

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Evolução de campos de dunas em costas progradantes:
o caso da costa extremo sul de Santa Catarina,
Sul do Brasil**

MARCOS DOMINGUES MURO

Tese apresentada ao Programa
Geoquímica e Geotectônica
para a obtenção do título de
Doutor em Ciências

Área de concentração:
Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Paulo
César Fonseca Giannini

SÃO PAULO
2021

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Domingues Muro, Marcos
Evolução de campos de dunas em costas
progradantes: o caso da costa extremo sul de Santa
Catarina, Sul do Brasil / Marcos Domingues Muro;
orientador Paulo César Fonseca Giannini. -- São
Paulo, 2021.
169 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2021.

1. sistemas eólicos. 2. lençóis eólicos. 3. cordões
de precipitação. 4. mudanças climáticas. 5. Mampituba
Araranguá. I. César Fonseca Giannini, Paulo,
orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Evolução de campos de dunas em costas progradantes: o
caso da costa extremo sul de Santa Catarina, Sul do Brasil**

MARCOS DOMINGUES MURO

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Tese de Doutorado

Nº 635

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Dr. André Oliveira Sawakuchi

Dr^a. Luana Carla Portz

Dr^a. Helenice Vital

Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

SÃO PAULO
2021

AGRADECIMENTOS

Dedico este trabalho a Deus, a minha família e a minha mulher, que foram os alicerces fundamentais para o desenvolvimento e a finalização dessa etapa.

Ao Prof. Dr. Paulo César Fonseca. Giannini, que foi a base para a vida acadêmica desde a graduação em Curitiba. Excelente professor e colega, sempre ético, corretíssimo e calmo. Mesmo em situações de estresse, sempre soube lidar com tranquilidade e gerando entusiasmo. Mais do que um tutor, um amigo sincero para toda a vida.

Ao Prof. Dr. André O. Sawakuchi, pelas contribuições em relação às datações LOE, e pelo Prof. Dr. Vinicius Ribau Mendes, pela ajuda com o sensoriamento remoto e pelas sugestões e ideias.

Às técnicas do laboratório, Jordana, Luciana e Thays, que deram o apoio necessário durante as análises.

À colega Fernanda Rodrigues, que forneceu ajuda com dados referente à área vizinha do trabalho, e a outros alunos da pós-graduação, pela colaboração de forma generalizada.

Aos amigos que fiz, em especial ao Rafael Casati, que me deu apoio com ideias e sugestões durante a execução o trabalho, além da Francly, Lucas e Gustavo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão parcial da bolsa de doutorado e pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro para os trabalhos de campo, processo 428341-2018-7, e pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por colocar à disposição os laboratórios e dependências para o trabalho serem realizados.

*“A mente que se abre a uma nova ideia
jamais voltará ao seu tamanho original”*

Oliver Wendell Holmes Jr.

RESUMO

MURO, M. D. 2021. Evolução de campos de dunas em costas progradantes: o caso da costa extremo sul de Santa Catarina, Sul do Brasil. Tese de doutorado. IGc-USP.

O sistema eólico quaternário da costa extremo sul catarinense é representado por dois tipos de morfologias, uma pré- e outra pós-máxima inundação marinha do Holoceno. A primeira morfologia corresponde a terraços com altitudes de até 25 m, superfície ligeiramente ondulada e idades, obtidas por luminescência opticamente estimulada, entre 54 ka e 8,6 ka. Consiste de lençóis de areia resultantes do retrabalhamento pelo vento dos terraços marinhos regressivos correlatos ao mar alto do Estágio Isotópico Marinho 5e. Vales incisos formados sobre estes lençóis nos cursos dos rios Araranguá e Mampituba e nas suas respectivas bacias de drenagem, na época de mar baixo, foram afogados durante a transgressão pós-glacial, dando lugar, no Holoceno Médio, a um amplo sistema estuarino-lagunar. Além dos estuários do Araranguá e do Mampituba e da laguna interna na bacia de drenagem destes rios, este sistema abrangia outra laguna mais externa, a de Sombrio-Caver , gerada atrás de uma barreira transgressiva. Sobre esta barreira, desenvolveu-se, a partir de 6,6 ka, a segunda morfologia eólica, de campo de dunas transgressivas. Sucessivos pulsos de campos de dunas encontram-se registrados em uma sucessão de cordões de precipitação, cujo padrão de idades mais novas rumo à costa indica o reposicionamento do sistema eólico em resposta de equilíbrio   regressão da costa. A taxa de migração do campo de dunas em direção ao mar variou de 1,4-2,0 m/ano, até cerca de 5 ka, para 0,4-0,5 m/ano, daí até 2,1 ka, o que denota queda no aporte continental e na progradação subquosa no Holoceno Tardio. A mudanç a na morfologia do sistema eólico, de lenç ol de areia para campo de dunas, ocorrida entre 8,6 a 6,6 ka, representa aumento de saturação de areia do sistema. Ela foi favorecida pelo avanço da linha de costa, com estabelecimento de fonte de areia costeira próxima, disponível ao vento; e pelo aumento de densidade da vegetação, em contexto de umidificação do clima, o que permitiu desaceleração brusca do transporte eólico e restrição da área de acumulação. Na escala de tempo dos últimos 60 anos, o aumento de precipitação com redução da deriva eólica potencial, ligado à intensificação do Sistema de Monções da América do Sul, tem levado à queda na saturação de areia e   estabilização do sistema eólico. Interferências antrópicas também têm afetado a dinâmica do sistema atual, incluindo a destruição deliberada de dunas frontais em Balneário Arroio do Silva.

Palavras-chave: sistemas eólicos, lençóis eólicos, cordões de precipitação, mudanç as climáticas, Mampituba, Araranguá.

ABSTRACT

MURO, M. D. 2021. Evolution of dune fields in prograding coasts: the case of the southernmost coast of Santa Catarina, Southern Brazil. Doctoral thesis. IGc-USP.

The Quaternary aeolian system on the southernmost coastal region of the Santa Catarina state, Southern Brazil, is represented by two types of morphologies, being one pre- and another post- Holocene maximum marine flooding. The first morphology corresponds to slightly undulated terraces up to 25 m high, with optically stimulated luminescence ages between 54 ky BP and 8.6 ky BP. This morphology consists of sand sheets that are the result of aeolian reworking of the regressive marine terraces related to sea level highstands of the MIS5e. Incised valleys were formed in the sand sheets, along the Araranguá and Mampituba rivers courses and on its respective hydrographic basins, in sea level lowstand periods; they were drowned during post-glacial transgression, giving place to a wide estuary-lagoon system in the Mid Holocene. Beyond the Araranguá and Mampituba estuaries, and the inner lagoon in the tributaries of these rivers, this system also encompassed an outer lagoon where Sombrio and Caverá lakes are nowadays, generated behind a coastal transgressive barrier. On this barrier, the second aeolian morphology consisting of transgressive dunefields developed from 6,6 ky BP. Successive pulses of dunefields are registered in a succession of precipitation ridges, which have a pattern of younger ages towards the coast, indicating a repositioning of the aeolian system in equilibrium response to the coastal regression. The dunefield migration rate towards the sea varied from 1.4-2.0 m/y until about 5 ky BP, to 0.4-0.5 m/y, until 2.1 ky BP, which shows a fall of continental sedimentary supply and of the subaqueous progradation in the Late Holocene. The change in the aeolian system morphology, from sand sheets to dunefields, between 8.6 to 6.6 ky BP, represents an increase in the system sand saturation. This change was favored by the shoreline advance, with the establishment of a coastal sand source nearby, available to the wind; and by the vegetation density increase, in a climate humidification context, what allowed an abrupt aeolian transport deceleration and accumulation area restriction. In the last 60-year timescale, the increase in rainfall amount with aeolian drift potential reduction, linked to the South American Monsoon System dynamics, caused a fall in sand saturation and a stabilization of the aeolian system by vegetal cover. Anthropic interferences also had changed the current system dynamics, including deliberated destruction of foredunes at Balneário Arroio do Silva.

KEYWORDS: aeolian systems, aeolian sand sheet, precipitation ridges, climatic change, Mampituba, Araranguá

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Fotografia aérea da barreira regressiva de Curumin (RS), mostrando as 12 fases (quatro delas indicadas: P1, P4, P8 e P12) de desenvolvimento de campos de dunas transgressivas, onde cada fase representa um intervalo de tempo entre 600 e 700 anos (Dillenburg e Barboza 2014)4
- Figura 1.2. Modelo de barreiras holocênicas regressivas para setores da costa brasileira a sul de Cabo de Santa Marta: A. barreira progradante com planícies de dunas frontais ou cordões eólicos; B. barreira progradante com dunas transgressivas e laguna à retaguarda (extraído de Dillenburg *et al.* 2000).6
- Figura 1.3. Perfil genérico de costa dominada por onda, com a terminologia de zonas de transformação de onda e respectivos compartimentos morfológicos (Angulo 1996).8
- Figura 1.4. Associações de elementos morfológicos eólicos costeiros (adaptado de Giannini *et al.* 2011, 2014). Para mais informações sobre os elementos de cada associação, ver quadros 1 a 3.9
- Figura 1.5. Modelo evolutivo morfológico das dunas frontais, desde o estágio bem vegetado e estável (1) até o pouco vegetado e erosivo (5), segundo Hesp (1988, 2002).10
- Figura 3.1. Mapa de localização da área estudada (mapasparacolorir/Google Maps). Para mais detalhe, ver Figura 3.2.13
- Figura 3.2. Imagem de satélite da área de estudo, com topônimos utilizados nesta tese (Google Earth, 2020, Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).14
- Figura 3.3. Bacias dos rios Mampituba e Araranguá (modificado de Loitzenbauer & Mendes 2015) ..17
- Figura 3.4. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do Mampituba (modificado de DRHS/SEMA 2019).17
- Figura 3.5. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do Araranguá (Krebs & Alexandre 2000).18
- Figura 3.6. Mapas de precipitação e pressão de vento (esquerda) e de ventos superficiais (direita) para a América do Sul, extraído de Mendes & Giannini (2015).20
- Figura 3.7. Mapa geológico da área de estudo (Wildner *et al.* 2014).25
- Figura 4.1. Dois tipos de amostragem: em trincheira, no topo da feição morfodeposicional (A, C e D) e em corte vertical, aproveitando exposição preexistente (B). Notar processo de cravação de tubo amostrador para datação LOE (C) e uso de trena para medir a profundidade do tubo e as espessuras das fácies e/ou horizontes de solo (D).31
- Figura 5.1. Mapa de pontos e amostragem de cada elemento morfológico reconhecido em campo: fluvial, praia-duna, planície de deflação, cordão de precipitação, cordão eólico, rampa eólica e terraço alto (Google Earth, 2020, Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).....42
- Figura 5.2. Distribuição granulométrica fluvial: A) coletadas nas margens dos rios (n=4) e b) coletadas nos leitos (n=2). Linha em tons de azul referem-se as amostras do rio Araranguá e linhas em tons de laranja ao rio Mampituba.44
- Figura 5.3. Intervalos de distribuição das estatísticas da distribuição granulométrica das amostras fluviais de margem (laranja) e fundo de leito (azul) em distribuição total.45
- Figura 5.4. Intervalos de distribuição de minerais pesados: A) rio Araranguá, e B) rio Mampituba. Opacos em vermelho, leucoxênio em azul, oxi-hidróxido de ferro em verde e transparentes em roxo.46
- Figura 5.5. Intervalos de distribuição dos minerais pesados transparentes: A) rio Araranguá e B) rio Mampituba.46
- Figura 5.6. Intervalos de variação dos índices mineralógicos: A) rio Araranguá e B) rio Mampituba. ..47
- Figura 5.7. Aspectos da associação praia-duna: A. Protodunas na antepraia superior, em primeiro plano, com DFIs, em cordão descontínuo com blow-outs, e DFE, com plantas exóticas, ao

fundo (SPPD-13); B. DFI com crista larga e assimétrica (SPPD-11); C. DFI na forma de nebkas (direita) e DFE (esquerda) (SPPD-6); D. DFI modificada por blow-outs, coalescidos, formando mini campo de dunas (SPPD-5); E. areia eólica ancorada nos muros das casas (DFI em reconstrução), após remoção de DFIs originais em Balneário Arroio do Silva (SPPD-18); F. falésias em DFI, mostrando estratificações cruzadas (SPPD-21); G. lag bioclástico (<i>Donax sp.</i>) em DFI erodidas por blow-outs (SPPD-13); H. brechas intraclásticas formadas por torrões de areia umedecida (SPPD-19); I. lag de bioclastos (SPPD-3).....	49
Figura 5.8. Variação da distribuição granulométrica ao longo da costa: A) praia e B) duna frontal. Os limites dos três setores demarcados correspondem a: Foz do Mampituba (km 0), sul do Balneário Gaivotas (km 17), sul do Balneário Arroio do Silva (km 39) e Foz do Araranguá (km 64).....	50
Figura 5.9. Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.	52
Figura 5.10. Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.	52
Figura 5.11. Variação da assimetria da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.	53
Figura 5.12. Índices mineralógicos para os sedimentos entre Passo de Torres e Araranguá: A) duna frontal e B) praia.....	54
Figura 5.13. Distribuição ao longo da costa das diferentes espécies vegetais encontradas nas dunas frontais incipientes.	55
Figura 5.14. Classificação das dunas frontais segundo Hesp (1988): estágio 2 em A (ponto SPPD-11) e B (ponto SPPD-12); estágio 4 em C (ponto SPPD-13) e D (ponto SPPD-17).....	56
Figura 5.15. Retrocordões (gegenwalle ridges) situados a barlavento do cordão de precipitação ativo a noroeste do Balneário Gaivotas (no ponto SCP-28): A. imagem de satélite de 2012 (Google Earth 2012, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus); B. imagem de satélite de 2018 (Google Earth 2018, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus), mesmo ano da visita de campo; C. foto de campo de outubro de 2018, correspondente ao local da imagem anterior, com os retrocordões na direção da linha amarela tracejada; foto tirada de barla para sotavento.	58
Figura 5.16. Prováveis retrocordões de altura centimétrica situados a barlavento do cordão de precipitação inativo, na Fazenda Boa Vista, próximo do ponto SCP-01. A linha tracejada mostra a direção de alinhamento e a seta indica um dos retrocordões.	59
Figura 5.17. Seções colunares realizadas na planície de deflação atual, distantes 300 m entre si, na Fazenda São Carlos (pontos SPD-01 e SPD-02). Notar indícios de paleossolo no topo das camadas A e B.	59
Figura 5.18. Geometria e idade das fácies encontradas sob a planície deflacionária, conforme descrição das seções colunares situadas na parede oposta da vala artificial de drenagem (pontos SPD-01 e SPD-02).....	60
Figura 5.19. Distribuição granulométrica da camada mais antiga (A) para as mais recentes (B e C) nos depósitos sob a planície de deflação atual (SPD-01 e SPD-02). Notar tendência de aumento de areia média, em detrimento de areia fina, da base para o topo.	61
Figura 5.20. Variação da distribuição granulométrica nos depósitos sob a planície de deflação atual (SPD-01 e SPD-02) da camada superior para a inferior.	62
Figura 5.21. Intervalos de distribuição dos índices mineralógicos para os sedimentos encontrados sob a planície deflacionária, em diagrama de caixa, nos pontos SPD-01 e SPD-02, para as camadas A (n=2), B (n=2), e C (n=1). ZRi possui pouca consistência estatística, devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.	63

