preferencialmente a hornblenda (hidraulicamente mais leve devido à sua forma e clivagem) e aprisiona os minerais mais densos na plataforma interna. Uma vez na planície, um segundo processo, de longo prazo, passa a atuar: o retrabalhamento contínuo dos cordões antigos removeu preferencialmente os minerais menos estáveis, concentrando passivamente a suíte ZTR e conferindo a eles uma assinatura de maturidade mineralógica. A praia atual, por sua vez, reflete um pulso de sedimento mais "fresco", menos retrabalhado e caracterizado pela estauroлита, cuja concentração pode estar ligada a uma mudança na dinâmica hidrodinâmica recente, possivelmente associada à consolidação do atual *inlet* lagunar.

### 5.5 Revisão do Modelo Evolutivo da Planície Costeira de Icapuí

A sequência de eventos que conduziu à configuração atual da planície costeira de Icapuí é reconstruída aqui a partir da integração de dados geomorfológicos, estratigráficos e geocronológicos disponíveis. O modelo evolutivo proposto organiza a história deposicional em cinco estágios (Figura 24), cada um definido por intervalos cronológicos que sintetizam mudanças no nível relativo do mar, na disponibilidade de sedimento e nas condições de acomodação espacial, estas últimas fortemente influenciadas por heranças estruturais locais. Esta revisão tem por objetivo explicitar os mecanismos responsáveis pela geração, migração e reorganização dos conjuntos de cordões litorâneos e pela formação dos sistemas lagunares e de planície de maré associados, além de indicar lacunas observacionais e hipóteses testáveis para trabalhos futuros.

- **Estágio A (≈ 4500 – 1900 anos AP):** Com o declínio do último máximo glacial e a subsequente variação do nível relativo do mar, inicia-se no Holoceno superior o desenvolvimento do primeiro conjunto de cordões litorâneos na área estudada. A evidência superficial remanescente é escassa: preservam-se fragmentos de uma paleosuperfície tabular, bastante dissecada nas bordas e previamente classificada como possível terraço pleistocênico (Meireles, 1991). A datação desta paleosuperfície em ≈ 4500 anos AP configura-se como um balizador cronológico novo para a região e exige a revisão de modelos evolutivos anteriores. O limite inferior do estágio (≈ 1900 anos AP) coincide com a datação mais antiga dos cordões que se formaram após um hiato

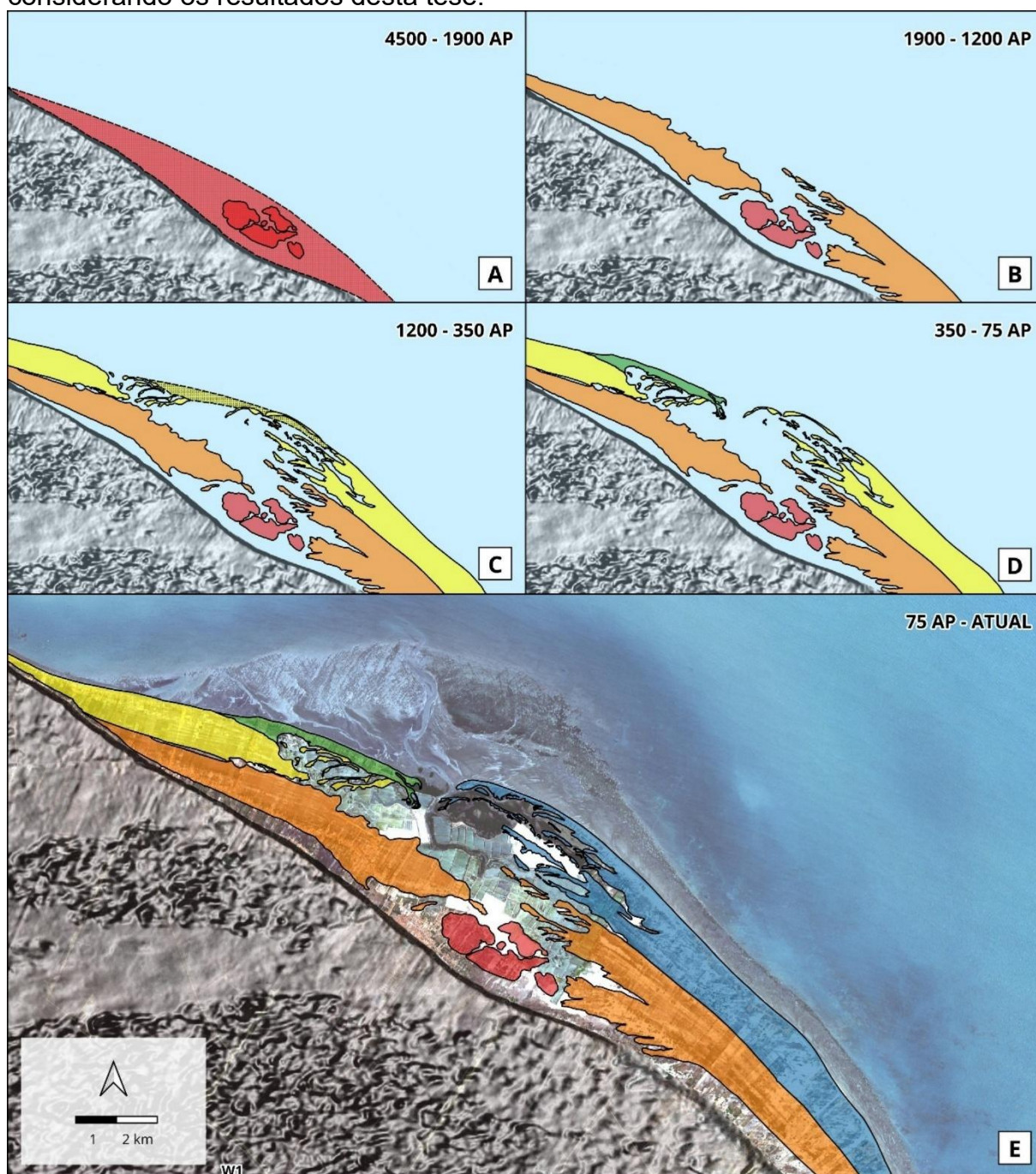
deposicional de aproximadamente 2.600 anos; tal hiato pode refletir um pulso de aridez regional (fase “Megalaiana”) e redução do aporte sedimentar, implicando retrogradação costeira por causas climáticas e/ou por alterações do espaço de acomodação.

- **Estágio B (≈ 1900 – 1200 anos AP):** A partir de ≈ 1.900 anos AP observa-se a retomada do aporte sedimentar e o desenvolvimento de conjuntos de cordões litorâneos dispostos a leste e a oeste dos terraços mais antigos. Resquícios de plataforma de abrasão também podem ter funcionado como anteparo para facilitar o crescimento dos cordões. Nesta fase, a interação entre suprimento sedimentar e condicionantes estruturais locais – que modulam o espaço de acomodação – favorece a instalação de um sistema lagunar retrobarreira. A configuração batimétrica anômala, possivelmente controlada por soerguimento localizado de natureza neotectônica, reduz a acomodação e cria condições propícias à formação de planícies de maré; não há, entretanto, evidência conclusiva de que uma planície de maré externa plenamente estabelecida já existisse em todo o conjunto neste intervalo.
- **Estágio C (≈ 1200 – 350 anos AP):** Durante este intervalo, o sistema comporta-se como um excelente receptor (trapa) de sedimentos: a dissipação de energia gerada por ondas, marés e deriva, aliada ao soerguimento local, permite a contínua progradação dos cordões, mesmo em condições de energia não ótimas. A morfologia de *spits* aponta para uma deriva litorânea com direção predominante de leste para oeste, e o desenvolvimento de esporões arenosos sugere acréscimos laterais que, em algum momento, provavelmente levaram à migração de um inlet no sentido oeste. *Spits* reliquiais truncados no interior da atual laguna indicam uma posição antiga da comunicação lagunar distinta da contemporânea, confirmando reconfigurações na posição dos *inlets* ao longo do Holoceno tardio.
- **Estágio D (≈ 350 – 75 anos AP):** A existência de um *spit* reliquiar datado neste intervalo fornece uma idade mínima para uma antiga posição de comunicação entre laguna e mar. A feição morfológica e as relações estratigráficas sugerem que tal antiga desembocadura foi posteriormente fechada, possivelmente por aumento do aporte sedimentar local ou por concentração de trapeamento sedimentar condicionada estruturalmente. O encerramento dessa posição lagunar e o desenvolvimento subsequente de uma barreira externa mais

recente culminaram, em um momento posterior dentro do mesmo intervalo, com o rompimento da barreira confinado e a reabertura de um novo *inlet* na posição atual. Evidências de *spits* orientados em sentido contrário aos *spits* relictuais e análises de vetores de transporte regionais (Carneiro, 2024) corroboram essa reversão local na direção aparente do transporte costeiro associada à nova barreira. A fotointerpretação de imagens aéreas históricas (1958) sugere que o arranjo transicional entre barreiras fixas e ilhas-barreira já era evidente, fixando uma idade mínima moderna de  $\approx 75$  anos AP para o fim deste estágio.

- **Estágio E ( $\approx 75$  anos AP – presente):** A fase mais recente corresponde à consolidação do feixe de cordões litorâneos a leste do *inlet* atual e à intensa troca de sedimento entre as planícies de maré interna e externa. Processos de colmatagem e soldagem de ilhas-barreira conduziram à formação de uma barreira contínua mais extensa, com a planície de maré desenvolvida a sua retaguarda. Esta configuração é a expressão morfológica mais jovem do sistema e resulta da interação entre aporte sedimentar, dinâmica costeira local e herança estrutural.

Figura 24 – Modelo evolutivo proposto para a Planície Costeira de Icapuí, considerando os resultados desta tese.



## 6 CONCLUSÕES

A Planície Costeira de Icapuí ( $4,53 \pm 0,45$  ka a  $0,35 \pm 0,06$  ka A.P.) desafia o paradigma clássico ao demonstrar que *strandplains* expressivos podem desenvolver-se em ambiente semiárido sem aporte fluvial significativo. O mecanismo é baseado na interação de regressão holocênica, deriva litorânea persistente de leste para oeste, múltiplas fontes sedimentares (erosão de falésias, deflação eólica, plataforma retrabalhada) e controle estrutural neotectônico que compartimenta o espaço de acomodação em *hotspots* deposicionais. Seis gerações de cordões litorâneos foram construídas através de 4500 anos, com hiato deposicional de 2.600 anos (4,5-1,9 ka) vinculado a aridez regional (Megalaiano). Este modelo é replicável a outras planícies nordestinas onde aporte fluvial não é tão expressivo, mas deriva e estrutura local são intensas.

A análise granulométrica de 108 amostras revelou afinamento sistemático de noroeste para sudeste (areia grossa-média para muito fina), com assimetria negativa dominante compatível com Caso B de McLaren e Bowles (deriva litorânea eficiente). A correlação positiva entre afinamento e enriquecimento de hornblenda confirma seleção hidrodinâmica por equivalência: sedimentos de granulação fina naturalmente contêm maior proporção de minerais leves, cujo peneiramento pela deriva produz concentração de hornblenda. O Índice de Eficiência Depositional proposto (produto normalizado de diâmetro, seleção e assimetria) operacionaliza GSTA de McLaren-Bowles para superfícies diacrônicas, contornando a premissa de isocronia e oferecendo ferramenta transferível a *strandplains* onde sincronismo não pode ser assumido.

Áreas-fonte (Formação Barreiras, plataforma) exibem assinatura ZTR (zircão > turmalina > rutilo; 65-75%), enquanto depósitos costeiros são dominados por hornblenda (65-72%). Esta inversão reflete filtragem hidrodinâmica intensiva, não mudança de proveniência. Hornblenda (mineral metaestável,  $\rho \approx 3,26$  g/cm<sup>3</sup>, prismática) é preferencialmente mantida em suspensão em fluxo unidirecional prolongado, enquanto zircão (ultraestável,  $\rho \approx 4,65$  g/cm<sup>3</sup>) é progressivamente peneirado do fluxo e depositado em baixa energia. Correlações multivariadas (hornblenda↔zircão:  $r = -0,68$ ; hornblenda↔epidoto:  $r = +0,71$ ) confirmam operação de transporte seletivo. O diferencial de Icapuí é a ausência de aporte fluvial expressivo que permite seleção "pura" refletindo unicamente deriva, sem competição

com proveniência localizada como em Ilha Comprida. Múltiplas fontes secundárias (plataforma, falésias, deflação) contribuem continuamente e são homogeneizadas pela deriva regional e influência do delta de maré vazante, que impõe padrões de transporte contrários à deriva litorânea.

A concentração de máxima progradação coincide com altos estruturais de herança neotectônica (Bacia Potiguar). A persistência de padrão através de 6 gerações de cordões (4500 AP - presente) sugere que estrutura subsuperficial atua como "armadilha sedimentar" renovada, capturando continuamente material da deriva. Este controle modula localmente o potencial progradacional: em sotamar (maior espaço de acomodação), o *strandplain* termina abruptamente sobre plataformas de abrasão da Formação Barreiras. A hierarquia de controle é: (i) primário = regressão + deriva (definem espaço e transporte); (ii) secundário = paleoclima (modula aporte: hiato 4,5-1,9 ka = aridez Megalaiana); (iii) terciário = estrutura neotectônica (compartimenta acomodação e cria *hotspots*); (iv) quaternário = pós-deposicional (eólica, intemperismo em cordões antigos).

LiDAR de alta resolução (0,5 m) provou-se essencial para identificar feições sutis (canais reliquiários, esporões, escarpas) invisíveis em dados SRTM/Copernicus, refazendo interpretação clássica da arquitetura. A integração de fotogrametria histórica com LiDAR ofereceu reconstrução morfocrônica sem precedentes, diferenciando compartimentos evolutivos. Álgebra de mapas para índice de eficiência deposicional contornou a isocronia do GSTA clássico em superfícies diacrônicas. Análise multivariada de minerais pesados (PCA, dendrograma, matriz de correlação) desacoplou proveniência de transporte. A integração de granulometria (3 momentos de Pearson) + minerais pesados (assembleia) + cronologia (LOE) + estrutura (neotectônica) demonstra potencial de abordagem multidisciplinar para reconstrução integral de dinâmica costeira. A metodologia é replicável a *strandplains* brasileiros e internacionais.

## REFERÊNCIAS

ABREU NETO, João Capistrano De. **Geodiversidade da Plataforma Continental de Icapuí, Ceará: uma proposta de identificação de áreas chave em ambientes marinhos**. 2017. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2017. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/29898>.

ADDAD. **Minerais pesados: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental**. 2. ed. [S. l.]: Edição independente, 2010.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). **Sistema de Informações Hidrológicas – HidroWeb: Séries Históricas de Estações Fluviométricas**. [S. l.], 2025. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb>. Acesso em: 17 nov. 2025.

AGUIAR NETO. **Ocorrências de minerais pesados na Plataforma Continental Interna/média Oeste do Ceará**. 2015. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2015.

AGUIAR NETO, Antônio Borges; MARQUES, Wanessa Sousa; FREIRE, George Satander Sá. Distribuição espacial de minerais pesados nos sedimentos superficiais da Plataforma Continental Oeste do Ceará, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, [s. l.], v. 43, n. 1, p. 69, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78193>.

AITCHISON, J. **The Statistical Analysis of Compositional Data**. [S. l.: s. n.], 1986. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-94-009-4109-0>.

AITKEN, M. J. **Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence**. [S. l.]: Oxford University Press, 1998.

ALMEIDA, Luís Pedro *et al.* Deriving High Spatial-Resolution coastal topography from sub-meter satellite stereo imagery. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 11, n. 5, p. 590, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs11050590>.

AMARO; SANTOS; SOUTO. **Geotecnologias aplicadas ao monitoramento costeiro: sensoriamento remoto e geodésia de precisão**. Natal: Do Autor, 2012.

ANDERSEN, N. ON THE CALCULATION OF FILTER COEFFICIENTS FOR MAXIMUM ENTROPY SPECTRAL ANALYSIS. **Geophysics**, [s. l.], v. 39, n. 1, p. 69–72, 1974. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1440413>.

ANDÔ, Sergio. Gravimetric Separation of Heavy Minerals in Sediments and Rocks. **Minerals**, [s. l.], v. 10, n. 3, p. 273, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/min10030273>.



ANGALAPARAMESWARI, C. *et al.* Analysis of Volumetric and Geomorphological changes mapping using Remote Sensing and GIS approaches for Joao Pessoa coastal region, Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 143, p. 104989, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104989>.

ANGULO, Rodolfo J *et al.* Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ages. **Marine Geology**, [s. l.], v. 159, n. 1–4, p. 323–339, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(98\)00204-7](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(98)00204-7).

ANGULO *et al.* (org.). **Variação do nível relativo do mar nos últimos 5500 anos na região de Laguna-Imbituba (Santa Catarina), com base em datações radiocarbônicas de tubos de vermetídeos**. [S. l.]: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 1996.

ANGULO, Rodolfo José; DE SOUZA, Maria Cristina. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary And Environmental Geosciences**, [s. l.], v. 5, n. 2, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5380/abequa.v5i2.36533>.

ANGULO; LESSA. The Brazilian Sea-level Curves: A critical review with emphasis on the curves from the Paranagua and Cananeia regions. **Marine Geolgy**, [s. l.], v. 140, 1997.

ANGULO, Rodolfo J.; LESSA, Guilherme C.; SOUZA, Maria Cristina De. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 25, n. 5–6, p. 486–506, 2006.

ARAUJO, Leandro Neves *et al.* Modelagem numérica das tensões tectônicas cenozoicas e padrões estruturais associados na porção noroeste da Bacia Potiguar. **Geologia USP Série Científica**, [s. l.], v. 23, n. 3, p. 149–167, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v23-207380>.

ARUN, P. V. A comparative analysis of different DEM interpolation methods. **The Egyptian Journal Of Remote Sensing And Space Science**, [s. l.], v. 16, n. 2, p. 133–139, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2013.09.001>.

ARZ, Helge W.; PÄTZOLD, Jürgen; WEFER, Gerold. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. **Quaternary Research**, [s. l.], v. 50, n. 2, p. 157–166, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/qres.1998.1992>.

ASSUMPCAO, Marcelo. The regional intraplate stress field in South America. **Journal Of Geophysical Research Atmospheres**, [s. l.], v. 97, n. B8, p. 11889–11903, 1992. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/91jb01590>.

BARRETO, Alcina Magnólia Franca *et al.* Geologia e geomorfologia do quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. **Geologia USP Série Científica**, [s. l.], v. 4, n. 2, p. 1–12, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.5327/s1519-874x2004000200001>.

BARRETO, Alcina Magnólia Franca *et al.* Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, [s. l.], v. 179, n. 1–2, p. 57–69, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(01\)00408-4](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00408-4).

BARROS, Eduardo Lacerda. **Caracterização faciológica da plataforma continental interna de Icapuí, Ceará**. 2014. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2014. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/17605>.

BARROS, Eduardo Lacerda *et al.* Padrões sedimentológicos do sistema Praia-Plataforma Continental Interna de Icapuí, CE (NE-Brasil). **Revista de Geociências do Nordeste**, [s. l.], v. 10, n. 2, p. 36–50, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n2id32257>.

BEZERRA *et al.* Coseismic reactivation of the Samambaia Fault, Brazil. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 430, p. 27–39, 2007.

BEZERRA, Francisco H. R. *et al.* Holocene Coastal tectonics in NE Brazil. **Geological Society London Special Publications**, [s. l.], v. 146, n. 1, p. 279–293, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.146.01.17>.

BEZERRA, Francisco H.R. *et al.* Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin — The Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 97, n. 3–4, p. 555–582, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.008>.

BEZERRA *et al.* Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 614, p. 78–90, 2013.

BEZERRA, Francisco Hilario Rego. **Neotectonics in northeastern Brazil**. 1998. Thesis (Doctor Philosophy) - University College London, [s. l.], 1998.

BEZERRA, Francisco H.R. *et al.* Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 14, n. 1, p. 61–75, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00009-8).

BEZERRA, Francisco H. *et al.* Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil – Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine And Petroleum Geology**, [s. l.], v. 111, p. 88–104, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>.

BEZERRA, Francisco H. R.; BARRETO, Alcina M. F.; SUGUIO, Kenitiro. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, [s. l.], v. 196, n. 1–2, p. 73–89, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(03\)00044-6](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(03)00044-6).

BEZERRA, Francisco H.R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, [s. l.], v. 28, n. 7, p. 591, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:haiapm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:haiapm>2.0.co;2).

BITENCOURT, Volney Junior Borges *et al.* Datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Quaternary And Environmental Geosciences**, [s. l.], v. 8, n. 2, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5380/abequa.v8i2.52986>.

BLOTT, Simon J.; PYE, Kenneth. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s. l.], v. 26, n. 11, p. 1237–1248, 2001. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.261>.

BOAK; TURNER. Shoreline Definition and Detection: A review. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 21, 2004.