Figura 5.22. Cordões eólicos: A) em corte de estrada transversal à crista (ponto SCL-08, Estiva dos Rodrigues), cuja forma é destacada na linha tracejada em amarelo; B) em vista paralela à crista, ao sul de Estiva dos Rodrigues.	65
Figura 5.23. Distribuição espacial das idades LOE nos cordões eólicos a SW do Balneário Gaivotas (Google Earth 2018, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).	66
Figura 5.24. Distribuição granulométrica dos cordões eólicos: A) no transecto nordeste (Rio Novo); B) no transecto sudoeste (Estiva dos Rodrigues). A numeração dos pontos, em cada transecto, cresce de SE para NW.	67
Figura 5.25. Diagrama de caixa para os índices mineralógicos dos cordões eólicos: A) no transecto nordeste, em Rio Novo; B) no transecto sudoeste, em Estiva dos Rodrigues.	68
Figura 5.26. Variação dos índices mineralógicos para os cordões eólicos do transecto sudoeste (Estiva dos Rodrigues). Círculos de cor azul indicam cordões mais externos e novos (próximos à linha de costa) e triângulos em cor laranja indicam cordões mais internos e antigos. ZRi possui pouca consistência estatística devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.....	69
Figura 5.27. Cordões de precipitação ativos: A) cordão sinuoso, com lobos deposicionais voltados para NW e com arboretas (SCP-19); B) cordão fixado artificialmente por plantação de <i>Pinus</i> e <i>Eucalyptus</i> no ponto SCP-22; C) cordão localmente fixado artificialmente por plantação de <i>Pinus</i> (SCP-23); D) <i>Pinus</i> fixando localmente o cordão, com brejo e lago ao interior, ponto SCP-25; E) cordão precipitando em lagoa com lobos a WSW (SCP-29); F) cordão baixo em feição tênue, em processo acelerado de estabilização antrópica, localmente fixados por <i>Eucalyptus</i> e arboretas (SCP-34).....	70
Figura 5.28. Variação com a distância das proporções de classes granulométricas (normalizadas para areia fina), no cordão de precipitação ativo.....	71
Figura 5.29. Variação com a distância das estatísticas da distribuição granulométrica, no cordão de precipitação ativo.	72
Figura 5.30. Variação com a distância dos índices de seleção “hidráulica”, no cordão de precipitação ativo.....	73
Figura 5.31. Variação com a distância de índices mineralógicos potenciais de maturidade, no cordão de precipitação ativo.	73
Figura 5.32. Seções colunares levantadas em cortes de cordões de precipitação inativos, com <i>zoom in</i> (fotos inferiores) na fácies (em A) ou horizonte pedogênico intermediário (em B e C), bioturbado: A) ponto SCP-04 com bioturbações mais aparentes onde a cor cinza da areia é ligeiramente mais escura; B) corte no cordão SCP-10, paralelo à Lagoa do Sombrio, com tênues e esparsas bioturbações indicadas pela linha tracejada; C) corte transversal ao cordão SCP-17, com horizonte pedogenético intermediário, bioturbado, contendo manchas carbonosas esparsas.....	75
Figura 5.33. Cronologia dos cordões de precipitação inativos (lançada sobre imagem Google Earth 2020 Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus). No ponto de coleta SCP-04, considerou-se, para efeito de representação no mapa, a amostra mais superficial (C)...	76
Figura 5.34. Porção da área de estudo representativa da disposição relativa dos cordões de precipitação inativos (CP-1, CP-2, CP-3 e CP-4, do mais antigo para o mais novo) e ativo (CP-A). Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).	78
Figura 5.35. Variação com a distância das proporções de classes granulométricas (normalizadas para areia fina), nos cordões de precipitação inativos.	79
Figura 5.36. Variação com a distância das estatísticas da distribuição granulométrica, nos cordões de precipitação inativos.....	79
Figura 5.37. Variação com a distância dos índices mineralógicos supostos como de maturidade, nos cordões de precipitação inativos.	80

Figura 5.38. Variação com a distância dos índices mineralógicos supostos como de seleção “hidráulica” (proximalidade), nos cordões de precipitação inativos.....	80
Figura 5.39. Índices mineralógicos nos cordões de precipitação inativos, separados em dois trechos, sudoeste (esquerda) e nordeste. ZRi possui pouca consistência estatística devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.	81
Figura 5.40. Diagrama em caixa (<i>boxplot</i>) das classes granulométricas (A): areia média, areia fina e areia muito fina e das estatísticas de distribuição granulométrica (B): diâmetro médio, desvio padrão e assimetria, dos cordões de precipitação inativos, agrupados por geração, da mais antiga (CP1) para a mais nova (CP4), incluindo-se também o cordão ativo (CP-A).	82
Figura 5.41. Diagrama de caixa para os índices mineralógicos supostos como de maturidade: A) TH e B) ZTR, dos depósitos de cordão de precipitação inativos (CP 1 a CP 4; n = 18) e ativos (CP-A; n = 37).	83
Figura 5.42. Descrição estratigráfica da rampa eólica (ponto SRE-01).....	84
Figura 5.43. Curva de distribuição granulométrica e respectivas estatísticas, para os sedimentos de rampa eólica.....	84
Figura 5.44. Índices mineralógicos obtidos em amostra coletada na rampa eólica.....	85
Figura 5.45. Terraços altos (>5 m), atribuídos a paleopraias pleistocenas ou lençóis eólicos superpostos: A) degrau correspondente ao seu contato com terreno brejoso, descrito como paleolaguna holocena, a NW (próximo do ponto SPR-05); B) corte vertical, evidenciando aspecto maciço do depósito (SPR-08); C) exemplo com morfologia predominantemente plana e horizonte centimétrico de areias esbranquiçadas (possível E alábico) no topo (SPR-08); D) exemplo com morfologia levemente ondulada (SPR-10).	86
Figura 5.46. Localização das amostras de terraços altos (lençóis eólicos), com idades mínimas e máximas obtidas por datação por LOE (incluindo resultado com adição de 2 m na profundidade das amostras). Nos pontos 8 e 9, foram coletadas amostras em duas profundidades diferentes, com diferença entre elas de 0,91 e 1,06 m, respectivamente. Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).....	87
Figura 5.47. Distribuição granulométrica de 12 amostras de terraço alto.	88
Figura 5.48. Estatísticas da distribuição granulométrica dos sedimentos de 12 amostras de terraço alto.	89
Figura 5.49. Relação entre o tamanho médio de grãos dos depósitos de terraço alto e a distância de SW para NE.	89
Figura 5.50. Relação entre tamanho médio de grãos do terraço alto (lençol eólico) e a altitude (n=10).	90
Figura 5.51. Variação das idades dos depósitos de terraço alto com a altitude do topo desta unidade.	91
Figura 5.53. Comparação de índices mineralógicos para altitudes ≤ 10 m (esquerda) e > 10 m (direta) para o terraço alto.	92
Figura 5.63. Variação ao longo do tempo (período 2006-2019) da DEP e da DEE para as estações automáticas de Torres (A) e Araranguá (B). Para o cálculo da DEE, foi utilizada a mesma fórmula da DEP, porém contabilizando-se os dados de ventos apenas dos dias em que a precipitação é inferior a 1mm.	100
Figura 5.64. Variação da DEP (uv) com a precipitação (mm/a), para a estação convencional de Torres e a estação automática de Araranguá	101
Figura 5.67. Comparação temporal entre décadas do campo de dunas ao longo do período de 1938-2018, na região do Passo de Torres, limite sul da área de estudo.	104

Figura 5.68. Variação do campo de dunas ao longo do tempo (período 1938-2018), na região do Morro dos Conventos e foz do rio Araranguá, limite norte da área de estudo.....	105
Figura 5.69. Campo de dunas com areia exposta ao longo do tempo (período 1938-2018), na região do Morro dos Conventos e foz do rio Araranguá, limite norte da área de estudo.	107
Figura 5.70. Comparação entre datas de fotografias aéreas, ao longo do período entre 1938 a 2018, da área exposta por areia, na região do Morro dos Conventos e foz do rio Araranguá, limite norte da área de estudo.	108
Figura 6.1. Feições que migram com as direções dos ventos: A) Lobos deposicionais e blow-outs direcionados SW, com cordões de precipitação voltados a NW, a sudoeste de Araranguá (SCP-40; B) Blow-outs migrando para NW e NE, a nordeste de Passo de Torres (SCP-24). Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).....	110
Figura 6.2. Rosas de areia calculadas no Farol de Santa Marta, com velocidade limiar de 4,8 m/s, e em Torres, com velocidade limiar de 5 m/s (Hesp <i>et al.</i> 2009)..	111
Figura 6.3. Diagrama em caixa (<i>boxplot</i>) para proporções de classes granulométricas de diferentes elementos morfológicos, com rumo de ordenação aproximado NW-SE. Notar clara distinção dos sedimentos fluviais em relação aos demais, quanto aos valores da caixa interquartis. Número de amostras: fluvial 6, terraço alto 11, planície 7, cordão litorâneo 10, cordão de precipitação 57 e praia-duna 48.	113
Figura 6.4. Diagrama em caixa (<i>boxplot</i>) para diâmetro médio, desvio padrão e assimetria de diferentes elementos morfológicos, com rumo de ordenação aproximado NW-SE. Notar distinção dos sedimentos fluviais em relação aos demais, quanto aos valores da caixa interquartis de diâmetro médio e assimetria. Número de amostras: fluvial 6, terraço alto 11, planície 7, cordão litorâneo 10, cordão de precipitação 57 e praia-duna 48.	113
Figura 6.5. Minerais pesados mais frequentes de todos as unidades morfológicas da área de estudo, com amostras ordenadas, dentro de cada elemento, de SW para NE. Elementos morfológicos: FL=fluvial, DP=duna-praia, PD=planície de deflação, CE=cordão eólico, CP=cordão de precipitação, RE=rampa eólica, TA=terraço alto	115
Figura 6.6. Variação do índice ZTR nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar caixa interquartis a valores mais baixos nos cordões de precipitação.	116
Figura 6.7. Variação do índice ZR nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores de intervalos interquartis mais baixos na planície de deflação, cordão eólico e cordão de precipitação.....	117
Figura 6.8. Variação do índice TH nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores de intervalos interquartis mais baixos nos sedimentos de praia-duna.....	118
Figura 6.9. Variação do índice EsEp nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar caixa interquartis de terraço alto destacando-se das de demais elementos por seus valores mais elevados.	119
Figura 6.10. Variação do índice ZT nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores mais elevados do intervalo interquartis da praia-duna.....	119
Figura 6.11. Variação do índice EpSi nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar terraço alto diferenciando-se dos demais elementos.	120
Figura 6.12. Variação do índice EpSiAnCi nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar terraço alto diferenciando-se dos demais elementos.	120
Figura 6.13. Principais unidades morfoestratigráficas ou elementos morfológicos reconhecidos entre os rios Mampituba e Araranguá, sobrepostos a imagem de satélite. Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus)	125
Figura 6.14. Desnível métrico encontrado no contato entre entre o lençol eólico e a paleolaguna; A) limite do lençol eólico e paleolaguna interna, ponto SPR-06; B) desnível entre lençol eólico e paleolaguna externa, na planície assoreada da Lagoa do Caverá	125