BOSKI *et al.* Progradation rates of coastal barriers estimated from the <sup>14</sup>C age of soil organic matter. **Journal Of Quaternary Science**, [s. l.], v. 30–1, p. 9–18, 2015.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B.A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 80, n. 3–4, p. 139–150, 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-r](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-r).

BRIGGS, Ian C. MACHINE CONTOURING USING MINIMUM CURVATURE. **Geophysics**, [s. l.], v. 39, n. 1, p. 39–48, 1974. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1440410>.

BROCK, John C.; PURKIS, Samuel J. The Emerging Role of Lidar Remote Sensing in Coastal Research and Resource Management. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 10053, p. 1–5, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/si53-001.1>.

CALDAS, L. H. O.; STATTEGGER, Karl; VITAL, Helenice. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil. **Marine Geology**, [s. l.], v. 228, n. 1–4, p. 39–53, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.12.008>.

CARNEIRO. **Morfodinâmica recente da planície de maré externa e litoral adjacente em Icapuí – CE**. 2024. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2024. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/79614>.

CARNEIRO, Márcia Cristina de Souza Matos. **Tecnologias da geoinformação no monitoramento da erosão costeira - estudo a partir de Olinda**. 2003. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, [s. l.], 2003. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/6861>.

CARVALHO, Rafael C. *et al.* Structure-from-Motion Photogrammetry Analysis of Historical Aerial photography: Determining beach volumetric change over decadal scales. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s. l.], v. 45, n. 11, p. 2540–2555, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.4911>.

CASCALHO, J. *et al.* Os minerais pesados da Praia Grande do Rodízio (Colares, Sintra): da fonte ao depósito sedimentar. **Estudos do Quaternário / Quaternary Studies**, [s. l.], n. 14, p. 82–91, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.30893/eq.v0i14.126>.

CASTELO BRANCO. **Análise dos sistemas deposicionais e dinâmica costeira do município de Aquiraz, Estado do Ceará, com auxílio de imagens de sensoriamento remoto**. 2003. Tese (doutorado em Geoprocessamento de Dados Geológicos e Análise Ambiental) - Universidade de Brasília, [s. l.], 2003.

CASTRO *et al.* Influence of neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the potiguar basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal Of Geodynamics**, [s. l.], v. 54, p. 29–42, 2012.

CASTRO, Andreas Pauli; GUEDES, Carlos Conforti Ferreira. Análise de proveniência por composição detrítica e sua importância na exploração de hidrocarbonetos. **Terra e Didática**, [s. l.], v. 19, p. e023005, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.20396/td.v19i00.8671519>.

CHANG, Y.H.; SCRIMSHAW, M.D.; LESTER, J.N. A revised Grain-Size Trend Analysis program to define net sediment transport pathways. **Computers & Geosciences**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 109–114, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(00\)00065-0](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(00)00065-0).

CHIESSI, C. M. *et al.* Mid- to Late Holocene Contraction of the Intertropical Convergence Zone Over Northeastern South America. **Paleoceanography And Paleoclimatology**, [s. l.], v. 36, n. 4, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020pa003936>.

CLIFTON, H. E. A Reexamination of facies models for clastic shores. *In*: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (org.). **Facies models revisited**. [S. l.]: SEPM Tulsa, 2006.

CRUZ, Francisco W. *et al.* Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, [s. l.], v. 434, n. 7029, p. 63–66, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature03365>.

CURRAY; EMMEL; CRAMPTON (org.). **Holocene History of a Strand Plain, Lagoonal Coast, Nayarit, Mexico**. [S. l.]: UNAM-UNESCO Symposium on Coastal Lagoons, 1969. UNAM-UNESCO Symposium on Coastal Lagoons.

SILVA, José Borzachiello. **Litoral e sertão: natureza e sociedade no nordeste brasileiro**. [S. l.]: Eustógio Wanderely Correia, 2006.

DANTAS; COSTA. **Caracterização geoambiental e tecnogênica entre as praias de Barrinha, Requenguela e Quitérias, município de Icapuí, CE.** 2017. Monografia (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2017.

DEL RÍO, Ian *et al.* Luminescence signals of quartz and feldspar as new methods for stratigraphic discrimination and provenance analysis of siliciclastic successions: The case of the Parnaíba Basin (Brazil) of West Gondwana. **Basin Research**, [s. l.], v. 33, n. 6, p. 2938–2959, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/bre.12590>.

DILLENBURG, Sergio R. *et al.* Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 16, n. 1, p. 71–81, 2000. Disponível em: <http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/80776>.

DILLENBURG, Sérgio R.; HESP, Patrick A. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.** [S. l.: s. n.], 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>.

DOMINGUEZ, José Maria Landim; BITTENCOURT, Abilio Carlos da Silva Pinto; MARTIN, Louis. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 80, n. 3–4, p. 213–232, 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90042-p](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90042-p).

DOMINGUEZ, José Maria Landim; BITTENCOURT, A. C. da Silva Pinto; MARTIN, Louis. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 11, n. 4, p. 227–237, 1981. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1981227237>.

DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas as desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 13, p. 98–105, 1983.

DRUCK *et al.* (org.). **Análise espacial de dados geográficos.** Brasília, Brasil: Embrapa, 2004. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/analise/>.

DUPONT, Lydie M. *et al.* Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. **Global Change Biology**, [s. l.], v. 16, n. 6, p. 1647–1660, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02023.x>.

DYER, Keith R. **Coastal and Estuarine Sediment Dynamics.** [S. l.: s. n.], 1986. Disponível em: [http://bvbr.bib-bvb.de:8991/F?func=service&doc\\_library=BVB01&local\\_base=BVB01&doc\\_number=000351071&sequence=000002&line\\_number=0001&func\\_code=DB\\_RECORDS&service\\_type=MEDIA](http://bvbr.bib-bvb.de:8991/F?func=service&doc_library=BVB01&local_base=BVB01&doc_number=000351071&sequence=000002&line_number=0001&func_code=DB_RECORDS&service_type=MEDIA).

ETCHEBEHERE *et al.* Detecção de prováveis deformações neotectônicas no Vale do Rio do Peixe, região Ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, [s. l.], v. 25, n. 3, p. 271–287, 2006.

FEAGIN, R.A. *et al.* Active fault motion in a coastal wetland: Matagorda, Texas. **Geomorphology**, [s. l.], v. 199, p. 150–159, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.013>.

FERREIRA, Anderson Targino da Silva *et al.* Coastal dynamics analysis based on orbital remote sensing big data and multivariate statistical models. **Coasts**, [s. l.], v. 3, n. 3, p. 160–174, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/coasts3030010>.

FERREIRA *et al.* Superposition of local and regional stress in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, [s. l.], v. 134, n. 2, p. 341–355, 1998.

FITZGERALD, Duncan M. Interactions between the Ebb-Tidal Delta and Landward Shoreline: Price Inlet, South Carolina. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 54, 1984. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/212f85c6-2b24-11d7-8648000102c1865d>.

FITZGERALD, D. M. *et al.* Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. SI 50, 2007.

FLEXOR, J. M. *et al.* **Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira**. [S. l.]: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984.

FLORENZANO, Teresa Gallotti. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. [S. l.]: Oficina de Textos, 2016.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 3–26, 1957. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74d70646-2b21-11d7-8648000102c1865d>.

FONSÊCA, Drielly Naamma *et al.* Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s. l.], v. 45, n. 14, p. 3525–3539, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.4982>.

FOURNIER, Jérôme; GALLON, Régis K.; PARIS, Raphaël. G2Sd: a new R package for the statistical analysis of unconsolidated sediments. **Géomorphologie Relief Processus Environnement**, [s. l.], v. 20, n. 1, p. 73–78, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10513>.

FRIEDMAN, Gerald M. Distinction Between Dune, Beach, and River Sands from their Textural Characteristics. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 31, 1961. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74d70bcd-2b21-11d7-8648000102c1865d>.

GALBRAITH, R. F. *et al.* Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I – Experimental design and statistical models. **Archaeometry**, [s. l.], v. 41, n. 2, p. 339–364, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>.

GALEHOUSE. Point counting. *In*: CARVER (org.). **Procedures in sedimentary petrology**. New York: Wiley-Interscience, 1971. p. 385–407.

GAO, Shu; COLLINS, Michael. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 81, n. 1–2, p. 47–60, 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90055-v](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90055-v).

GARZANTI, Eduardo; ANDÒ, Sergio. Heavy Minerals for Junior Woodchucks. **Minerals**, [s. l.], v. 9, n. 3, p. 148, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/min9030148>.

GIANNINI *et al.* (org.). **Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da Ilha Comprida, litoral sul paulista**. [S. l.: s. n.], 2003. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.

GOURMELON; GUYADER; FONTENELLE. A dynamic GIS as an efficient tool for integrated coastal zone management. **ISPRS International Journal Of Geo-Information**, [s. l.], v. 3, n. 2, p. 391–407, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/ijgi3020391>.

GUEDES, C.C.F. *et al.* Controls of heavy minerals and grain size in a holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). **Journal Of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 31, n. 1, p. 110–123, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.07.007>.

GUEDES, Carlos C. F. *et al.* Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. *In*: ANAIS DO CONGRESSO DA ABEQUA 2011. [S. l.: s. n.], 2011. Disponível em: [https://www.abequa.org.br/anais/ccfgLOE\\_Abequa\\_final.pdf](https://www.abequa.org.br/anais/ccfgLOE_Abequa_final.pdf).

GUEDES, C. C. F. *et al.* Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: the Ilha Comprida Barrier example, southeastern Brazil. **Marine Geology**, [s. l.], v. 285, n. 1–4, p. 1–16, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.04.005>.

GUEDES, Carlos Conforti Ferreira. **Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, estado de São Paulo**. 2009. Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2009. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-14102009-085840/publico/CCFG.pdf>.

GUEDES, Carlos Conforti Ferreira *et al.* Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. **Quaternary Research**, [s. l.], v. 88, n. 3, p. 369–381, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/qua.2017.79>.

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate conversion factors: update. **Ancient TL**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 5–8, 2011. Disponível em: <https://www.aber.ac.uk/en/media/departamental/dges/ancienttl/pdf/vol29no1/atl-issue29-1.pdf>.

HALLS, Joanne N.; FRISHMAN, Maria A.; HAWKES, Andrea D. An Automated Model to Classify Barrier Island Geomorphology Using Lidar Data and Change Analysis (1998–2014). **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 7, p. 1109, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs10071109>.

HEIN, Christopher J. *et al.* Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. **Sedimentology**, [s. l.], v. 60, n. 2, p. 469–502, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01348.x>.

HESP, Patrick A. *et al.* Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s. l.], v. 77, n. 3, p. 493–508, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/s0001-37652005000300010>.

HESP, P. A. Sand Beach Ridges: Definitions and Re-Definition. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 39, p. 72–75, 2006.

HESP, P. A. The beach backshore and beyond. *In*: SHORT, Andrew D. (org.). **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. [S. l.: s. n.], 1999. Disponível em: <http://ci.nii.ac.jp/ncid/BA4398926X>.

HORN FILHO, Norberto Olmiro. Coastal geology of the Holocene progradant plains of sandy beach ridges in Santa Catarina state, Southeastern Brazil. **Quaternary And Environmental Geosciences**, [s. l.], v. 12, n. 1, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.5380/abequa.v12i1.76121>.

HUBERT, John F. A Zircon-Tourmaline-Rutile Maturity Index and the Interdependence of the Composition of Heavy Mineral Assemblages with the Gross Composition and Texture of Sandstones. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 32, 1962. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74d70ce5-2b21-11d7-8648000102c1865d>.

IBANEZ, Delano M. *et al.* An integrated remote sensing and biomarker maturity parameter-based approach to trace petroleum migration in a complex fault zone lineament of the Brazilian Equatorial Margin. **Marine And Petroleum Geology**, [s. l.], v. 144, p. 105844, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105844>.



IRION, Georg; DE MORAIS, Jáder Onofre; BUNGENSTOCK, Friederike. Holocene and Pleistocene sea-level indicators at the coast of Jericoacoara, Ceará, NE Brazil. **Quaternary Research**, [s. l.], v. 77, n. 2, p. 251–257, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.10.007>.

ISLA, Manuel F. *et al.* Contrasting beach-ridge systems in different types of coastal settings. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s. l.], v. 48, n. 1, p. 47–71, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.5429>.

JAESCHKE, Andrea *et al.* Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. **Paleoceanography**, [s. l.], v. 22, n. 4, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006pa001391>.

JOHNSSON, Mark J. The system controlling the composition of clastic sediments. *In*: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS. [S. l.: s. n.], 1993. p. 1–20. Disponível em: <https://doi.org/10.1130/spe284-p1>.

KASSOUK, Zeineb *et al.* Monitoring coastal evolution and geomorphological processes using Time-Series remote sensing and geospatial analysis: application between Cape Serrat and Kef Abbed, northern Tunisia. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 16, n. 20, p. 3895, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs16203895>.

KENNEDY, D.M. Tectonic and Geomorphic Evolution of Estuaries and Coasts. *In*: ELSEVIER EBOOKS. [S. l.: s. n.], 2011. p. 37–59. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-374711-2.00103-0>.

KJERFVE, Björn. **Coastal lagoon processes**. Amsterdam: Elsevier, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0422-9894\(08\)x7001-1](https://doi.org/10.1016/s0422-9894(08)x7001-1).

KLEMAS, Victor. Beach Profiling and LIDAR Bathymetry: An Overview with case studies. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 277, p. 1019–1028, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-11-00017.1>.

KRUMBEIN, W. C. Size Frequency Distributions of Sediments. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 4, 1934. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/d4268eb9-2b26-11d7-8648000102c1865d>.

KRUMBEIN, William Christian; PETTIJOHN, F. J. **Manual of sedimentary petrography**. [S. l.: s. n.], 1938. Disponível em: <http://ci.nii.ac.jp/ncid/BA43811290>.

LEGAL. **Luminescence and Gamma Spectrometry Laboratory (LEGaL)**. [S. l.], 2025. Disponível em: <https://igc.usp.br/legal>. Acesso em: 23 out. 2025.

LEVIN. Tidal Inlet Evolution in the Mississippi River Delta Plain. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 9, n. 2, p. 473–493, 1993.

LIMA, Djenane Regia Maia De. **Análise dos sistemas geoambientais do Município de Icapuí, CE, a partir de geotecnologias**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2017. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/32138>.

LIMA *et al.* Neogene–Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. **Quaternary International**, [s. l.], v. 438A, p. 92–107, 2017.

LIMA, Carlos C.U. *et al.* Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 633, p. 98–114, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.026>.

LIRA, Cristina; TABORDA, Rui. Advances in Applied Remote Sensing to Coastal Environments Using Free Satellite Imagery. *In: REMOTE SENSING AND MODELING: ADVANCES IN COASTAL AND MARINE RESOURCES*. [S. l.: s. n.], 2014. p. 77–102. Disponível em: [https://doi.org/10.1007/978-3-319-06326-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-06326-3_4).

MAIA, Allison de Oliveira. **Reconstrução ambiental e evolução sedimentar da região costeira de Icapuí/CE por meio de processamento digital de imagens e análise de fácies**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2016. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/29997>.

MAIA, Rúbson Pinheiro; BEZERRA, Francisco Hilario Rego. INVERSÃO NEOTECTÔNICA DO RELEVO NA BACIA POTIGUAR, NORDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 15, n. 1, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i1.419>.

MANGE, Maria A.; MAURER, Heinz F. W. **Heavy minerals in colour**. London: Chapman and Hall, 1992. Disponível em: <http://ci.nii.ac.jp/ncid/BA1346828X>.

MANGE, Maria A.; WRIGHT. **Heavy minerals in use**. [S. l.: s. n.], 2007. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/book/9780444517531>.

MANHÃES, Marcelle Tostes. **Análise dos padrões deformacionais neotectônicos e restauração estrutural em afloramentos da formação barreiras na região de Icapuí (CE) - porção emersa da bacia potiguar**. 2025. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, [s. l.], 2025. Disponível em: <https://pantheon.ufrj.br/handle/11422/26086>.

MAROTTA *et al.* Strain rates estimated by geodetic observations in the Borborema Province, Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 58, p. 1–8, 2015.

MARTIN, Louis *et al.* Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário. **Boletim IG-USP Publicação Especial**, [s. l.], v. 0, n. 4, p. 01, 1986. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i4p01-161>.

MARTIN *et al.* Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on Angulo, R.J. and Lessa, G.C. "The Brazilian sea-level curves, a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions". **Marine Geology**, [s. l.], v. 150, p. 179–187, 1998.

MARTIN, Louis; DOMINGUEZ, José M. L.; BITTENCOURT, Abilio C. S. P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 101–124, 2003. Disponível em: <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010056872>.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim IG-USP Publicação Especial**, [s. l.], v. 0, n. 15, p. 01, 1993. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i15p01-186>.

MARTÍN-FERNÁNDEZ, J. A.; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN. Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation. **Mathematical Geology**, [s. l.], v. 35, n. 3, p. 253–278, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/a:1023866030544>.

MATOS, M. F. A. *et al.* Estimativa da taxa anual e sazonal do transporte longitudinal sedimentar na zona costeira do litoral oriental do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 21, n. 1, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1507>.

MATOS, Renato M. Darros. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In*: ATLANTIC RIFTS AND CONTINENTAL MARGINS. [S. l.: s. n.], 2000. p. 331–354. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/gm115p0331>.

MATOS-CARNEIRO *et al.* Dados espaciais LIDAR (Light Detection and Ranging) na caracterização geomorfológica do campo de dunas costeiras de Rio de Fogo, RN, Brasil. **Revista Geográfica de América Central**, [s. l.], p. 315–338, 2018.

MAUZ, B. *et al.* Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 121, p. 31–54, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.003>.

MAZZINI, P. L. F.; SCHETTINI, Carlos Augusto França. Avaliação de metodologias de interpolação espacial aplicadas a dados hidrográficos costeiros quase-sinóticos. **Brazilian Journal Of Aquatic Science And Technology**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 53, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.14210/bjast.v13n1.p53-64>.

MCBRIDE, Randolph A.; BYRNES, Mark R.; HILAND, Matteson W. Geomorphic response-type model for barrier coastlines: a regional perspective. **Marine Geology**, [s. l.], v. 126, n. 1–4, p. 143–159, 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00070-f](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00070-f).

MCLAREN. An interpretation of trends in grain size measurements. **Journal Of Sedimentary Petrology**, [s. l.], v. 51, n. 2, p. 611–624, 1981.

MCLAREN, Patrick; BOWLES, Donald. The effects of sediment transport on Grain-Size distributions. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 55, 1985. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/212f86fc-2b24-11d7-8648000102c1865d>.

MEIRELES, Antonio Jeovah de Andrade *et al.* Impactos ambientais decorrentes das atividades da carcinicultura ao longo do litoral cearense, nordeste do Brasil.

**Mercator - Revista de Geografia da UFC**, [s. l.], v. 6, n. 12, p. 83–106, 2007. Disponível em: <http://www.redalyc.org/pdf/2736/273620805008.pdf>.

MEIRELES, A. J. A. *et al.* Integração dos indicadores geoambientais de flutuações no nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, [s. l.], v. 4, n. 8, p. 109–134, 2005. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/1193>.

MEIRELES, A. J. A. **Mapeamento Geológico-Geomorfológico do Quaternário Costeiro de Icapuí, extremo leste do Estado do Ceará**. 1991. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco, [s. l.], 1991.

MEIRELES, A. J. A.; SANTOS, A. M. F. **Atlas de Icapuí**. Fortaleza: Editora Fundação Brasil Cidadão, 2012.

MEIRELES, Antonio Jeovah Andrade; SANTOS, Ana Maria Ferreira. Evolução Geomorfológica da Planície Costeira de Icapuí, Extremo Leste do Ceará, Nordeste do Brasil. **Geografia (Rio Claro)**, [s. l.], v. 36, n. 3, p. 519–533, 2011. Disponível em: <https://biblat.unam.mx/es/revista/geografia-rio-claro/articulo/evolucao-geomorfologica-da-planicie-costeira-de-icapui-extremo-leste-do-ceara-nordeste-do-brasil>.

MENESES; ALMEIDA; SANO. **Processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília, DF: Editora Universidade de Brasília, 2025.

MESQUITA, A. F. **Eolianitos e beachrocks no litoral oeste do Ceará: significado sedimentológico e neotectônico**. 2015. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Recursos Minerais) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2015.

MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: BIZZI, L. A. *et al.* (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, 2001. p. 87–165.

MORAIS *et al.* Ceará. In: PANORAMA DA EROSÃO COSTEIRA NO BRASIL. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente (MMA), 2018. p. 261–288.

MORAIS; MEIRELES. **Evidências de variações do NRM durante o quaternário no litoral leste do Ceará**. São Paulo, Brasil: 37o Congresso Brasileiro de Geologia, 1992.

MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L. S. The effect of semi-aridity and damming on sedimentary dynamics in estuaries-Northeastern region of Brazil. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 64, p. 1540–1544, 2011. Disponível em: <http://www.repositorio.ufc.br/handle/riufc/70155>.

MÖRNER, Nils Axel (org.). **Earth Rheology, Isostasy, and Eustasy**. [S. l.]: John Wiley & Sons, 1980.