Figura 6.15. Partes componentes do sistema eólico ativo a norte do Balneário Gaivota: A) praia-duna; B) planície de deflação; e C) campo de dunas livres. A planície de deflação encontra-se em ampliação nas últimas décadas, em detrimento do campo de dunas, que tende cada vez mais a restringir-se à sua porção mais distal, o cordão de precipitação. Notar na parte norte da imagem a presença de cristas de areia parabolizadas (discutidas em 6.3.3.2). Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).....	128
Figura 6.16. Levantamento de GPR feito por Silva (2011): A) Localização do perfil de GPR; B) seção de radargrama; C) radarfácies interpretados pelo autor	137
Figura 6.17. Reinterpretação do radargrama de Silva (2011), de acordo com os dados de campo, sensoriamento remoto e datações desta tese: A) seção de radargrama, com traçado dos principais refletores, distintos, por cor, quanto a forma e rumo de mergulho aparente; B) representação das radarfácies reinterpretadas com base na geometria e atitude dos refletores.....	138
Figura 6.18. Lençóis eólicos de altura métrica e amplitude decamétrica observados a sotavento dos cordões de precipitação inativos (ponto SCP-04).....	139
Figura 6.19. Variação dos cordões inativos de SW a NE, mostrados na cor laranja. O campo de dunas ativo é mostrado em amarelo enquanto que o inativo, junto com parte da paleolaguna, aparece em ocre. Morfologias interpretadas a partir de fotografias aéreas de 1938.....	141
Figura 6.20. Variação da área do sistema eólico ativo com areia exposta avaliada nas imagens aéreas de 1930 a 2018.....	143
Figura 6.21. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais no MIS 5e, há cerca de 120 ka.....	144
Figura 6.22. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais, no UMG (MIS 2), cerca de 21 ka atrás.....	145
Figura 6.23. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais por volta da máxima inundação do Holoceno, cerca de 6 ka atrás.....	146
Figura 6.24. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais, no início da regressão marinha holocena.	147
Figura 6.25. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais na configuração atual.....	148

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1. Características das imagens aéreas utilizadas.....	28
Quadro 4.2. Elementos morfológicos observados e interpretados em campo com respectivas siglas alfanuméricas adotadas nos códigos de pontos de descrição e amostragem (X refere-se a numeral).	30
Quadro 4.3. Protocolo SAR de Murray & Wintle (2003), para determinar a dose das amostras	34

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Protocolo SAR de Murray & Wintle (2003), para determinar a dose das amostras	34
Tabela 5.1. Concentração média dos minerais pesados presentes nas dunas frontais e praia.	53
Tabela 5.2. Concentração média dos minerais pesados abundantes na planície deflacionária, pontos SPD-01 e SPD-02.	62
Tabela 5.3. Proporções de classes granulométrica nos cordões eólicos extremos dos transectos de Rio Novo e Estiva dos Rodrigues;	67
Tabela 5.4. Concentração média dos minerais pesados (> 1%) nos dois perfis transversais aos cordões eólicos.	68
Tabela 5.5. Taxas de migração (“progradação”) do campo de dunas calculadas com base nas idades LOE e distâncias entre amostras de cordão de precipitação em três transectos diferentes, de acordo com a Figura 5.34.....	77
Tabela 5.6. Média da precipitação pluviométrica, por estação meteorológica, ao longo do ano (%). ..	93
Tabela 5.7. Valores médios de distribuição da DEP por estação meteorológica (%).	98

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO DA ESTRUTURA DA TESE	0
1. INTRODUÇÃO	2
1.1 Importância Ambiental e Sócio-Econômica das Dunas Costeiras	2
1.2 Delimitação dos Problemas Científicos e da Área	3
1.3 Termos e Definições Adotados	8
2. METAS E OBJETIVOS	12
3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA	13
3.1 Localização	13
3.2 Geomorfologia da Costa e da Plataforma Continental	15
3.3 Bacias Hidrográficas: Mampituba e Araranguá	16
3.4 Clima e Paleoclima	19
3.5 Nível Relativo do Mar, Marés e Ondas	22
3.6 Geologia Regional	24
3.6.2 Cenozoico	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	27
4.1 Dados Meteorológicos	27
4.2 Sensoriamento Remoto e Base Topográfica	27
4.3 Coleta de Dados e Amostras em Campo	28
4.4 Atividades de Laboratório	32
4.5 Tratamento dos Dados	36
5. RESULTADOS	40
5.1 Associações de Elementos Morfológicos	40
5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS ELEMENTOS	43
5.2.2 Praia-Duna	47
5.2.3 Planície de Deflação	56
5.2.4 Cordão Eólico	63
5.2.5 Cordão de Precipitação	69
5.2.6 Rampa Eólica	83
5.2.7 Terraço Alto	85
5.3 Dados Meteorológicos	92
5.4 Sensoriamento Remoto	101
6. DISCUSSÃO	109
6.1 Dados Meteorológicos e Dinâmica do Sistema Ativo	109
6.2 Comparação Sedimentológica entre Elementos Morfológicos	112
6.3 Distribuição Tempo-Espacial dos Elementos Morfológicos	121

6.3.1 Sistema eólico pré-máxima inundação	121
6.3.3. Sistema eólico pós-máxima inundação	127
6.4 Modelo Evolutivo da Barreira Costeira	143
6.1. Estágio I.....	144
6.2. Estágio II.....	144
6.3. Estágio III.....	145
6.4. Estágio IV	146
6.5. Estágio V	147
7. CONCLUSÕES	149
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152

LISTA DE SIGLAS

AP:	Antes do Presente
APP:	Área de Preservação Permanente
ANA:	Agência Nacional de Águas
ASAS:	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BHA:	Bacia Hidrográfica do rio Araranguá
CAM:	Central Age Model
CMP:	Common Midpoint
DEP:	Deriva Eólica Potencial
DEE:	Deriva Eólica Efetiva
DFE:	Duna Frontal Estabelecida
DFI:	Duna Frontal Incipiente
EIM:	Estágio Isotópico Marinho
ENOS:	El Niño Oscilação Sul
FATMA:	Fundação do Meio Ambiente de Santa Catarina
HS:	Evento Estadial Heinrich
LOE:	Luminescência Opticamente Estimulada
MPA:	Massa Polar Atlântica
MTA:	Massa Tropical Atlântica
NRM:	Nível Relativo do Mar
PMT:	Transgressão Marinha Pós-Glacial
RMS:	Root Mean Square
SAR:	Single Aliquote Regenerative dose
SMAS:	Sistema de Monções da América do Sul
TL:	Termoluminescência
TSM:	Temperatura da Superfície do Mar
UMG:	Último Máximo Glacial
YD:	Younger Dryas
ZCAS:	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT:	Zona de Convergência Intertropical

APRESENTAÇÃO DA ESTRUTURA DA TESE

Esta tese é subdividida em sete capítulos, além das referências bibliográficas.

O capítulo 1, introdução, apresenta os problemas científicos, questões a responder, dúvidas e lacunas de conhecimento acerca do tema, e sua relevância acadêmica e aplicada, com destaque para os aspectos inéditos do trabalho. Inclui a justificativa para a escolha do assunto e da área de estudo, as hipóteses de trabalho a serem testadas, as questões motivadoras e a base conceitual e terminológica que será utilizada ao longo do texto

No capítulo 2, apresentam-se as metas, isto é, onde se pretendeu chegar em termos de contribuição científica, e os objetivos, entendidos como as tarefas propostas para o cumprimento dessas metas.

O capítulo 3 é uma revisão bibliográfica das características físicas da área, passando por geomorfologia da costa e da plataforma, bacias hidrográficas, geologia regional, regime dos agentes deposicionais costeiros, clima e paleoclima.

No capítulo 4, descrevem-se os materiais e métodos utilizados na pesquisa. Este capítulo está subdividido em: atividades de sensoriamento remoto, referentes ao reconhecimento de elementos morfológicos em fotografias aéreas e imagens de satélite; atividades de levantamento de dados meteorológicos; atividades de campo, relativas à coleta de amostras e descrição de elementos morfológicos e fácies deposicionais; e atividades de laboratório, incluindo datações.

O capítulo 5 contém os resultados obtidos a partir do conjunto de métodos empregados. Esse capítulo está subdividido segundo os diferentes elementos morfológicos reconhecidos; para cada elemento, caracterizam-se as feições deposicionais, as idades, baseadas em datações absolutas, e os resultados de granulometria e mineralogia, com destaque para sua distribuição tempo-espacial.

O capítulo 6, de discussão, é dedicado a interpretação de resultados, à comparação com áreas vizinhas e à contextualização em relação a dados e modelos da literatura. Abrange três aspectos principais: relações entre a morfodinâmica do sistema deposicional eólico ativo e as variações climáticas historicamente registradas; integração e comparação de resultados dos diferentes elementos morfológicos, em busca de assinaturas sedimentológicas de proveniência; e distribuição tempo-espacial

das associações de elementos morfológicos ou sistemas deposicionais, com vistas à reconstituição da evolução sedimentar.

O capítulo 7 é dedicado às conclusões finais.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Importância Ambiental e Sócio-Econômica das Dunas Costeiras

Dunas eólicas costeiras, na sua definição mais abrangente, são acúmulos de areia formados pela ação do vento a partir de sedimentos inicialmente disponibilizados junto à linha de costa pelas ondas (Carter *et al.* 1990, Muehe 1994, Hesp 1988, 2000, 2002, 2006, Dillenburg & Hesp 2009, Reed *et al.* 2009, Psuty 2008, Giannini *et al.* 2008, Castro *et al.* 2017). Constituem ecossistema formado por animais e plantas típicos, para os quais representam, ao mesmo tempo, substrato, abrigo e reservatório de água doce (Godfrey 1977, McLachlan 1990, Hellemaa 1998, Martínez *et al.* 2004, 2008, Andrade Meireles *et al.* 2006, Carol *et al.* 2008, Alfarrach e Walraevens 2011, De Almeida e Suguio 2012, Duran & Moore, 2013, Kumar e Hota 2014). Este ecossistema é muito sensível a variações naturais na amplitude de ondas e marés, na força dos ventos e na coesão do substrato pela umidade, bem como a fatores antrópicos como trânsito de veículos e pessoas. Estes últimos levam, com frequência, a perturbações irreversíveis em pouco tempo (anos a décadas), com consequências drásticas no equilíbrio deposicional da costa (Kutiel *et al.* 1999, Tomazelli *et al.* 2003, Grunewald 2006, Nordstrom 2010, Navarro-Pons *et al.* 2016, Cohenca *et al.* 2017). Em vista disso, tem aumentado ao redor do mundo a preocupação com a proteção das dunas costeiras, levando à sua menção explícita na legislação ambiental de diferentes países.

Além de constituírem estoque sedimentar para a ação de ondas e marés de tempestade e proverem locais de reprodução para a vida silvestre, dunas costeiras podem ter, segundo Nordstrom (2010), funções e usos socioeconômicos múltiplos, como proteger propriedades e zonas urbanas do impacto direto dos agentes costeiros, ser fonte de minerais de minério e servir a diferentes formas de atividade recreativa, contanto que estes usos sejam controlados por meios de regulamentos compatíveis. De acordo com mesmo autor, a recuperação de praias e dunas pode promover a valoração de bens imóveis, aumentar o turismo, recuperar áreas erodidas ou degradadas por poluentes e reestabelecer a paisagem, revertendo a deterioração de áreas antropizadas.

O avanço do crescimento populacional na costa brasileira nas últimas décadas tem alterado as áreas ocupadas por dunas costeiras. O trânsito e ocupação de áreas

originalmente cobertas por dunas, muitas vezes estimulados pelos poderes municipais como atrativos turísticos para suas praias, juntamente com a extração ilegal de areia e a remoção da vegetação nativa, resultam em erosão e transporte massivo pelo vento, como observado em muitas áreas costeiras do país (Angulo, 1984, 1993, Dominguez *et al.* 1992, Abreu de Castilhos & Gré 1997, Souza Filho & Ell-Hobrini 2000, Rosa & Cordazzo 2007, De Almeida & Suguio 2012, Portz *et al.* 2014, Vieira *et al.* 2019).

As mudanças costeiras resultam da interação de vários processos naturais, como suprimento de sedimentos, oscilações de energia das ondas e variações do nível relativo do mar, e de processos antrópicos capazes de interferir na posição da linha de costa e no equilíbrio praial, tais como ocupação urbana sobre as dunas ativas e a praia, desvio ou represamento de drenagens que chegam à costa e retirada da cobertura vegetal original (Esteves *et al.* 2002, 2003, 2004; Dillenburg *et al.* 2004). A ação desses processos pode ter duração curta (sazonal a interanual) ou longa (centenas a milhares de anos).

Áreas de dunas costeiras com ventos intensos durante grande parte do ano têm sido alvo, também, de instalação de inúmeros parques eólicos com finalidade de geração de energia elétrica, o que muitas vezes tem alterado significativamente as características ecológicas e morfológicas desses ecossistemas no litoral brasileiro (Meireles 2011, Araujo 2016, Brannstrom *et al.* 2017, Gorayeb *et al.* 2018, Dantas *et al.* 2019, Frate *et al.* 2019, Turkoyska *et al.* 2020)

1.2 Delimitação dos Problemas Científicos e da Área

A gestão ou recuperação de dunas costeiras é tão mais eficiente quanto melhor conhecida for sua constituição, morfodinâmica e processos controladores. O estudo de fatores controladores de sistemas eólicos costeiros, por meio da proposição de modelos morfológicos e estratigráficos gerais, tem sido amplamente contemplado em inúmeros trabalhos (e.g. Fisher 1983, Kocurek & Havhom 1993, Werner 1995, Kocurek & Lancaster 1999, Derickson *et al.* 2008, Ewing *et al.* 2006, Ewing & Kocurek 2010, Eastwood *et al.* 2011, Luna *et al.* 2012), mas é através de estudos de caso detalhados que estes modelos podem ser testados e aprimorados.