MORTON, Andrew C. Heavy Minerals in Provenance Studies. *In*: PROVENANCE OF ARENITES. [S. l.: s. n.], 1985. p. 249–277. Disponível em: [https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6\\_12](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_12).

MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 90, n. 3–4, p. 241–256, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90041-8).

MORTON, Andrew C; HALLSWORTH, Claire R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 124, n. 1–4, p. 3–29, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00118-3).

MULITZA, Stefan *et al.* Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. **Paleoceanography**, [s. l.], v. 32, n. 6, p. 622–633, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2017pa003084>.

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 57–73, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s1350-4487\(99\)00253-x](https://doi.org/10.1016/s1350-4487(99)00253-x).

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 37, n. 4–5, p. 377–381, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/s1350-4487(03)00053-2).

NASCIMENTO JUNIOR, Daniel Rodrigues. **Evolução sedimentar holocênica do delta do Rio Tubarão, Santa Catarina**. 2010. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2010. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-26072011-145300/publico/DRNJ.pdf>.

NASCIMENTO JUNIOR, Daniel Rodrigues. **Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia-duna frontal de Ilha Comprida (SP)**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2006. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44140/tde-15032007-161706/publico/DRNJr.pdf>.

NASCIMENTO JUNIOR, Daniel Rodrigues; GIANNINI, Paulo Cesar Fonseca; TANAKA, Ana Paula Burgoa. Mudanças morfológicas da extremidade NE da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. **Geologia USP Série Científica**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 25–39, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.5327/z1519-874x2008000100003>.

NAUTON-FOURTEU, Martin; TYRRELL, Shane; MORTON, Andrew. Heavy mineral variations in mid-Carboniferous deltaic sandstones: Records of a pre-depositional sediment history?. **The Depositional Record**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 52–63, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/dep2.128>.

NIKOLAKOPOULOS, Konstantinos *et al.* Combination of Aerial, Satellite, and UAV Photogrammetry for Mapping the Diachronic Coastline Evolution: The Case of Lefkada Island. **ISPRS International Journal Of Geo-Information**, [s. l.], v. 8, n. 11, p. 489, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/ijgi8110489>.

NOVELLO, Valdir F. *et al.* Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 39, n. 23, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2012gl053936>.

NOVO, Evelyn M. L. de Moraes. **Sensoriamento remoto: Princípios e aplicações**. [S. l.]: Editora Blucher, 2010.

OERTEL, George F. Sediment Transport of Estuary Entrance Shoals and the Formation of Swash Platforms. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 42, 1972. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74d72658-2b21-11d7-8648000102c1865d>.

OKAMOTO. **Transporte de sedimentos e estado morfodinâmico da praia da Curva da Jurema, Vitória-ES**. 2009. Monografia (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Espírito Santo, [s. l.], 2009.

OLIVEIRA, Leticia Augusta Faria *et al.* Aplicação da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) como Subsídio aos Estudos de Capturas Fluviais Quaternárias: O Caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 19, n. 4, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i4.1341>.

OLIVEIRA *et al.* Architectural framework of the NW border of the onshore Potiguar Basin (NE Brazil): an aeromagnetic and gravity based approach. **Journal Of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 88, p. 700–714, 2017.

OLIVEIRA, Mariana Monteiro Navarro De. **Aspectos morfológicos e sedimentares associados à dinâmica do litoral oeste de Icapuí, Ceará**. 2012. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2012. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/7200>.

OLIVEIRA. **Caracterização morfológica e sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira adjacente aos municípios de Fortim, Aracati e Icapuí, CE.** 2009. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. l.], 2009.

OLIVEIRA, Paulo E; BARRETO, Alcina Magnólia Franca; SUGUIO, Kenitiro. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, [s. l.], v. 152, n. 3–4, p. 319–337, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(99\)00061-9](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(99)00061-9).

OLIVEIRA JUNIOR; GOMES; ROCHA. Impactos ambientais da carcinicultura em ambientes costeiros: avaliação a partir de análise bibliométrica. **Revista de Geociências do Nordeste**, [s. l.], v. 7, n. 2, p. 193–201, 2021.

OLIVEIRA JÚNIOR, Marcos Antonio Cavalcante; GOMES, Érico Rodrigues; ROCHA, Glairton Cardoso. Impactos ambientais da carcinicultura em ambientes costeiros: avaliação a partir de análise bibliométrica. **Revista de Geociências do Nordeste**, [s. l.], p. 193–201, 2021. Disponível em: <https://periodicos.ufrn.br/revistadoregne/article/view/23928>.

OTVOS, Ervin G. Beach ridges — definitions and significance. **Geomorphology**, [s. l.], v. 32, n. 1–2, p. 83–108, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(99\)00075-6](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(99)00075-6).

OTVOS, Ervin G. Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. **Geomorphology**, [s. l.], v. 139–140, p. 39–52, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.037>.

PELTIER, W. R. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. **Geological Society London Special Publications**, [s. l.], v. 146, n. 1, p. 1–29, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.146.01.01>.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, Paul Edwin; SIEVER, Raymond. Introduction and Source Materials. In: SAND AND SANDSTONE. [S. l.: s. n.], 1987. p. 1–21. Disponível em: [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5_1).

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. [S. l.]: Springer Science & Business Media, 2012.

PIENAAR, Marc; WOODBORNE, Stephan; WADLEY, Lyn. Optically stimulated luminescence dating at Rose Cottage Cave. **South African Journal Of Science**, [s. l.], v. 104, p. 65–70, 2008. Disponível em: <https://journals.co.za/doi/abs/10.10520/EJC96762>.

PINHEIRO; MEDEIROS. **Sedimentologia e evolução da planície de maré da região de Icapuí-CE.** 2021. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2021.

PINHEIRO; MORAIS; MAIA. The Beaches of Ceará. *In*: SHORT; KLEIN (org.). **Brazilian Beach Systems**. Suíça: Springer, 2016. p. 175–199.

POLIZEL, Silvia Palotti; ROSSETTI, Dilce. Caracterização morfológica do Delta do Rio Doce (ES) com base em análise multissensor. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 15, n. 2, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i2.530>.

POSIT TEAM. **RStudio: Integrated Development Environment for R**. [S. l.]: Posit Software, PBC, 2025. Disponível em: <https://posit.co/>.

PRESCOTT, J.R.; HUTTON, J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 23, n. 2–3, p. 497–500, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8).

PSUTY, Norbert P. Beach-ridge Development in Tabasco, Mexico. **Annals Of The Association Of American Geographers**, [s. l.], v. 55, n. 1, p. 112–124, 1965. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1965.tb00509.x>.

PUCINO, Nicolas *et al.* Citizen science for monitoring seasonal-scale beach erosion and behaviour with aerial drones. **Scientific Reports**, [s. l.], v. 11, n. 1, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41598-021-83477-6>.

PYE, K.; TSOAR, H. The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel. **Geological Society London Special Publications**, [s. l.], v. 35, n. 1, p. 139–156, 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.035.01.10>.

QGIS DEVELOPMENT TEAM. **QGIS Geographic Information System**. [S. l.]: Open Source Geospatial Foundation Project, 2028. Disponível em: <https://qgis.org>.  
R CORE TEAM. **R: A Language and Environment for Statistical Computing**. [S. l.]: R Foundation for Statistical Computing, 2025. Disponível em: <https://www.R-project.org>.

RIOS, V. P. L. **Reativação tectônica e arquitetura deposicional do sistema de Ilhas Barreiras da Bacia potiguar**. 2014. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia do Petróleo) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. l.], 2014.

ROCHA, Thais Baptista *et al.* Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) nas cristas de praia do Delta do Rio Paraíba do Sul (RJ): considerações sobre a evolução geomorfológica entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 20, n. 3, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1620>.



SALLUN, Alethéa Ernandes Martins *et al.* Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Brazilian Journal Of Geology**, [s. l.], v. 37, n. 2, p. 402–413, 2007. Disponível em: <http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/article/download/7800/976>.

SALOMÃO. **Análise faciológica da planície de Maré de Icapuí (CE)**. 2018. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2018.

SANTOS. **Geotecnologias para a gestão pública: uma aplicação em Icapuí, CE**. 2014. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2014.

SANTOS; GUEDES; ETCHEBEHERE. Análise neotectônica do Pontal do Paranapanema (SP) mediante aplicação de parâmetros fluviomorfométricos. **Geociências**, [s. l.], v. 30, n. 4, p. 491–507, 2011.

SAPKALE, J. B. *et al.* Dynamic Changes in Coastal geomorphology of Shiroda Coasts, using remote sensing and GIS: An approach to climate change and coastal Disaster risk. **Disaster Advances**, [s. l.], v. 16, n. 12, p. 20–32, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.25303/1612da020032>.

SAWAKUCHI, A. O. *et al.* Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the quaternary?. **Brazilian Journal Of Geology**, [s. l.], v. 41, n. 01, 2016. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/bjgeo/a/pLch4dyJxj6KkjNZQskgy9G/?lang=en>.

SAWAKUCHI, A.O. *et al.* Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. **Quaternary Geochronology**, [s. l.], v. 13, p. 92–102, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.07.002>.

SAWAKUCHI, A.O. *et al.* The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 27, n. 21–22, p. 2076–2090, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.020>.

SAWAKUCHI, A.O. *et al.* Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. **Quaternary Geochronology**, [s. l.], v. 6, n. 2, p. 261–272, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.11.002>.

SHAW, L. *et al.* Comparison of UAV Lidar and imagery for beach monitoring. **The International Archives Of The Photogrammetry, Remote Sensing And Spatial Information Sciences**, [s. l.], v. XLII-2/W13, p. 589–596, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-xxlii-2-w13-589-2019>.

SILVA, C. G. **Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil**. 1991. PhD Thesis - Duke University, [s. l.], 1991.

SILVA. **Manguezal do Estuário Barra Grande em Icapuí-CE: Da degradação ao processo de recuperação e mudança de atitude**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2012.

SILVA, Rhaiane Rodrigues Da *et al.* Mapeamento LIDAR nas falésias costeiras do Leste Cearense (Nordeste do Brasil). **Geociências**, [s. l.], v. 39, n. 2, p. 463–479, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i2.14580>.

SILVA FILHO, Wellington Ferreira Da. **Domínios morfoestruturais da Plataforma Continental do Estado do Ceará**. 2004. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, [s. l.], 2004.

SILVA FILHO *et al.* Estruturas rasas na margem equatorial ao largo do nordeste brasileiro, Estado do Ceará, análise de relevo e anomalias gravimétricas residuais. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 25, p. 65–77, 2007.

SILVA, Ana Nobre; LIRA, Cristina Ponte. Editorial on Remote Sensing Application in Coastal Geomorphology and Processes. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 15, n. 9, p. 2396, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs15092396>.

SILVA NETO, Cláudio Ângelo Da. **Avaliação da influência de canais de maré na dinâmica costeira em Icapuí (CE) através de sensores remotos óticos**. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2019. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/47642>.

SILVA NETO, Cláudio Ângelo *et al.* Caracterização dos setores erosivos e deposicionais da Linha de Costa de Icapuí (CE) com base em produtos de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 143–155, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.1.p143-155>.

SILVA NETO, C. A. *et al.* Using Sentinel-2 Images to Geomorphological Characterization of Coastal Environments: a Study Case in the Coastal Plain of Icapuí, Northeast Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências**, [s. l.], v. 42, n. 4, p. 118–138, 2019. Disponível em: [https://doi.org/10.11137/2019\\_4\\_118\\_138](https://doi.org/10.11137/2019_4_118_138).

SILVEIRA. **Fatores controladores da Assembleia de minerais pesados nas areias da planície costeira de Icapuí**. 2022. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2022.

SOUSA, Debora do Carmo. **Litoestratigrafia e deformação cenzóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. 2002. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. l.], 2002. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/items/4ca63472-3588-4999-968b-5215ec80f8f9>.

SOUSA, Debora Carmo; JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz; ANTUNES, Alex Francisco. Deformação neógena e suas implicações na estruturação dos campos de petróleo na região de Icapuí-Ponta Grossa (CE), bacia potiguar emersa. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 38, n. 2, p. 97–110, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382s97110>.

SOUZA, Wallason Farias De. **Sensoriamento remoto e SIG aplicados à análise da evolução espaçotemporal da Linha de costa do município de Icapuí, Ceará - Brasil**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Ceará, [s. l.], 2016. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/18795>.

SOUZA, Ana Cláudia Medeiros; DA SILVA, Márcia Regina Farias; DA SILVA DIAS, Nildo. Gestão de recursos hídricos: o caso da Bacia Hidrográfica Apodi/Mossoró (RN). **Irriga**, [s. l.], v. 1, n. 01, p. 280, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.15809/irriga.2012v1n01p280>.

SPIGAI. **A utilização das fotografias aéreas multitemporais na avaliação preliminar e sua potencial contribuição na reconstrução histórica da área em estudo**. 2022. Trabalho de Conclusão de Curso (MBA) - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2022. Disponível em: <https://bdta.abcd.usp.br/item/003091379>.

STATTEGGER, K.; CALDAS, Lhdo; VITAL, H. Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], 2006. Disponível em: <http://eprints.uni-kiel.de/16023/>.

STUTE, M. *et al.* Cooling of Tropical Brazil (5°C) During the Last Glacial Maximum. **Science**, [s. l.], v. 269, n. 5222, p. 379–383, 1995. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.269.5222.379>.

SUGUIO, Kenitiro *et al.* Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], p. 273–286, 1985. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985273286>.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. [S. l.]: Oficina de Textos, 2017.

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*: MEIS, M. R.; TESSLER, M. G. (org.). **Atas do Quarto Simpósio do Quaternário no Brasil**. Rio de Janeiro: CTCQ-SBG, 1982. p. 93–116.

SWAN; CLAGUE; LUTERNAUER. Grain-Size Statistics I: Evaluation of the Folk and Ward Graphic Measures. **Journal Of Sedimentary Research**, [s. l.], v. 48, p. 863–878, 1978. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/212f7595-2b24-11d7-8648000102c1865d>.

TAMURA, Toru. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 114, n. 3–4, p. 279–297, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>.

TAYLOR; STONE. Beach-Ridges: A Review. **Journal Of Coastal Research**, [s. l.], v. 12, p. 612–621, 1996.

TESTA, Viviane; BOSENCE, Dan W. J. Carbonate-siliciclastic sedimentation on a high-energy, ocean-facing, tropical Ramp, NE Brazil. **Geological Society London Special Publications**, [s. l.], v. 149, n. 1, p. 55–71, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.149.01.05>.

TOLOSANA-DELGADO, Raimon. Uses and misuses of compositional data in sedimentology. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 280, p. 60–79, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.005>.

TRENHAILE, A S. **Coastal Dynamics and Landforms**. [S. l.: s. n.], 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1093/oso/9780198233534.001.0001>.

TSOAR, H.; PYE, K. Dust transport and the question of desert loess formation. **Sedimentology**, [s. l.], v. 34, n. 1, p. 139–153, 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00566.x>.

UDDEN, J. A. Mechanical composition of clastic sediments. **Geological Society Of America Bulletin**, [s. l.], v. 25, n. 1, p. 655–744, 1914. Disponível em: <https://doi.org/10.1130/gsab-25-655>.

UTIDA, Giselle *et al.* Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 250, p. 106655, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106655>.

UTIDA, Giselle *et al.* Spatiotemporal Intertropical Convergence Zone dynamics during the last 3 millennia in northeastern Brazil and related impacts in modern human history. **Climate Of The Past**, [s. l.], v. 19, n. 10, p. 1975–1992, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-19-1975-2023>.

UTIDA, Giselle *et al.* Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. **Scientific Reports**, [s. l.], v. 9, n. 1, p. 1698, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38003-6>.

VARGAS, Ruan *et al.* Low-cost mapping of coastal geomorphology by remote sensing in Angels Cove, Arraial do Cabo, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 24, n. 4, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbgeomorfologia.v24i4.2416>.

VASCONCELOS *et al.* Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 751, p. 23–40, 2019.

VASCONCELOS, David Lino. **Indicadores do nível relativo do mar e evolução costeira durante o Holoceno Tardio no litoral oeste do Ceará, NE do Brasil**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. l.], 2013.

VEIGA *et al.* Padrões de transporte de sedimentos baseado em três programas geradores de vetores de tendência. **Boletim Paranaense de Geociências**, [s. l.], v. 57, p. 75–87, 2005.

VERHAEGEN, J.; WELTJE, G.J.; MUNSTERMAN, D.K. Workflow for analysis of compositional data in sedimentary petrology: provenance changes in sedimentary basins from spatio-temporal variation in heavy-mineral assemblages. **Geological Magazine**, [s. l.], v. 156, n. 07, p. 1111–1130, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/s0016756818000584>.

VITAL, H. *et al.* Interactions of sea level and tectonics on largescale bedforms preserved on a tropical shelf: the Rio Grande do Norte shelf, northeastern Brazil. *In*: SECOND CONFERENCE IGCP464. Cacanéia: [s. n.], 2002.

WATRIN; VALÉRO FILHO; SANTOS (org.). **Transformação por componentes principais e por descortelamento de bandas aplicadas à caracterização de feições da paisagem do nordeste paraense**. Salvador: 8o Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1996.

WENTWORTH, Chester K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal Of Geology**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922. Disponível em: <https://doi.org/10.1086/622910>.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 41, n. 4, p. 369–391, 2006. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448705003227>.

XIMENES NETO, Antonio Rodrigues *et al.* Late holocene progradation in a mixed siliciclastic-carbonate beach ridges system, Northeast Brazil. **Regional Studies In Marine Science**, [s. l.], v. 69, p. 103295, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.103295>.

XIMENES NETO, Antonio Rodrigues *et al.* Spatial distribution and deposits of cliffs along the Brazilian semi-arid coast. **Geomorphology**, [s. l.], v. 466, p. 109451, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109451>.

XIMENES NETO, A. R. *et al.* Terraço Marinho entre Barreiras de Baixo e Tibau - Aspectos Genéticos e Morfológicos. **Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS)**, [s. l.], v. 21, n. 2, p. 381–392, 2019. Disponível em: <https://rcgs.uvanet.br/index.php/RCGS/article/view/495>.

ZHANG, Yancheng *et al.* Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. **Earth And Planetary Science Letters**, [s. l.], v. 432, p. 493–500, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.054>.

ZULAR, André *et al.* Attaining provenance proxies from OSL and TL sensitivities: Coupling with grain size and heavy minerals data from southern Brazilian coastal sediments. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 81, p. 39–45, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.04.010>.

ZULAR, André *et al.* Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Marine Geology**, [s. l.], v. 335, p. 64–77, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.006>.

ZULAR, André *et al.* The effects of mid-Holocene fluvio-eolian interplay and coastal dynamics on the formation of dune-dammed lakes in NE Brazil. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 196, p. 137–153, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.022>.

ZULAR, André. **Variações da zona de convergência intertropical e do nível relativo do mar durante o Quaternário tardio registradas em depósitos eólicos do Nordeste e Norte do Brasil**. 2016. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2016. Disponível em: [http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-30032017-091337/publico/ZULAR\\_Biblioteca.pdf](http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-30032017-091337/publico/ZULAR_Biblioteca.pdf).

**APÊNDICE 1 – PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO  
GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE CORDÕES LITORÂNEOS ANTIGOS  
(C) E PRAIA ATUAL (N), RETRATANDO OS 3 MOMENTOS DE PEARSON (PHI)**

<b>Código</b>	<b>X (m)</b>	<b>Y (m)</b>	<b>Diâmetro Médio</b>	<b>Grau de Seleção</b>	<b>Assimetria</b>
C1	690150,544	9473708,946	3,201	0,525	-0,209
C2	690026,043	9473675,39	3,175	0,521	-0,140
C3	689877,597	9473640,52	2,765	0,587	-0,043
C4	688696,319	9475729,253	3,133	0,518	0,062
C5	688547,019	9475729,457	3,336	0,516	-0,789
C6	688449,298	9475631,565	2,778	0,612	-0,085
C7	688429,038	9475556,702	2,887	0,589	-0,078
C8	687643,16	9476410,47	2,434	0,629	0,291
C9	686107,735	9478842,171	3,371	0,493	-0,809
C10	686054,387	9478794,704	3,269	0,551	-0,689
C11	686023,769	9478758,199	3,318	0,561	-1,230
C12	685930,039	9478630,777	3,191	0,574	-0,575
C13	685797,743	9478423,29	3,073	0,495	0,356
C14	685742,09	9478317,839	3,228	0,627	-1,242
C15	686725,857	9478317,476	3,302	0,516	-0,588
C16	686722,733	9478234,279	3,463	0,451	-1,216
C17	686667,217	9478159,906	3,373	0,502	-0,927
C18	686612,248	9478083,777	3,327	0,498	-0,520
C19	686481,65	9477891,629	3,345	0,502	-0,710
C20	686458,614	9477854,196	3,324	0,499	-0,523
C21	686422,783	9477793,014	3,229	0,567	-0,698
C22	686365,9	9477708,71	3,208	0,642	-1,269
C23	686340,689	9477669,364	3,175	0,771	-1,677
C24	687234,103	9477690,723	3,396	0,498	-1,064
C25	687170,61	9477606,773	3,080	0,628	-0,477
C26	687079,42	9477436,682	3,333	0,547	-1,005
C27	686976,794	9477369,52	3,266	0,532	-0,557
C28	686919,681	9477308,305	3,257	0,582	-0,957
C29	686885,603	9477223,476	3,197	0,567	-0,582
C30	684528,862	9478262,932	1,765	0,468	0,131
C31	684123,141	9478242,979	2,135	0,640	-0,276
C32	683460,781	9478341,97	2,367	0,588	-0,602
C33	683280,495	9478982,801	2,206	0,605	-0,546
C34	683567,518	9478823,85	2,157	0,554	-0,131
C35	682655,468	9479580,812	2,521	0,552	-0,136
C36	682688,171	9479640,289	2,784	0,642	-0,076
C37	682715,912	9479699,294	2,886	0,648	-0,254