Modelos baseados nos casos dos campos de dunas costeiras brasileiros são ainda poucos e/ou muito gerais (Sawakuchi 2006, Giannini 2007, Levin *et al.* 2009, Giannini *et al.* 2011, 2014, Hilbert *et al.* 2015). E dentre estes, especial interesse têm aqueles casos de campos de dunas com morfologia singular, muito característica de determinada porção da costa. Um destes casos é o de campos de dunas transgressivos em costas claramente regressivas, isto é, em que a regressão se manifesta na geomorfologia pela presença de sucessões de alinhamentos paralelos de “cordões litorâneos” (aqui no seu sentido mais abrangente, incluindo também feições alongadas eólicas de diferentes origens). Esta morfologia encontra-se bem representada em certos trechos do litoral brasileiro a sul do Cabo de Santa Marta (Figura 1.1) (Dillenburg *et al.* 2000, 2007, 2009, Hesp *et al.* 2005, 2007, 2009, Travessas *et al.* 2005, Giannini 2007, Lima *et al.* 2012, Dillenburg & Barboza 2014, Rodrigues 2017, Puhl & Dillenburg 2017, Rodrigues *et al.* 2020).



Figura 1.1. Fotografia aérea da barreira regressiva de Curumim (RS), onde se identificaram 12 fases (quatro delas indicadas: P1, P4, P8 e P12) de desenvolvimento de campos de dunas transgressivas, cada fase representando um intervalo de tempo entre 600 e 700 anos (Dillenburg e Barboza 2014)

Dados geocronológicos, sedimentológicos e geomorfológicos indicam que, após a última transgressão marinha pós-glacial, a queda do nível do mar, que vem ocorrendo desde cerca de 5,5 ka AP (Suguio *et al.* 1985, Angulo *et al.* 2006), tem promovido a progradação da linha de costa em grande parte do território brasileiro. A área de Curumin / Arroio Teixeira (RS) é uma das de maior progradação durante o Holoceno, com taxas de 2 a 3 m/ano (Esteves 2004). Entre Balneário Arroio Corrente e Araranguá, na costa sul de Santa Catarina, essa taxa foi estimada em 0,25m a 0,89m/ano (Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2020).

Nos setores com esta característica morfológica da costa sul brasileira, os campos de dunas ativos apresentam componentes de migração tanto ao longo da costa quanto para o interior do continente (rumos entre W e N), onde se sobrepõem a dunas estabilizadas (Giannini 2007, Dillenburg *et al.* 2009, Hesp *et al.* 2009, Rodrigues *et al.* 2020). Ao interior do campo de dunas atual, encontram-se os alinhamentos de cordões litorâneos *sensu lato*, irregulares, sub-paralelos entre si e à costa, descontínuos, tendendo a ser mais lineares que os cordões de precipitação do interior do sistema ativo (Hesp *et al.* 2005, 2009). Estes alinhamentos têm sido interpretados como paleocordões de precipitação sucessivos, que marcariam a mudança de posição da margem externa de antigos campos de dunas à medida que a linha de costa regrediu (Dillenburg *et al.* 2000, Hesp *et al.* 2005, 2009, Giannini 2007, Martinho *et al.* 2010, Giannini *et al.* 2014, Rodrigues *et al.* 2020).

A barreira costeira arenosa engloba, portanto, múltiplas fases de campos de dunas transgressivos, em cada uma das quais os depósitos eólicos migraram (ou migram) rumo ao continente (Hesp *et al.* 2005, 2007, Dillenburg & Hesp 2009, Martinho *et al.* 2010, Rodrigues *et al.* 2020) (Figura 1.2). A sucessão destas fases, porém, dá-se provavelmente sob condições de regressão aproximadamente contínua da linha de costa, de tal modo que a margem interna do campo de dunas transgressivo também regride, sendo seguidamente abandonada, vegetada e pedogeneizada (Rodrigues *et al.* 2020).

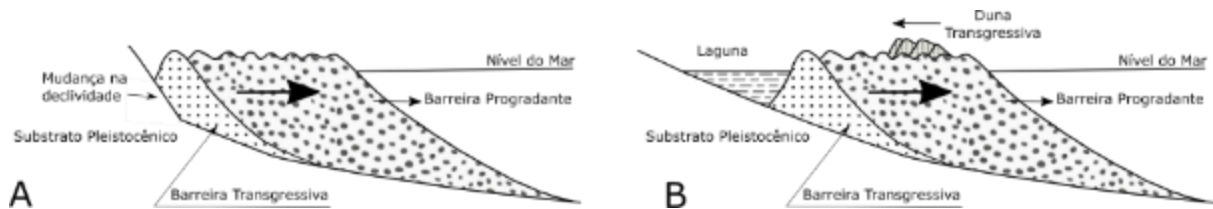


Figura 1.2. Modelo de barreiras holocenas regressivas para setores da costa brasileira a sul de Cabo de Santa Marta: A. barreira progradante com planícies de dunas frontais ou cordões eólicos; B. barreira progradante com dunas transgressivas e laguna à retaguarda (extraído de Dillenburg *et al.* 2000).

A sucessão de cordões de precipitação de diferentes idades, com características morfológicas similares, pode ser interpretada como um caso de auto-regulação do sistema costeiro, em que a distância de equilíbrio é atingida e o saldo influxo menos efluxo se torna nulo, com espaço de acumulação eólica ligeiramente crescente, devido à regressão lenta (Giannini 2007; Giannini *et al.* 2011, 2014; Rodrigues *et al.* 2020). Com isso, à medida que o espaço de acumulação cresce, o campo de dunas é levado, por retroalimentação negativa, a ajustar sua posição em relação à costa. A regressão da linha de costa, e dos sucessivos cordões de precipitação, dá-se aparentemente em pulsos, o que pode estar ligado a variações do aporte terrígeno, do nível relativo do mar (NRM) e/ou da deriva eólica potencial (DEP), provavelmente todas elas com controle climático. Cada pulso representa momento de linha de costa estável e estoque sedimentar disponível para empilhamento do depósito (formação e avanço do campo de dunas), seguido por regressão da linha de costa e por reposicionamento do campo de dunas do novo pulso, a aproximadamente a mesma distância da fonte praial (Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2020). O comportamento do campo de dunas atual, caracterizado por estabilização progressiva da praia para a margem interna, sob condição de aumento de umidade (e aporte) e queda da DEP (Mendes & Giannini 2015, Rodrigues 2017), deve fornecer um bom modelo a ser extrapolado para o Holoceno mais antigo da região. Esta é uma hipótese que se pretende testar aqui via estudo de caso.

A proposta geral desta tese de doutorado é testar e refinar os modelos de formação e configuração morfológica desse tipo de sistema eólico costeiro, com base no estudo de caso das dunas e paleodunas da costa extremo sul de Santa Catarina, entre os rios Araranguá e Mampituba. A justificativa da escolha da área, dentre outras do Sul do Brasil com características similares, é a ocorrência de um compartimento geologicamente bem definido, entre os rios Araranguá e Mampituba. Trata-se de uma das raras barreiras costeiras no Sul do país, a sul do cabo de Santa Marta, em que

existem rios de porte considerável aportando sedimentos diretamente à costa. Na maioria dos demais setores, os rios maiores têm seu aporte aprisionado no sistema lagunar (Rodrigues *et al.* 2020).

A delimitação clara da planície entre dois rios de porte considerável (Mampituba, com vazão de 19 m³/s, conforme D' Aquino *et al.* 2008, e Araranguá, com 65 m³/s, conforme DRHS/SEMA 2019) é apropriada para o estudo das variáveis controladoras da evolução do sistema, onde estes rios, que na máxima inundação holocena devem ter constituído estuários (Rodrigues *et al.* 2020), representam o aporte terrígeno continental. Este aporte está ligado, na escala de tempo do Holoceno e Pleistoceno superior, à precipitação e, portanto, ao paleoclima, ainda que sua chegada à costa seja influenciada, também, pelo comportamento do NRM, como observado nos estudos de Martin & Suguio (1986) e Martin *et al.* (1986, 1988). A influência deste aporte fluvial no mar aberto pode ser um dos fatores responsáveis por diferenças geomorfológicas e sedimentares da costa extremo sul catarinense em relação à costa vizinha (centro-sul) do mesmo estado, até a extremidade meridional da Serra do Mar (latitude aproximada de Itajaí-Joinville), bem como em relação à costa do Rio Grande do Sul. Nestas outras áreas, a maior parte do aporte fluvial acaba retido no sistema lagunar adjacente.

Dentro desta problemática científica, o alvo desta tese de doutorado é a morfodinâmica e o arcabouço estratigráfico e cronológico dos sistemas deposicionais eólicos quaternários da costa extremo sul catarinense e sua relação com os demais sistemas costeiros da região. As questões mais gerais que afloram como motivadoras do trabalho são: quais os fatores climáticos que determinam a morfologia geral de campos de dunas transgressivos em costas regressivas?; e de que modo a variação destes fatores no tempo e no espaço controla a distribuição e dimensões dos elementos morfológicos eólicos na área de estudo, inclusive suas semelhanças e diferenças com as barreiras do norte do Rio Grande do Sul e do centro-sul de Santa Catarina?

Outras questões mais específicas são: 1. Qual o controle na formação dos cordões eólicos internos e possuiriam eles significado paleoclimático? 2. Como se explicam os campos de dunas permanecerem aparentemente mais ativos na sua margem interna, descolados da fonte de areia praial atual? 3. Quais serão os possíveis efeitos da interferência antrópica na evolução dos cordões eólicos?

1.3 Termos e Definições Adotados

A nomenclatura adotada para os setores morfológicos e/ou hidrodinâmicos de costas dominadas por ondas, estes últimos também conhecidos como “zonas de transformação de onda”, varia de autor para autor, na literatura nacional e internacional. Nesta tese, adotaram-se a classificação morfológica e a terminologia propostas por Angulo *et al.* (1996), que divide a porção arenosa infra e intermarés da barreira costeira arenosa em face litorânea, antepraia e pós-praia (Figura 1.3). De acordo com esse autor, a face praiial é um elemento morfológico da porção superior da antepraia; e a pós-praia só está presente quando uma ou mais bermas se encontram configuradas, o que é característico de praias reflexivas a intermediárias (Wright *et al.* 1979).

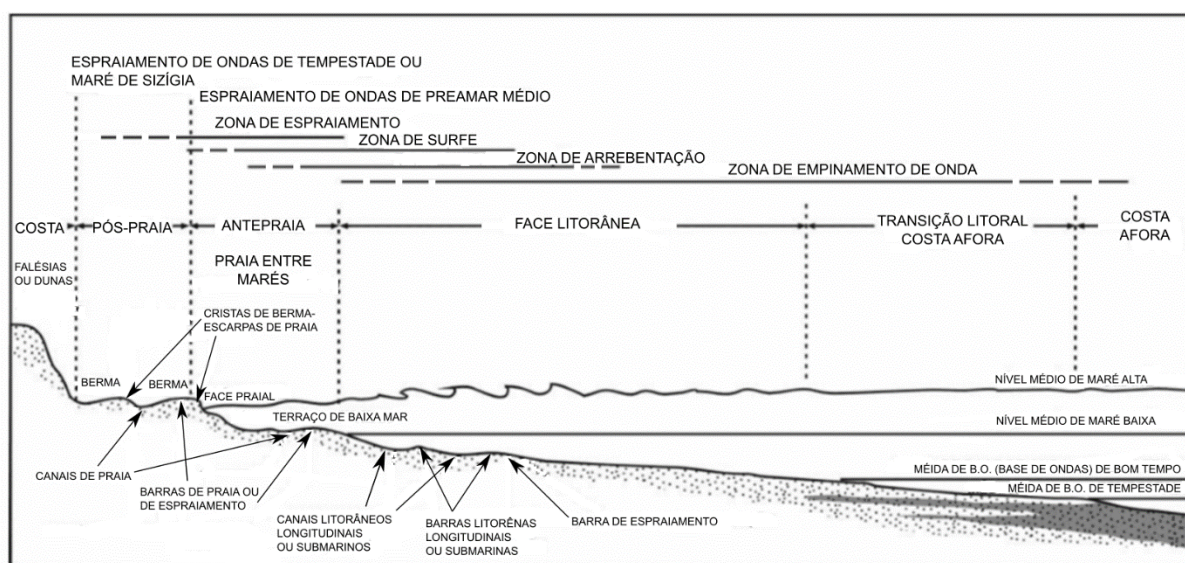


Figura 1.3. Perfil genérico de costa dominada por onda, com a terminologia de zonas de transformação de onda e respectivos compartimentos morfológicos (Angulo 1996).

Já para a terminologia das feições eólicas, utilizou-se a abordagem proposta por Giannini *et al.* (2011, 2014), que subdividem o sistema eólico costeiro em até três associações de elementos morfológicos: praia-duna, planície deflacionária e campo de dunas livres (Figura 1.4). A associação praia-duna, única de existência universal, engloba as feições eólicas imediatamente adjacentes à praia e materializa assim a entrada dos sedimentos costeiros no sistema eólico (Giannini 2007); ela pode ser formada por dunas frontais, protodunas e lençóis de areia (Quadro 1.1).