C38	682776,981	9479810,81	3,050	0,731	-0,640
C39	682796,359	9479851,466	3,553	0,402	-2,137
C40	682046,444	9480265,594	3,545	0,408	-2,043
C41	682017,484	9480170,404	3,453	0,479	-1,434
C42	681959,512	9480090,022	3,429	0,513	-1,522
C43	681931	9480034	3,325	0,540	-0,906
C44	681783,052	9479871,869	2,520	0,913	0,067
C45	681841,914	9479900,951	2,498	0,891	0,310
C46	681853,646	9480023,607	2,938	0,746	-0,414
C47	681092,326	9480973,638	3,561	0,386	-2,035
C48	681061,814	9480920,968	3,525	0,412	-1,642
C49	681047,582	9480895,408	3,579	0,373	-2,353
C50	681030,648	9480749,177	3,461	0,496	-1,823
C51	680993,762	9480592,479	3,531	0,408	-1,704
C52	679771,234	9482129,734	3,153	0,806	-1,284
C53	679741,098	9482039,634	3,032	0,896	-1,031
C54	679713,223	9481892,679	3,360	0,537	-1,231
C55	679667,556	9481803,354	3,452	0,511	-1,815
C56	679640,361	9481755,059	3,501	0,425	-1,373
C57	679479,556	9481281,897	2,396	0,636	-0,111
C58	679572,247	9481506,458	3,365	0,522	-1,025
C59	678257,6	9482417,436	3,076	0,794	-0,771
C60	678236,054	9482344,108	3,551	0,404	-2,111
C61	678252,974	9482268,685	3,480	0,448	-1,464
C62	678233,868	9482194,63	3,517	0,424	-1,691
C63	678215,143	9482143,907	3,429	0,483	-1,352
C64	678194,798	9482086,058	3,499	0,438	-1,660
C65	678688,224	9482431,179	3,174	0,636	-0,839
C66	678669,34	9482336,902	3,243	0,527	-0,434
C67	680176,65	9480996,097	3,524	0,428	-1,919
C68	680237,772	9481126,002	3,519	0,429	-1,845
C69	680287,688	9481175,767	3,354	0,532	-1,040
C70	680341,124	9481318,047	3,219	0,515	-0,179
C71	680498,09	9481485,211	3,036	1,069	-1,701
C72	681654,871	9481658,6	2,507	0,910	-0,473
C73	681600,759	9481583,08	1,642	0,374	-1,267
C74	681518,867	9481719,233	3,102	0,667	-1,095
C75	681468,138	9481637,63	1,567	0,463	-0,842
C76	681192,026	9481764,178	1,481	0,478	-1,068
C77	681249,125	9481846,423	3,462	0,454	-1,323
C78	680911,53	9481870,429	1,085	0,537	0,316
C79	680966,92	9481957,414	2,159	0,909	-0,179
C80	680661,528	9481990,598	1,262	0,741	0,543
C81	680729,681	9482068,223	1,799	1,003	0,538



C82	680542,932	9482101,475	1,646	0,900	0,888
C83	680575,488	9482142,557	1,580	0,934	0,990
C84	680154,509	9482227,681	1,756	0,947	0,689
C85	680171,123	9482265,791	1,843	1,037	0,605
C86	680147,779	9480915,201	2,741	0,783	-0,044
C87	679970,903	9482200,432	1,983	1,109	0,359
C88	679970,648	9482136,866	2,760	0,805	-0,639
C89	678674,982	9482230,801	3,428	0,468	-1,043
C90	678664,798	9482177,207	3,339	0,510	-0,784
C91	678660,082	9482123,693	3,556	0,402	-2,222
C92	678629,939	9482049,292	3,549	0,407	-2,132
C93	678595,013	9481987,023	3,574	0,380	-2,330
C94	683758,276	9478298	2,139	0,574	-0,131
C95	681244,359	9480113,231	2,869	0,561	-0,030
C96	682623,31	9479524,886	2,596	0,423	-0,928
C97	681035,838	9480636,389	3,349	0,533	-1,014
C98	681097,563	9480788,698	2,977	0,619	-0,288
C99	680829,48	9481357,97	2,323	1,323	-0,206
C100	680922,577	9481544,471	1,672	0,508	0,520
C101	681187,992	9481313,432	1,470	0,545	-0,152
C102	680642,474	9481666,801	1,402	0,855	0,897
C103	680507,496	9481890,969	0,979	0,470	1,268
C104	687977,629	9476892,98	3,312	0,521	-0,700
C105	687936,577	9476823,888	3,467	0,460	-1,415
C106	687841,263	9476737,168	3,143	0,610	-0,567
C107	687752,024	9476576,365	3,412	0,513	-1,372
C108	687550,264	9476332,729	3,004	0,608	-0,272
N25	682079,1	9481574,197	0,604	0,540	1,376
N27	681207,256	9481993,18	3,599	0,382	-3,265
N28	680715,104	9482182,31	3,062	1,149	-1,374
N29	680272,21	9482331,637	1,141	1,283	1,172
N30	679751,834	9482474,603	1,470	1,188	0,563
N31	679277,285	9482526,973	3,582	0,543	-4,758
N32	678800,177	9482602,217	1,287	1,500	0,733
N1	690851,516	9474016,537	2,961	1,039	-1,019
N2	690673,433	9474476,303	3,442	0,562	-2,563
N3	690460,604	9474938,52	3,432	0,579	-2,203
N4	690237,442	9475366,934	3,118	1,010	-1,668
N5	689959,741	9475799,844	3,269	0,887	-2,125
N6	689670,04	9476220,315	3,436	0,712	-3,024
N7	689383,591	9476595,704	3,312	0,900	-2,402
N8	689062,556	9476994,553	3,343	0,778	-2,590
N9	688701,055	9477359,509	3,304	0,853	-2,559
N10	688321,286	9477678,511	3,031	1,247	-1,598

N11	687945,791	9478001,995	3,154	0,970	-1,868
N12	687600,678	9478355,274	2,891	1,260	-1,318
N13	687269,155	9478704,221	3,250	0,906	-2,199
N14	686925,836	9479084,036	2,958	1,095	-1,197
N15	686571,004	9479422,666	3,039	0,990	-1,442
N16	686198,276	9479765,459	2,789	1,131	-0,890
N17	685847,582	9480110,382	2,540	1,306	-0,670
N18	685468,751	9480427,297	2,433	1,306	-0,428
N19	685049,722	9480735,743	2,423	1,267	-0,562
N20	684609,795	9480980,85	2,963	0,955	-1,440
N21	684156,482	9481173,594	2,120	1,246	-0,165
N22	683680,85	9481323,082	1,560	1,242	0,649
N23	683165,771	9481317,187	2,926	0,925	-1,499
N24	682410,997	9481433,204	0,792	0,548	3,591
N26	681645,752	9481784,078	1,170	1,263	1,225
N33	678319,058	9482691,391	3,599	0,436	-4,280

## APÊNDICE 2 – CONTAGEM BRUTA DOS MINERAIS PESADOS NAS AMOSTRAS ANALISADAS

Código	Alt	And	Bt	Czo	Cpx	Ep	Grt	Hbl	Hyp	Ky	Rt	Sil	St	Ttn	Tr	Tur	Zrn	OPA	MPT	MPTNM
N1	8	0	68	11	5	13	7	150	0	6	3	20	19	0	10	5	16	49	341	273
N3	10	1	55	7	2	23	6	146	0	0	2	27	15	0	5	5	21	45	325	270
N5	13	4	62	13	7	16	8	138	0	5	0	22	14	0	8	4	26	48	340	278
N7	11	3	71	18	3	9	7	139	0	7	2	28	16	0	9	6	33	50	362	291
N9	19	0	89	19	4	18	3	127	0	0	1	21	11	0	7	3	22	41	344	255
N11	12	5	94	12	6	15	6	135	0	2	0	15	17	0	6	3	20	35	348	254
N13	17	0	99	21	2	10	9	133	0	6	1	8	11	0	8	2	18	38	345	246
N15	21	4	75	17	1	11	10	132	0	0	0	16	14	0	5	4	15	44	325	250
N17	12	3	81	32	1	17	2	129	0	4	2	13	16	2	7	6	14	49	341	260
N19	15	5	86	23	2	18	8	117	0	0	0	15	12	2	9	5	11	54	328	242
N21	22	0	108	19	4	22	5	115	0	0	0	14	10	1	7	3	13	46	343	235
N23	31	4	94	10	3	12	3	103	0	1	0	12	9	0	10	5	9	34	306	212
N25	20	3	82	22	2	11	7	125	0	4	0	11	12	2	9	2	18	39	330	248
N27	21	0	78	20	1	15	8	129	0	6	3	5	13	0	3	3	26	41	331	253
N29	19	2	60	14	1	9	6	136	0	3	2	10	17	2	1	5	31	45	318	258
N31	13	0	69	23	3	16	9	139	0	5	1	21	21	5	4	7	34	40	370	301
N33	8	0	61	19	4	13	7	145	0	2	3	22	14	4	3	8	41	46	354	293
C89	15	3	47	4	14	16	7	225	1	0	5	13	4	0	9	17	20	17	400	353
C90	9	2	43	7	12	11	6	147	0	5	7	17	3	2	7	14	31	13	323	280
C91	14	2	55	9	11	17	8	128	2	2	9	15	5	0	5	12	34	11	328	273
C92	6	0	64	9	16	14	6	163	2	0	7	34	3	2	0	19	24	16	369	305
C93	15	5	41	5	11	16	9	212	2	3	8	26	5	0	6	16	21	15	401	360
C94	5	0	56	3	15	17	16	90	0	3	14	27	1	0	6	27	49	28	329	273
C95	8	4	55	10	9	15	10	141	0	4	6	15	4	0	10	11	45	14	347	292
C96	17	3	49	8	7	14	14	45	1	1	19	28	5	3	0	31	51	51	296	247
C97	6	4	42	3	9	18	8	211	0	4	6	17	3	0	4	10	19	14	364	322