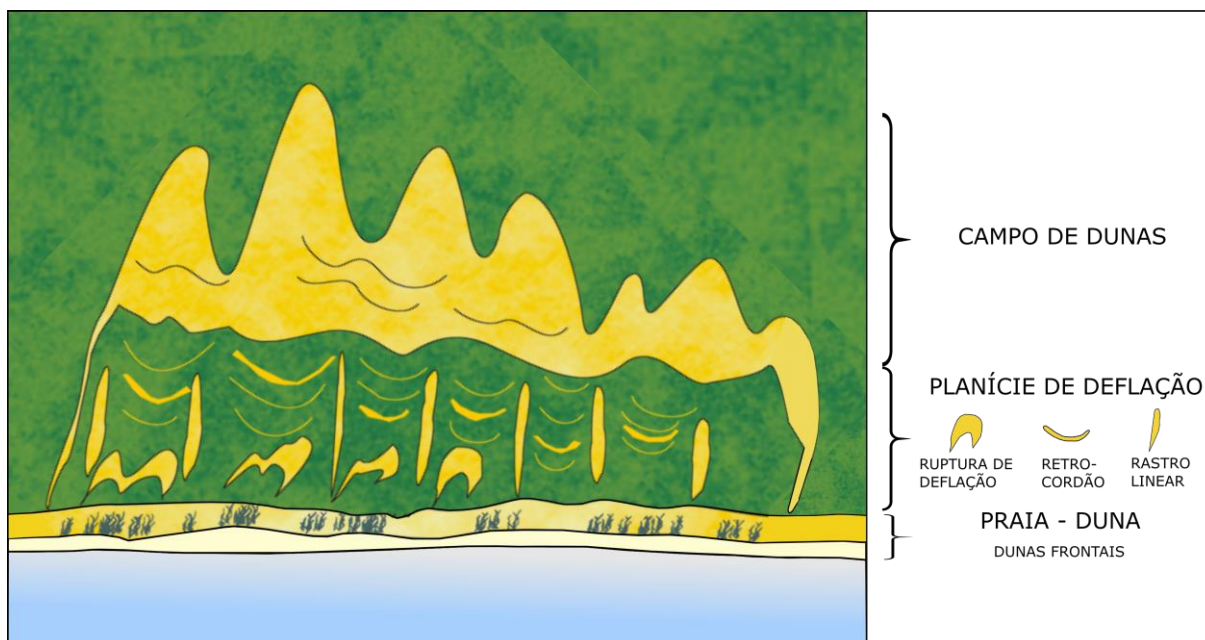


Figura 1.4. Associações de elementos morfológicos eólicos costeiros (adaptado de Giannini *et al.* 2011, 2014). Para mais informações sobre os elementos de cada associação, ver quadros 1 a 3.

Quadro 1.1. Elementos morfológicos eólicos da associação praia-duna, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Descrições baseadas em Kocurek & Nielson (1986), Kocurek *et al.* (1992), Hesp (2002) e Giannini *et al.* (2005).

ELEMENTO MORFOLÓGICO	DESCRIÇÃO
Duna frontal	Acúmulo de areia paralelo à costa, formado, sobre o pós-praia ou a antepraia superior, pela retenção de areia em meio à vegetação pioneira. Pode conter rupturas de deflação anexadas.
Protoduna	Forma de leito com até poucos metros de altura sem face de avalanche, de geometria dômica ou transversal ao vento efetivo.
Lençol de areia	Massa de areia em movimento, sem superimposição de dunas com faces de avalanche. Inclui não só corpos tabulares de areia como também campos de protodunas e de <i>nebkhas</i> (montículos de areia eólica em meio a vegetação).

Conforme destacado por Hesp (1988), a morfologia de dunas frontais depende de vários fatores, incluindo suprimento sedimentar, densidade e tipo de vegetação, taxas de acreção e erosão eólica, morfologia inicial das dunas embrionárias, e freqüência e intensidade das ondas e ventos. Segundo este mesmo autor, as dunas frontais seguem um modelo evolutivo de médio a longo termo, dividido em cinco estágios, que pode ser aplicado a costas progradantes, estáveis ou em erosão (Figura 1.5). O estágio extremo 1 caracteriza-se por dunas com topografia simples, lateralmente contínuas e bem vegetadas (90-100%); e o estágio 5, pela remoção de grande parte das dunas frontais por ação dos ventos e/ou ondas, permanecendo

apenas montículos remanescentes e segmentos dos cordões.

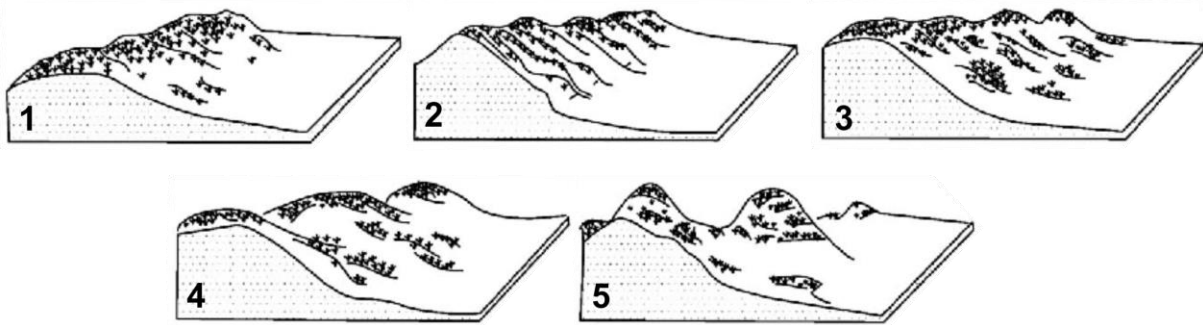


Figura 1.5. Modelo evolutivo morfológico das dunas frontais, desde o estágio bem vegetado e estável (1) até o pouco vegetado e erosivo (5), segundo Hesp (1988, 2002).

A associação planície de deflação (Giannini *et al.* 2011, 2014) situa-se tipicamente a sotavento da praia-duna e caracteriza-se por erosão eólica tão ou mais importante que a deposição; além disso, pode ter deposição subaquosa relevante e/ou intensa influência de vegetação e umidade (Giannini 2007), estas muitas vezes com variação sazonal; inclui, entre seus elementos, rupturas de deflação, retrocordões, rastros lineares residuais e dunas parabólicas (Quadro 1.2).

A associação campo de dunas livres (Giannini *et al.* 2011, 2014), corresponde a massa de areia em movimento essencialmente sem vegetação (Giannini *et al.* 2005) contendo dunas com *slipface*. Costuma incluir dunas barcanas e/ou cadeias barcanoides e ser margeada por cordões de precipitação, os quais podem apresentar lobos deposicionais (Giannini 2007, Giannini *et al.* 2011, 2014). O termo campo de dunas transgressivo (Quadro 1.3), introduzido por Gardner (1955), refere-se ao tipo específico de campo de dunas livres que apresenta deslocamento transversal à linha de costa, rumo ao interior.

Quadro 1.2. Elementos morfológicos eólicos da associação planície deflacionária, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Definições baseadas em Hesp (2000), Giannini *et al.* (2005), Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007).

ELEMENTO MORFOLÓGICO	DESCRIÇÃO
Ruptura de deflação (<i>blowout</i>)	Feição erosivo-deposicional gerada pela retirada e redeposição pelo vento de depósitos arenosos preexistentes. A ruptura produz uma bacia deflacionária, delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham rumo sotavento, em lobos deposicionais em forma de U, com faces de avalanche.
Rastro linear residual	Braço alongado de duna parabólica, ou da terminação de duna barcana ou cadeia barcanoide parabolizada de campo de dunas livres, deixado para trás (barlavento), à medida que a duna migra.
Retrocordão (<i>gegenwalle ridges</i>)	Crista de areia com vegetação, deixado a barlavento na planície deflacionária, durante a migração dos campos de dunas livres, sujeita a alagamentos e crescimento de vegetação periódicos. Também denominado de marca de migração eólica.
Duna parabólica	Duna com geometria em U ou V com convexidade voltada para sotavento (frente da duna). Deriva da ruptura de deflação, da qual difere pelo maior alongamento (relação entre comprimento e largura maior que 3).

Quadro 1.3. Elementos morfológicos eólicos da associação campo de dunas livres, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Definições baseadas em Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007).

ELEMENTO MORFOLÓGICO	DESCRIÇÃO
Barcana	Duna em forma de meia lua, com concavidade voltada para sotavento.
Cadeia barcanoide	Forma composta de crista sinuosa e transversal ao vento efetivo, gerada a partir da coalescência lateral de dunas barcanas.
Cordão de precipitação	Acumulação gerada por queda e fluxo de areia de forma cônica alongada, em meio à vegetação das margens laterais ou frontais do campo de dunas livres.
Lobo deposicional	Frente de avanço do campo de dunas, com dezenas de metros a quilômetros de extensão no rumo do vento efetivo, com formato parabólico em planta.

Outros dois termos referentes a feições eólicas, não inclusos nas classificações mencionadas, mas que aparecerão no corpo da tese, são rampa eólica e cordão eólico.

O termo rampa eólica é aqui utilizado, conforme Bigarella (1975), para designar areias eólicas acumuladas em plano inclinado, aos pés e nas encostas de elevações do embasamento cristalino, onde se misturam ou se alternam com depósitos de fluxos gravitacionais e enxurradas associados a leques aluviais ou com colúvios. Posicionam-se frequentemente no lado barlavento de elevações topográficas e podem ocorrer associadas a dunas cavalgantes (*climbing dunes*), isto é, formas de leito eólicas onduladas com face de avalanche (*slipface*) que sobem a encosta das elevações; aos casos em que estas dunas chegam a cobrir total ou parcialmente a

elevação, aplicam-se os termos dunas empoleiradas (*perched dunes*) ou de topo de escarpa (*cliff-top dunes*) (Giannini 2007).

O termo cordão eólico é utilizado nesta tese de modo genérico, para designar uma morfologia eólica alongada sobre cujo processo formador específico se têm dúvidas, podendo ter origens diversas, como cordões de precipitação, retrocordões ou antigas dunas frontais. Trata-se de cordões apenas finamente sinuosos em planta, mais retilíneos e menos espaçados (poucas centenas de metros) que os cordões identificados em outras porções da área de estudo como de precipitação.

2. METAS E OBJETIVOS

As metas maiores desta tese de doutorado são: reconstituir no tempo os eventos de formação e estabilização de depósitos eólicos quaternários da costa extremo sul catarinense; e relacionar tais eventos com as taxas de progradação subaquosa e de aporte eólico, estas por sua vez devidamente vinculadas a fatores controladores climáticos e eustáticos.

Para alcançar estas metas, estabeleceram-se os seguintes objetivos específicos:

1) Reconhecer elementos morfológicos eólicos e possíveis unidades morfoestratigráficas (gerações de dunas) e caracterizar sua distribuição espacial e rumo de migração.

2) Estudar, por meio de análise de fácies deposicionais, as características internas dos depósitos correspondentes aos elementos morfológicos eólicos previamente definidos no objetivo anterior.

3) Refinar a caracterização sedimentológica das fácies e unidades morfoestratigráficas e avaliar a possibilidade de contrastes texturais, mineralógicos e/ou pedodiagenéticos entre elas.

4) Caracterizar sedimentologicamente o aporte continental, representado pelos rios Araranguá e Mampituba, e o aporte por deriva litorânea.

5) Avaliar os depósitos eólicos quanto a variações do volume e da proveniência do aporte sedimentar, e discutir possíveis significados dessas variações de aporte em termos de mudanças de NRM, de linha de costa e de clima.

6) Determinar a cronologia dos eventos formadores e estabilizadores das dunas eólicas.

3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA

3.1 Localização

A área costeira entre as fozes dos rios Araranguá, no município homônimo, e Mampituba, na divisa de Santa Catarina com Rio Grande do Sul, está compreendida entre as cidades de Araranguá e Passo de Torres (SC) (Figura 3.1).

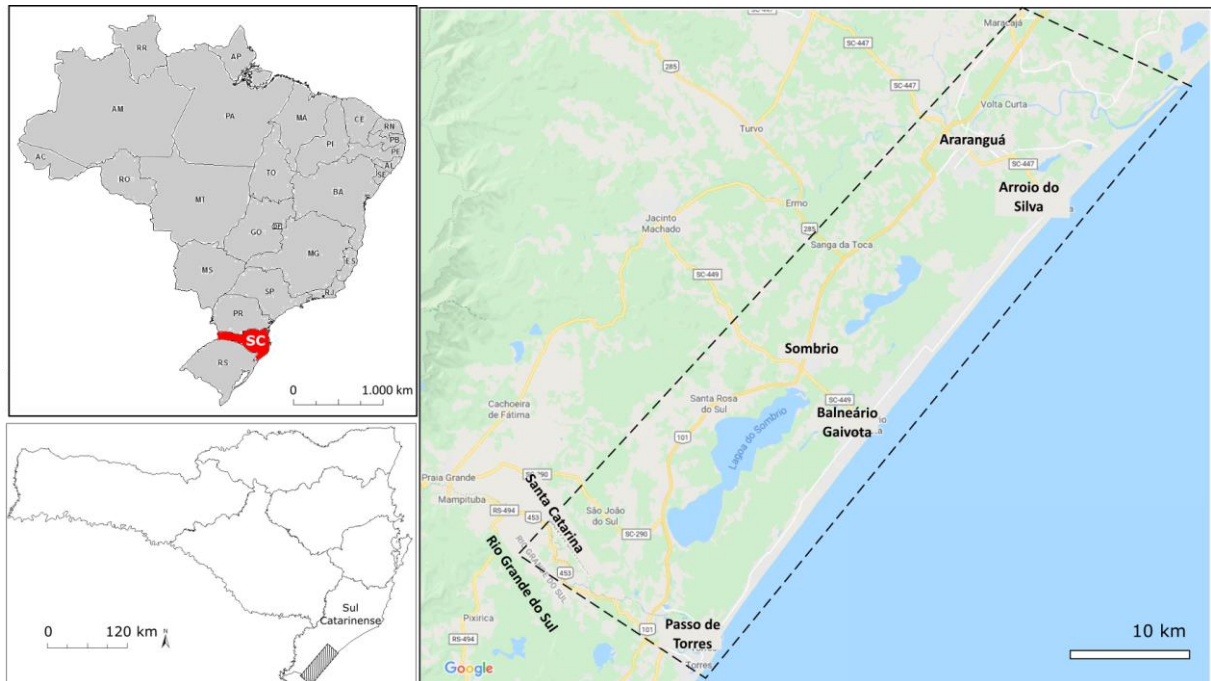


Figura 3.1. Mapa de localização da área estudada (mapasparacolorir/Google Maps). Para mais detalhe, ver Figura 3.2.

A Figura 3.2 ilustra em detalhe a área de estudo e os principais topônimos utilizados nesta tese.

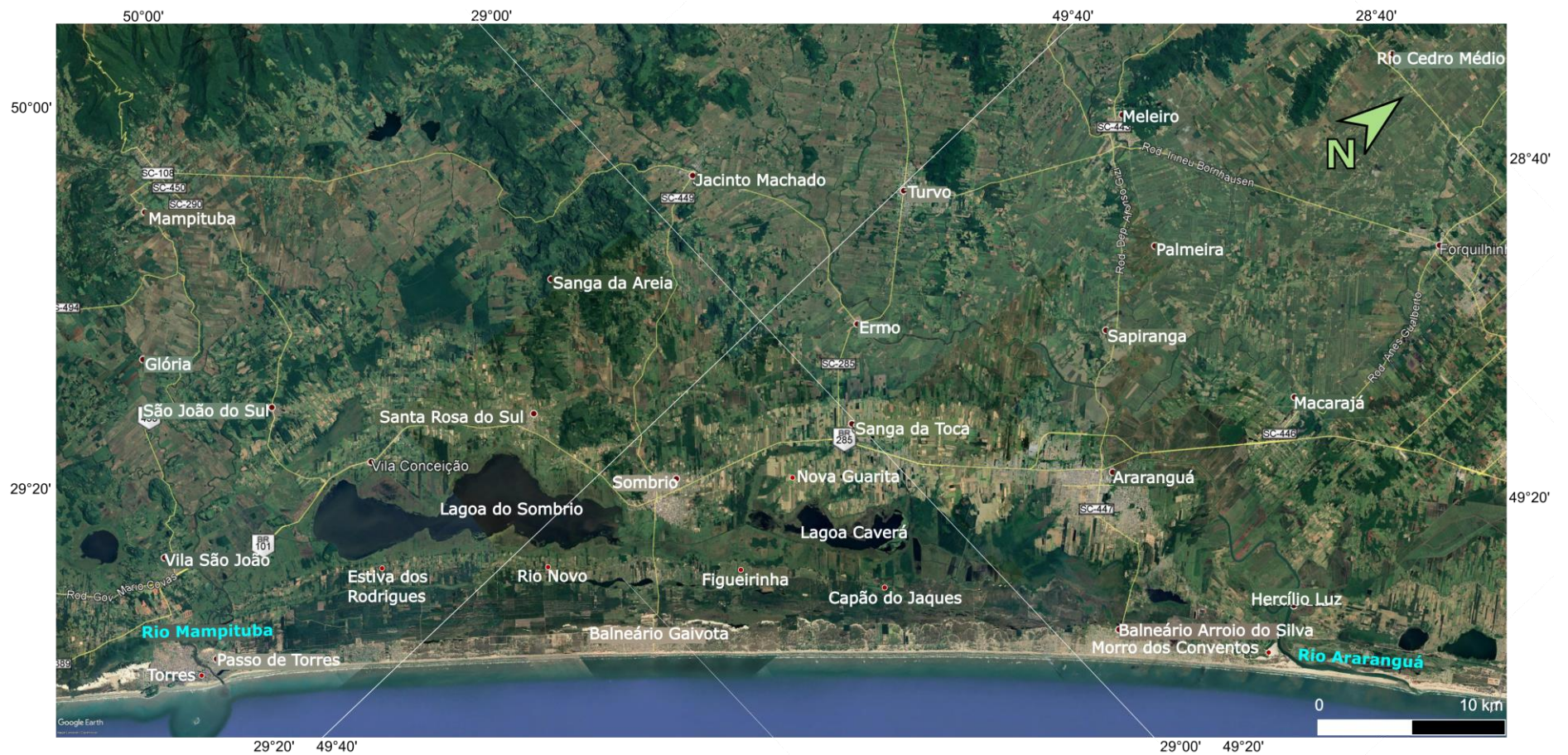


Figura 3.2. Imagem de satélite da área de estudo, com topônimos utilizados nesta tese (Google Earth, 2020, Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

3.2 Geomorfologia da Costa e da Plataforma Continental

A área de estudo insere-se no setor de praia quase contínua entre Cabo de Santa Marta (Laguna) e Chuí, coincidente em extensão com a Bacia de Pelotas (Dillenburg 1988, Tomazelli & Villwock 2000, 2005, Barboza *et al.* 2008, Dillenburg & Barboza 2014, Rosa *et al.* 2017). No Cabo de Santa Marta, observa-se uma mudança na orientação regional da linha de costa de ENE a NE, ao sul, para NNE a N-S, ao norte, onde a plataforma continental se estreita, devido à herança fisiográfica do Alto Estrutural ou Plataforma de Florianópolis (Giannini 2007, Hesp *et al.* 2009). A costa entre Laguna (SC) e La Coronilla (Uruguai) caracteriza-se pela barreira **holocena** ininterrupta mais extensa do mundo, com lagunas e barreiras arenosas, estas alternando trechos regressivos, estacionários e transgressivos (Dillenburg *et al.* 2000, Bitencourt *et al.* 2020). As barreiras arenosas costeiras desenvolvem-se em substratos com inclinação variando entre $0,02^\circ$ (~1:2500 ou 0.04%) e $0,8^\circ$ (~1:70 ou 1.4%) (Roy *et al.* 1994, Dillenburg *et al.* 2000). Na parte norte do Rio Grande do Sul, a plataforma tem uma declividade média de $0,055^\circ$ (Dillenburg *et al.* 2000). Já no sul do Estado de Santa Catarina, a declividade da plataforma continental é pouco maior: $0,148^\circ$ na altura do Balneário Arroio Corrente (Jaguaruna), $0,098^\circ$ próximo à desembocadura do rio Uruçanga (Balneário Rincão) e $0,1^\circ$ em Araranguá (Crippa 2015, Oliveira 2019).

A linha de costa no setor Santa Marta - Chuí caracteriza-se por variações suaves de direção entre ENE e NE, as quais, como demonstrado por Dillenburg *et al.* (2000) no Rio Grande do Sul, definem alternância de concavidades e convexidades tênues. As concavidades para o mar associam-se a costas de comportamento progradante e as convexidades a costas mais erosivas. Este modelo ajuda a explicar as similaridades geomorfológicas entre a costa norte do Rio Grande do Sul e a sul de Santa Catarina, por estarem situadas em um mesmo setor (suavemente côncavo), bem como o aumento do caráter progradante (sugerido pela elevação na quantidade e espaçamento de alinhamentos de cordões holocenos) de Cabo de Santa Marta, no extremo norte deste setor côncavo, para Tramandaí, que fica em uma porção mais central dele.

3.3 Bacias Hidrográficas: Mampituba e Araranguá

As bacias dos dois rios limítrofes da área de estudo, Araranguá e Mampituba (Figura 3.3), compreendem três macro-unidades geomorfológicas principais (Dantas *et al.* 2005): o Compartimento Serrano, representado pela escarpa da Serra Geral, sustentada pela sucessão sedimentar e vulcânica, com intrusivas associadas, da borda leste da Bacia do Paraná; a Baixada Pré-Litorânea, representada por amplas superfícies aplainadas resultantes do retrabalhamento de depósitos de leques aluviais cenozoicos e por fundos de vales preenchidos pela sedimentação aluvial moderna; e a Baixada Litorânea, representada por depósitos flúvio-lagunares e cordões arenosos pleistocenos e holocenos. Esta macrocompartimentação geomorfológica influencia diretamente o comportamento da rede de drenagem, a capacidade de transporte dos canais e o balanço sedimentar atual das bacias (Dantas *et al.* 2005).

Ambos os rios possuem trajeto na direção aproximada W-E entre a escarpa da Serra Geral e o oceano, sendo que o rio Mampituba percorre 62 km (D'Aquino *et al.* 2011), enquanto o Araranguá percorre 60 km (Rubira & Perez Filho 2017).

A bacia hidrográfica do Mampituba (BHM) possui área de drenagem total de 1778 km², estando cerca de 60% no Estado do Rio Grande do Sul e 40% em Santa Catarina. Abrange 18 municípios sendo oito gaúchos (Cambará do Sul, Dom Pedro de Alcântara, Mampituba, Morrinhos do Sul, São Francisco de Paula, Torres, Três Cachoeiras e Três Forquilhas) e dez catarinenses (Araranguá, Balneário Arroio do Silva, Balneário Gaivota, Ermo, Jacinto Machado, Passo de Torres, Praia Grande, Santa Rosa do Sul, Sombrio e São João do Sul) (Porto *et al.* 2019, Figura 3.4). O rio Mampituba apresenta vazão média de 19 m³/s, com profundidade média em torno de 4 m (D' Aquino *et al.* 2008). A descarga específica média (vazão média/ área) é de 0,038 m³/s/km² ou 38,78 l/s/km² (SEMA, 2002). A foz do rio Mampituba foi protegida do assoreamento por molhes de aproximadamente 200 m de extensão, construídos em 1968 (Soares 2007).

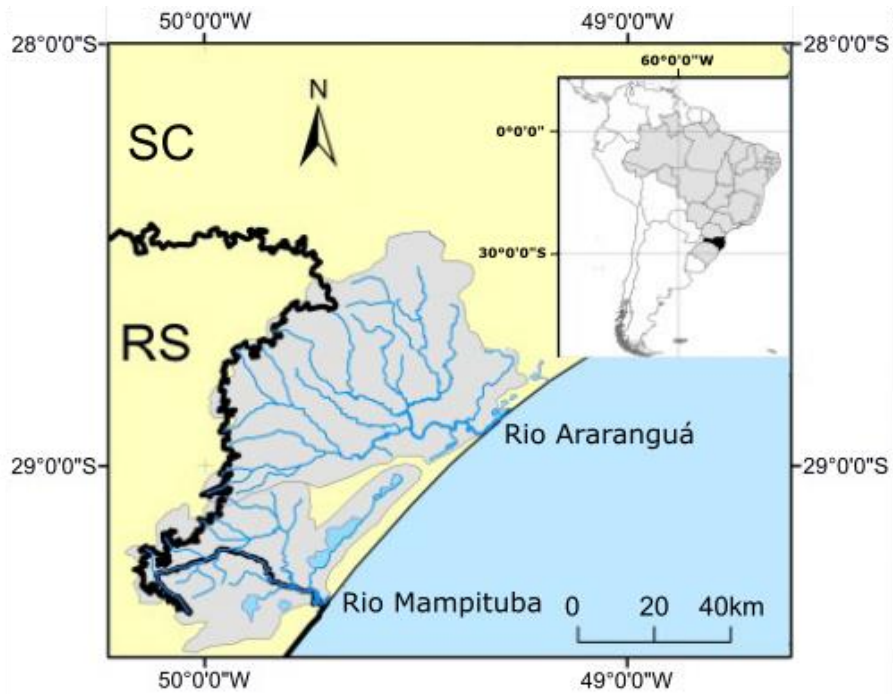


Figura 3.3. Bacias dos rios Mampituba e Araranguá (modificado de Loitzenbauer & Mendes 2015)

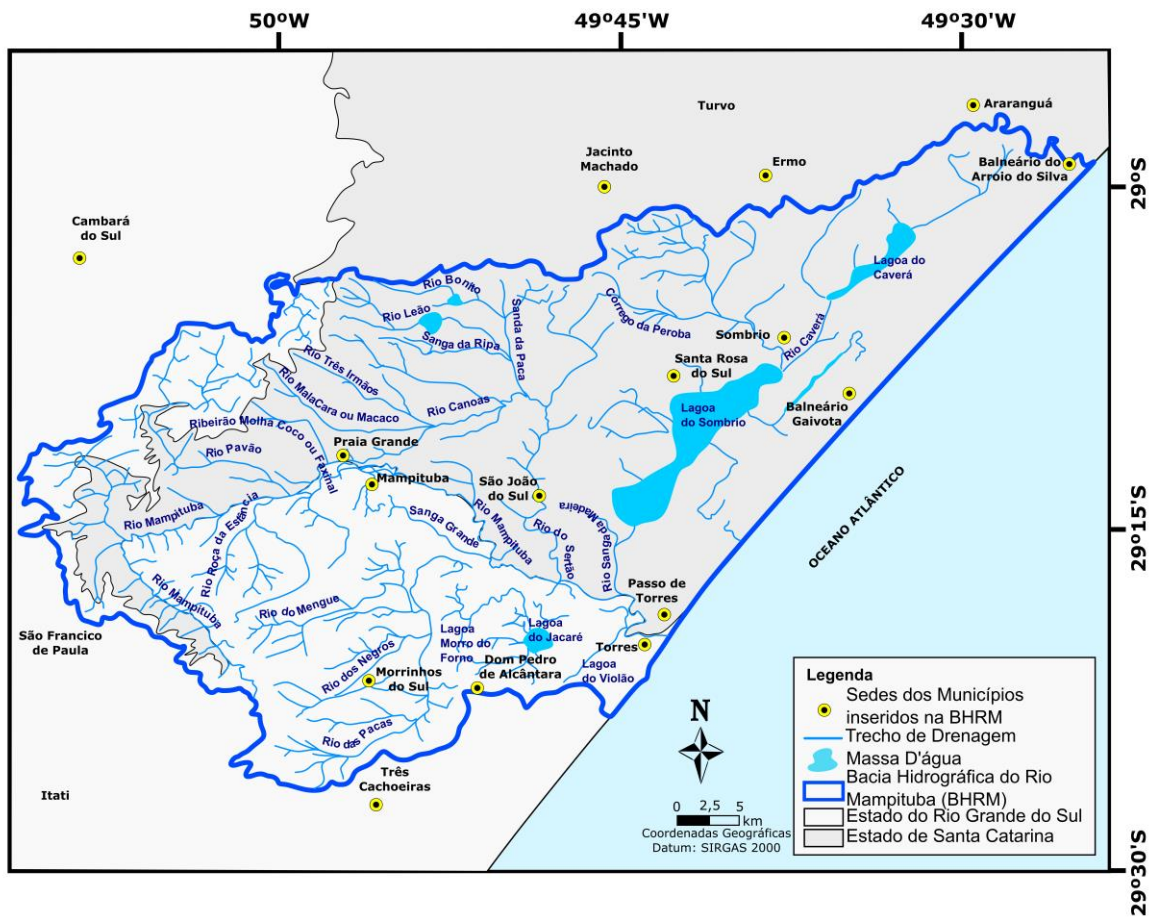


Figura 3.4. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do Mampituba (modificado de DRHS/SEMA 2019).