C98	4	0	69	8	8	10	7	180	1	2	8	14	4	0	11	7	22	17	355	286
C99	19	6	33	11	10	13	6	173	1	4	10	14	2	1	4	11	31	16	349	316
C100	7	0	41	5	7	11	11	164	2	4	16	17	4	0	7	6	33	23	335	294
C101	11	6	38	6	6	29	5	187	0	0	5	11	12	2	0	9	45	15	372	334
C102	6	4	61	5	8	27	3	109	3	2	4	29	2	2	8	23	29	17	325	264
C104	15	6	26	4	7	17	8	202	1	3	9	14	3	0	5	21	28	13	369	343
C105	11	2	37	4	5	18	7	138	2	2	6	14	4	1	10	8	42	14	311	274
C106	9	3	33	8	6	11	9	157	0	6	7	35	6	0	0	24	54	4	368	335
C107	15	5	47	7	8	36	7	165	0	0	5	16	6	1	8	9	28	9	363	316
C108	13	6	43	0	10	31	8	150	1	3	6	28	7	1	11	7	44	11	369	326
Depósitos pós- Barreiras	18	8	9	8	0	9	16	15	0	6	19	11	20	2	0	32	58	121	231	222
Formação Barreiras	9	6	6	0	1	4	10	9	0	15	24	15	27	1	1	44	72	139	244	238
Formação Tibau	0	5	12	0	2	6	20	10	2	8	20	11	33	2	1	28	64	137	224	212
Areias da Plataforma Continental	5	4	16	0	7	11	21	19	2	14	18	28	35	4	4	37	78	90	303	287
Areias do Rio Apodi- Mossoró	12	5	15	3	4	13	24	33	1	11	14	36	25	3	2	41	69	86	311	296

### APÊNDICE 3 – CONTAGEM BRUTA DOS MINERAIS PESADOS NAS AMOSTRAS ANALISADAS TRANSFORMADA EM LOG

Amostra	Alt	And	Bt	Czo	Cpx	Ep	Grt	Hbl	Hyp	Ky	Rt	Sil	St	Ttn	Tr	Tur	Zrn	OPA	MPT	MPTNM
N1	1,90	1,00	2,83	2,04	1,70	2,11	1,85	3,18	1,00	1,78	1,48	2,30	2,28	1,00	2,00	1,70	2,20	2,60	2,69	3,53
N3	2,00	1,00	2,74	1,85	1,30	2,36	1,78	3,16	1,00	1,00	1,30	2,43	2,18	1,00	1,70	1,70	2,32	2,40	2,65	3,51
N5	2,11	1,60	2,79	2,11	1,85	2,20	1,90	3,14	1,00	1,70	1,00	2,34	2,15	1,00	1,90	1,60	2,41	2,70	2,68	3,53
N7	2,04	1,48	2,85	2,26	1,48	1,95	1,85	3,14	1,00	1,85	1,30	2,45	2,20	1,00	1,95	1,78	2,52	2,71	2,70	3,56
N9	2,28	1,00	2,95	2,28	1,60	2,26	1,48	3,10	1,00	1,00	1,00	2,32	2,04	1,00	1,85	1,48	2,34	2,69	2,61	3,54
N11	2,08	1,70	2,97	2,08	1,78	2,18	1,78	3,13	1,00	1,30	1,00	2,18	2,23	1,00	1,78	1,48	2,30	2,63	2,54	3,54
N13	2,23	1,00	3,00	2,32	1,30	2,00	1,95	3,12	1,00	1,78	1,00	1,90	2,04	1,00	1,90	1,30	2,26	2,73	2,58	3,54
N15	2,32	1,60	2,88	2,23	1,00	2,04	2,00	3,12	1,00	1,00	1,00	2,20	2,15	1,00	1,70	1,60	2,18	2,68	2,64	3,51
N17	2,08	1,48	2,91	2,51	1,00	2,23	1,30	3,11	1,00	1,60	1,30	2,11	2,20	1,30	1,85	1,78	2,15	2,79	2,69	3,53
N19	2,18	1,70	2,93	2,36	1,30	2,26	1,90	3,07	1,00	1,00	1,00	2,18	2,08	1,30	1,95	1,70	2,04	2,75	2,73	3,52
N21	2,34	1,00	3,03	2,28	1,60	2,34	1,70	3,06	1,00	1,00	1,00	2,15	2,00	1,00	1,85	1,48	2,11	2,72	2,66	3,54
N23	2,49	1,60	2,97	2,00	1,48	2,08	1,48	3,01	1,00	1,00	1,00	2,08	1,95	1,00	2,00	1,70	1,95	2,77	2,53	3,49
N25	2,30	1,48	2,91	2,34	1,30	2,04	1,85	3,10	1,00	1,60	1,00	2,04	2,08	1,30	1,95	1,30	2,26	2,79	2,59	3,52
N27	2,32	1,00	2,89	2,30	1,00	2,18	1,90	3,11	1,00	1,78	1,48	1,70	2,11	1,00	1,48	1,48	2,41	2,71	2,61	3,52
N29	2,28	1,30	2,78	2,15	1,00	1,95	1,78	3,13	1,00	1,48	1,30	2,00	2,23	1,30	1,00	1,70	2,49	2,62	2,65	3,50
N31	2,11	1,00	2,84	2,36	1,48	2,20	1,95	3,14	1,00	1,70	1,00	2,32	2,32	1,70	1,60	1,85	2,53	2,72	2,60	3,57
N33	1,90	1,00	2,79	2,28	1,60	2,11	1,85	3,16	1,00	1,30	1,48	2,34	2,15	1,60	1,48	1,90	2,61	2,60	2,66	3,55
C89	2,18	1,48	2,67	1,60	2,15	2,20	1,85	3,35	1,00	1,00	1,70	2,11	1,60	1,00	1,95	2,23	2,30	2,66	2,23	3,60
C90	1,95	1,30	2,63	1,85	2,08	2,04	1,78	3,17	1,00	1,70	1,85	2,23	1,48	1,30	1,85	2,15	2,49	2,64	2,11	3,51
C91	2,15	1,30	2,74	1,95	2,04	2,23	1,90	3,11	1,30	1,30	1,95	2,18	1,70	1,00	1,70	2,08	2,53	2,65	2,04	3,52
C92	1,78	1,00	2,81	1,95	2,20	2,15	1,78	3,21	1,30	1,00	1,85	2,53	1,48	1,30	1,00	2,28	2,38	2,54	2,20	3,57
C93	2,18	1,70	2,61	1,70	2,04	2,20	1,95	3,33	1,30	1,48	1,90	2,41	1,70	1,00	1,78	2,20	2,32	2,67	2,18	3,60
C94	1,70	1,00	2,75	1,48	2,18	2,23	2,20	2,95	1,00	1,48	2,15	2,43	1,00	1,00	1,78	2,43	2,69	2,51	2,45	3,52
C95	1,90	1,60	2,74	2,00	1,95	2,18	2,00	3,15	1,00	1,60	1,78	2,18	1,60	1,00	2,00	2,04	2,65	2,65	2,15	3,54
C96	2,23	1,48	2,69	1,90	1,85	2,15	2,15	2,65	1,00	1,00	2,28	2,45	1,70	1,48	1,00	2,49	2,71	2,60	2,71	3,47
C97	1,78	1,60	2,62	1,48	1,95	2,26	1,90	3,32	1,00	1,60	1,78	2,23	1,48	1,00	1,60	2,00	2,28	2,48	2,15	3,56
C98	1,60	1,00	2,84	1,90	1,90	2,00	1,85	3,26	1,00	1,30	1,90	2,15	1,60	1,00	2,04	1,85	2,34	2,53	2,23	3,55
C99	2,28	1,78	2,52	2,04	2,00	2,11	1,78	3,24	1,00	1,60	2,00	2,15	1,30	1,00	1,60	2,04	2,49	2,75	2,20	3,54

C100	1,85	1,00	2,61	1,70	1,85	2,04	2,04	3,21	1,30	1,60	2,20	2,23	1,60	1,00	1,85	1,78	2,52	2,51	2,36	3,53
C101	2,04	1,78	2,58	1,78	1,78	2,46	1,70	3,27	1,00	1,00	1,70	2,04	2,08	1,30	1,00	1,95	2,65	2,49	2,18	3,57
C102	1,78	1,60	2,79	1,70	1,90	2,43	1,48	3,04	1,48	1,30	1,60	2,46	1,30	1,30	1,90	2,36	2,46	2,58	2,23	3,51
C104	2,18	1,78	2,41	1,60	1,85	2,23	1,90	3,31	1,00	1,48	1,95	2,15	1,48	1,00	1,70	2,32	2,45	2,61	2,11	3,57
C105	2,04	1,30	2,57	1,60	1,70	2,26	1,85	3,14	1,30	1,30	1,78	2,15	1,60	1,00	2,00	1,90	2,62	2,57	2,15	3,49
C106	1,95	1,48	2,52	1,90	1,78	2,04	1,95	3,20	1,00	1,78	1,85	2,54	1,78	1,00	1,00	2,38	2,73	2,51	1,60	3,57
C107	2,18	1,70	2,67	1,85	1,90	2,56	1,85	3,22	1,00	1,00	1,70	2,20	1,78	1,00	1,90	1,95	2,45	2,64	1,95	3,56
C108	2,11	1,78	2,63	1,00	2,00	2,49	1,90	3,18	1,00	1,48	1,78	2,45	1,85	1,00	2,04	1,85	2,64	2,65	2,04	3,57
Plataforma Continental	2,26	1,90	1,95	1,90	1,00	1,95	2,20	2,18	1,00	1,78	2,28	2,04	2,30	1,30	1,00	2,51	2,76	2,62	3,08	3,36
Fm. Barreiras	1,95	1,78	1,78	1,00	1,00	1,60	2,00	1,95	1,00	2,18	2,38	2,18	2,43	1,00	1,00	2,64	2,86	2,52	3,14	3,39
Fm. Tibau	1,00	1,70	2,08	1,00	1,30	1,78	2,30	2,00	1,30	1,90	2,30	2,04	2,52	1,30	1,00	2,45	2,81	2,30	3,14	3,35
Depósitos Pós-Barreiras	1,70	1,60	2,20	1,00	1,85	2,04	2,32	2,28	1,30	2,15	2,26	2,45	2,54	1,60	1,60	2,57	2,89	2,60	2,95	3,48
Rio Apodi-Mossoró	2,08	1,70	2,18	1,48	1,60	2,11	2,38	2,52	1,00	2,04	2,15	2,56	2,40	1,48	1,30	2,61	2,84	2,61	2,93	3,49