Próximo a foz, ambos os rios mostram influência da deriva litorânea longitudinal. A desembocadura do Mampituba, fixada por molhes, está sujeita às ondas intensas provenientes de S e SE, que geram transporte resultante ao longo da costa sul catarinense rumo NE (Siegle & Asp, 2007). Já a foz do Araranguá desloca-se para NE paralelamente a linha de costa por cerca de 7 km, com sinuosidade do tipo meandrante, antes de desaguar no mar (D'Aquino, 2010).

3.4 Clima e Paleoclima

No Estado de Santa Catarina, de acordo com a classificação climática de Köeppen, o clima é do tipo Cfa, ou seja, úmido subtropical com verão quente (média $\geq 22^{\circ}\text{C}$), sem estação seca definida e com inverno ameno (de -3°C a 18°C) nas altitudes abaixo de 700 m (Álvares *et al.* 2014).

O clima da região é controlado pelas massas de ar Tropical Atlântica (MTA) e Polar Atlântica (MPA). A MTA predomina durante a primavera e o verão, e age na costa gerando os ventos de E e NE. Durante o outono e inverno, a MPA é mais ativa e assim os ventos de S e SW gerados pelas frentes frias predominam (Orselli 1986). Segundo Mendes & Giannini (2015), a costa de Santa Catarina, por estar na borda de uma zona de alta pressão, associa-se à divergência de ventos dominantes, passando do domínio de ventos de S e SE, no norte do estado, para ventos de NE, de Palhoça para sul.

Segundo Cruz Jr. *et al.* (2006, 2009), Garreaud *et al.* (2009) e Quadro *et al.*, (2012), no sul da América do Sul a umidade tem duas fontes principais. A primeira é o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), responsável por mais de 60% da precipitação no Estado de Santa Catarina (Cruz *et al.* 2007). Este sistema climático está associado ao desvio da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que ocorre no final da primavera e nos meses do verão austral e que marca a estação de mais intensa precipitação (Pesquero *et al.* 2010). A segunda fonte de umidade a afetar o Sul e Sudeste do Brasil é relacionada aos ciclones ao longo da costa atlântica subtropical (Vera *et al.* 2002), o que gera as frentes frias, responsáveis pelas chuvas de inverno (Mendes & Giannini 2015). Segundo Mendes & Giannini (2015), ambos os sistemas climáticos afetam o

padrão de ventos (Figura 3.6): os ventos mais fortes de sul são associados às frentes frias, enquanto a intensificação da ZCAS empurra os ventos de norte para offshore, o que pode levar ao seu enfraquecimento na zona costeira.

A ZCAS enfraquece-se para sul, de tal modo que a concentração da precipitação no verão na costa de Santa Catarina torna-se cada vez menor à medida que se aproxima de Torres (RS). Passa-se assim, gradualmente, de um regime climático mais sazonal, em que as chuvas se associam preferencialmente ao SMAS (forte) e as frentes frias aos ventos de sul, no norte de Santa Catarina, para um regime menos sazonal, com distribuição mais equilibrada das chuvas e dos ventos durante o ano, no sul do mesmo estado (Mendes & Giannini 2015).

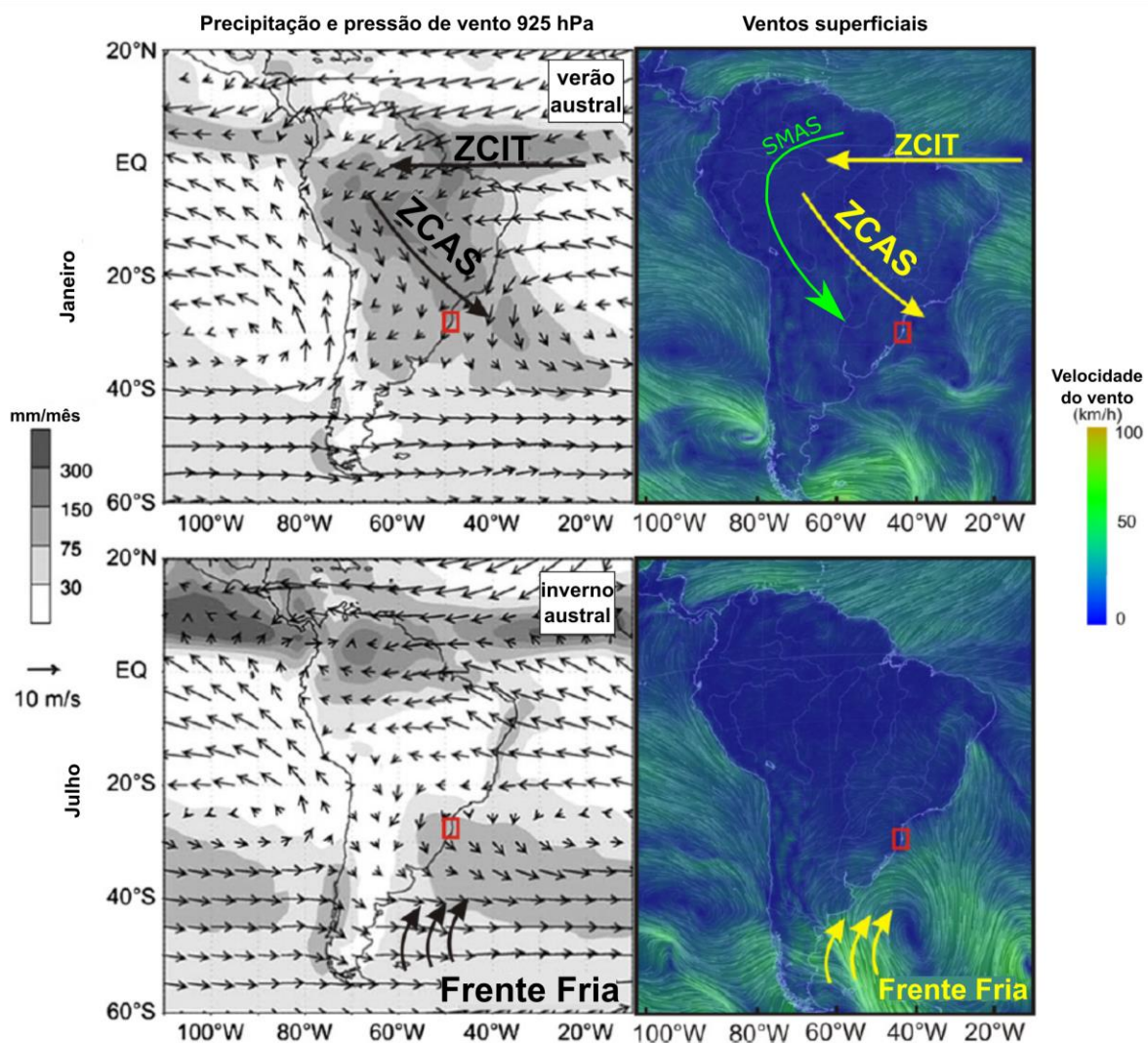


Figura 3.6. Mapas de precipitação e pressão de vento (esquerda) e de ventos superficiais (direita) para a América do Sul, extraído de Mendes & Giannini (2015).

Os ventos predominantes na Região Sul do Brasil, segundo Amarante *et al.* (2001), são os de NE, com velocidades médias anuais entre 5,5 m/s e 6,5 m/s. De acordo com esses autores, esses ventos são controlados pelo gradiente de pressão entre a Depressão do Nordeste da Argentina e o Anticiclone Subtropical Atlântico, e influenciados pelo relevo e rugosidade do terreno. Ainda conforme Amarante *et al.* (2001), a rosa dos ventos anual para o extremo sul de Santa Catarina, período 1983-1999, apresenta, entre setembro e maio, ventos vindos preferencialmente de NNE a NE, e entre junho e agosto, de SW a WSW, enquanto que no Rio Grande do Sul, o rumo de origem preferencial passa de NE a E, entre setembro e maio, para SSW a SW, entre junho e agosto.

As variações climáticas podem alterar tanto o regime de ventos como a circulação atmosférica no Oceano Pacífico, no fenômeno denominado ENOS (El Niño Oscilação Sul – ENOS) ou El Niño – La Niña. Em períodos El Niño, os ventos alísios no Pacífico enfraquecem e a contracorrente equatorial se fortalece, causando aquecimento das águas na área da Indonésia, que fluem para leste, cobrindo as águas frias do Peru. O oposto ocorre em períodos La Niña. Esses fenômenos impactam fortemente a temperatura superficial do mar (TSM) e os padrões de vento e precipitação no hemisfério Sul. No Sul do Brasil, o La Niña vem acompanhado de secas extremas, e o El Niño, de chuvas intensificadas e enchentes (Marengo 2006).

Mudanças de intensidade de SMAS ao longo do Holoceno, na América do Sul, foram relacionados por Vuille *et al.* (2012) aos eventos Bond, isto é, períodos de resfriamento do hemisfério Norte, com poucos séculos de duração (Bond *et al.* 1997). Essas mudanças, de acordo com Vuille *et al.* (2012), estão relacionadas a três eventos nos últimos dois milênios: a Anomalia Climática Medieval (900 a 1100 d.C.), a Pequena Era do Gelo (1600 a 1800 d.C.), e o período de aquecimento atual (1900 d.C. ao presente). A estes eventos, foram associadas diferentes respostas climáticas, na dependência do hemisfério e da latitude. Desta forma, os períodos mais quentes de médias e altas latitudes do hemisfério Norte poderiam ser relacionados a enfraquecimento do SMAS e a queda de precipitação na porção sul do hemisfério Sul; por outro lado, períodos frios no hemisfério Norte poderiam, no sul do hemisfério Sul, corresponder a intensificação do SMAS, com aumento de precipitação (Cruz *et al.* 2006).

De acordo com Strikis *et al.* (2015), registros de isótopos de oxigênio de espeleotemas na região centro-oeste do Brasil indicam variações no sistema de monções ao longo do Holoceno que são intrinsicamente relacionados aos eventos Bond. A alta suscetibilidade das chuvas de monções do Brasil central teria sido impulsionada pelo deslocamento para sul da ZCIT durante esses eventos, em resposta ao esfriamento da temperatura da superfície do mar do Atlântico norte, o que aumenta a convergência de umidade na região sob o domínio do SMAS.

Segundo estes mesmos autores, o Nordeste e Sul do Brasil possuem um padrão anti-fásico da paleopluviosidade em escala orbital no continente. Durante as fases de aumento da insolação de verão no Hemisfério Sul, o aumento de convergência de umidade para o interior da Bacia Amazônica e, conseqüentemente, aumento da atividade convectiva na região, é compensado pela subsidência de ar na costa do Nordeste. Como resultado, ao passo que a Região Nordeste do Brasil mostra forte redução das precipitações, a Região Sul-Sudeste do Brasil experimenta intensificação das chuvas de monções resultante do aumento do transporte de umidade pela ZCAS.

3.5 Nível Relativo do Mar, Marés e Ondas

Na costa de Santa Catarina, cerca de 30 datações de indicadores de variação do NRM durante o Holoceno, feitas em vermetídeos, indicam paleonível máximo de $2,1 \text{ m} \pm 1,0 \text{ m}$ mais alto que o atual, alcançado em 5916-5597 anos 14C cal AP (Angulo *et al.* 1999, 2006; Toniolo *et al.* 2020).

Baseado em terraços de construção marinha essencialmente arenosos e na sua correlação com terraços de mesma altura, existentes na Bahia, contendo fragmentos de corais datados por U-Th, o NRM máximo admitido na região para o Último Interglacial (120 ka AP) é de $8 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ acima do nível atual (Martin *et al.* 1988). Em Imbituba, cerca de 100 km a NE de Araranguá, foram encontradas paleopraias suspensas de cascalho com 8 m de desnível em relação à praia atual, embutidas em paleodunas eólicas, atribuídas a este mesmo interglacial (Martin *et al.* 1988, Giannini 1993, Giannini *et al.* 2007).

O regime de ondas na Região Sul do Brasil, segundo levantamento temporal de 11 anos (jan/97 a dez/2007) feito por Pianca *et al.* (2010), é controlado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela passagem de frentes frias sinóticas.

Durante a primavera e verão, as ondas frequentes são de NE e S, com alturas entre 1 e 3 m e período de 6 a 8 s. No outono e inverno, as ondas de S são mais frequentes e apresentam de 2 a 3 m de altura e períodos de 10 a 12 s. As ondas de S são as mais energéticas, geradas por ventos intensos associados à passagem de frentes frias. Em Mampituba, as ondas dominantes, com altura média significativa junto à costa de 1,5 m, são as de SW, S e SE (Zasso *et al.* 2013). Estas duas últimas orientações de onda, responsáveis pelo empilhamento de água na costa em caráter local e regional, podem elevar o nível do mar em mais de 1,3 m durante tempestades (Calliari *et al.* 1998, Barletta & Calliari 2001). O domínio de ondas de quadrantes de sul em toda a costa brasileira a sul do Cabo de Santa Marta gera deriva litorânea longitudinal residual para norte (Tomazelli & Villwock 1992, Giannini 1993, 2002; Tomazelli 1993, Siegle & Asp, 2007). A amplitude média de maré no segmento sul rio-grandense desta costa é de 0,5 m (micromaré) com marés semi-diurnas (Dillenburg *et al.* 2009).

A região da desembocadura do rio Mampituba é caracterizada como um estuário, conforme Guerra (1997), ou seja, as porções finais de um rio sujeitas ao efeito das marés, o qual interfere na dinâmica fluvial vários quilômetros a montante. Durante a maré enchente, ocorre inversão do fluxo fluvial no baixo curso, com entrada de água salgada do oceano para o rio (Soares 2007) e efeito de represamento mais a montante. Em estudo realizado próximo da Lagoa do Sombrio (Silva, 2011), a amplitude de maré tem valores próximos aos relatados na costa do Rio Grande do Sul, com regime semidiurno. Assim, em vista da baixa amplitude de maré e do caráter pouco recortado, a porção meridional da planície costeira de Santa Catarina se insere em uma costa dominada por ondas (Horn Filho & Diehl 2004).

Loitzenbauer & Mendes (2015), ao estudarem modelos de propagação da onda de maré nos estuários de Mampituba e Araranguá verificaram que a zona de interferência costeira é de 29,0 km a montante para o rio Mampituba, e de 34,4 km e 28,8 km nos rios Itoupava e Mãe Luzia, respectivamente, estes dois últimos afluentes do rio Araranguá; apesar de apresentarem características geomorfológicas distintas, estes dois estuários possuem larguras e profundidades semelhantes e estão sujeitos a mesmo regime mareal (de micromaré, com desigualdades diurnas), segundo mesmos autores. O rio Mampituba possui profundidade média de 4 m e vazão média de 19 m³/s (D'Aquino *et al.* 2008), com padrão meandrante no baixo curso (últimos 20

km, até os arredores de Piratuba), enquanto o Araranguá, também meandrante no baixo curso (últimos 30 km, até os arredores de Itapoa), tem vazão média de 65 m³/s e profundidade máxima de 8 m (DRHS/SEMA 2019).

3.6 Geologia Regional

3.6.1 Embasamento pré-Cenozoico

As rochas pré-cenozoicas do Compartimento Serrano (conforme item 3.3) que margeiam a planície costeira sul catarinense entre os rios Araranguá e Mampituba e que são drenadas pelas bacias hidrográficas destes dois rios pertencem essencialmente à Bacia do Paraná (Figura 3.7). Esta bacia é representada, na região de estudo, pelos grupos Guatá, Passa Dois e São Bento (Silva *et al.* 2000, Potter *et al.* 2004, Wildner *et al.* 2014).

O Grupo Guatá é uma sequência transgressiva, na área em estudo, que inclui arenitos deltaicos e camadas de carvão da Formação Rio Bonito e siltitos e argilitos da Formação Palermo (Milani e Ramos 1998), e apresenta idade eopermiana (Schneider *et al.* 1994). O Grupo Passa Dois, de idade permo-triássica (Milani *et al.* 2007), é representado, na região de estudo, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, com siltitos, folhelhos, folhelhos pirobetuminosos, arenitos, argilitos muito finos e bancos carbonáticos (Lavina 1988 Krebs 2004, Potter *et al.* 2004). O Grupo São Bento é constituído pela Formação Botucatu, do Cretáceo inferior, com arenitos eólicos, finos a médios, avermelhados, com estratificação cruzada, que assentam discordantemente sobre a Formação Rio do Rasto; e pela Formação Serra Geral, que repousa concordantemente sobre a Formação Botucatu e apresenta na região predomínio de basaltos toleíticos, com soleiras e diques de diabásio associados (Silva *et al.* 2000; Potter *et al.* 2004; Krebs 2004; Da Fonseca Cardoso *et al.* 2007, Wildner *et al.* 2014).

O embasamento cristalino pré-cambriano da Bacia do Paraná, apesar de não ser aflorante na área de captação dos rios, ocorre em um corte de estrada no limite da bacia do rio Araranguá com a bacia do rio Criciúma, e é composto de rochas granitoides tardi a pós-tectônicas (Krebs 2004).

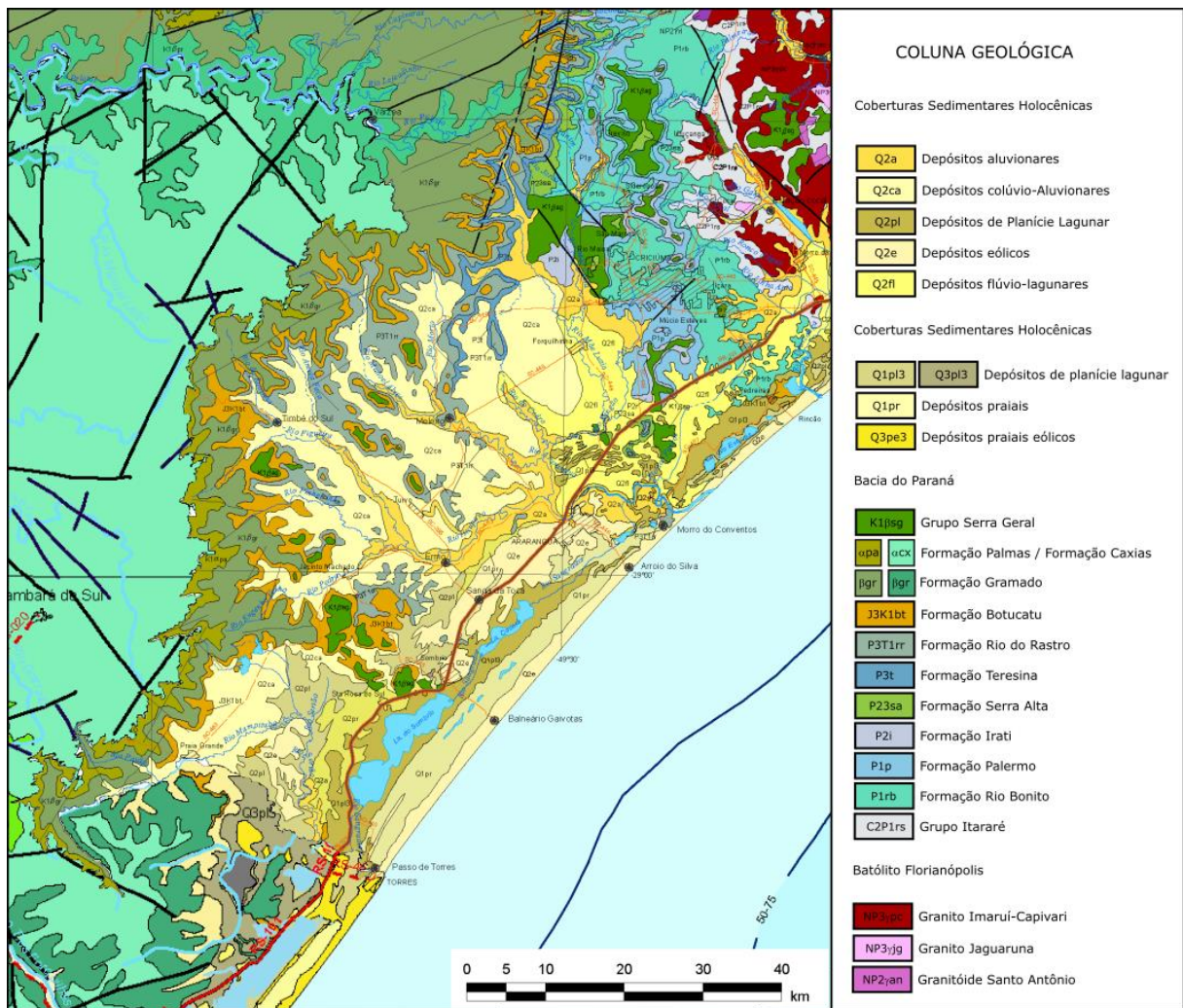


Figura 3.7. Mapa geológico da área de estudo (Wildner *et al.* 2014).

3.6.2 Cenozoico

De acordo com o mapeamento realizado por Martin *et al.* (1988) na região de estudo, a planície costeira de Santa Catarina caracteriza-se por três tipos principais de depósitos marinhos a mistos quaternários, todos reconhecidos na área de estudo:

- 1- Terraços marinhos arenosos pleistocenos, com cotas de 5 a 10 m, às vezes marcados por bioturbações. No sul do estado, inclusive na área de estudo, onde alcança altitudes vários metros superiores ao admitido (10m) para o máximo paleonível marinho do Último Interglacial do Pleistoceno (Estágio Isotópico Marinho - EIM - 5e, cerca de 120 ka AP), esses depósitos,

segundo os autores, e também Rodrigues *et al.* (2020), foram superficialmente retrabalhados pelo vento.

- 2- Terraços arenosos marinhos holocenos, mais baixos que os anteriores.
- 3- Depósitos areno-argilosos lagunares, formados em níveis marinhos holocenos mais altos que o atual e relacionados, como substrato, à ocorrência de sambaquis.

Os depósitos neógenos e quaternários continentais são caracterizados na área por Martin *et al.* (1988) segundo três tipos:

- 1- Colúviais, formados em rampas nas proximidades de altos topográficos.
- 2- Eólicos, com três gerações: dunas antigas (entre 120 ka AP e 7 ka AP), dunas holocenas inativas (fixadas pela vegetação) e dunas ativas (situadas junto à linha costa atual).
- 3- Turfas, formadas, segundo os autores, por assoreamento parcial de paleolagunas, como ocorre na região das lagunas de Sombrio e Caverá, sob condição de diminuição do NRM no Holoceno.

Horn Filho *et al.* (2012) estabeleceram dois sistemas geológicos sedimentares quaternários principais na planície costeira de Santa Catarina: um continental, cujos sedimentos se depositaram nas encostas de morros e junto aos cursos dos rios, e outro litorâneo ou transicional, formado por sedimentos arenosos marinhos, lagunares e eólicos diretamente associados a processos costeiros (sistema laguna-barreira), sob a influência da variação do nível do mar e da ação de ondas (e correntes induzidas), marés e ventos. Dentre estes últimos, segundo os autores, os sedimentos mais antigos estariam correlacionados às fases transgressivas e regressivas relacionadas aos períodos interglaciais Mindel/Riss e Riss/Wurm, enquanto que os sedimentos mais jovens foram originados durante a fase regressiva seguinte à Transgressão Marinha Pós-Glacial – PMT, desde cerca de 5,6 ka AP até os dias atuais.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Dados Meteorológicos

Os dados meteorológicos foram obtidos do Inmet (Instituto Nacional de Meteorologia), para as estações automáticas de Araranguá (SC) e Torres (RS), período de 2006 a 2019, e para as estações convencionais de Uruçanga (SC) e Torres (RS), período de 1962 a 2019. Estes dados foram tabelados e tratados através no programa *Excel*®. Os histogramas circulares de frequências de azimute de origem dos ventos (rosas de ventos) foram gerados através do programa *WRPLOT*. Para os dados pluviométricos, construíram-se gráficos de total de chuvas (precipitação acumulada anual) por dias com chuvas (>1 mm).

4.2 Sensoriamento Remoto e Base Topográfica

Para a área em estudo foram selecionadas fotografias aéreas de diferentes datas, oriundas do acervo de dados da Secretaria do Patrimônio da União – SPU e da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável de Santa Catarina – SDE/SC, e pertencentes ao levantamento aerofotogramétrico realizado pela Força Aérea Americana (1938) e pela Cruzeiro do Sul Serviços Aéreos (1957 e 1978). Estas fotos foram comparadas com imagens de satélite de 2018, obtidas no *software Google Earth*®. Para cada conjunto de fotografias, calcularam-se as áreas cobertas por feições eólicas deposicionais (areia exposta) e de deflação (vegetadas), bem como a área total de cada campo de dunas.

As imagens aéreas de 1938 a 2018 possuem características de escala do levantamento e resolução espacial distintas (Quadro 4.1). As fotografias aéreas utilizadas para mapeamento das feições eólicas não possuem registro de data de aquisição, contudo os levantamentos aerofotogramétricos são realizados preferencialmente no inverno no Estado de Santa Catarina, quando a umidade relativa do ar é menor.

Quadro 4.1. Características das imagens aéreas utilizadas.

Ano	Escala do levantamento	Fonte	Formato
1938	~1:35.000	Força Aérea Americana	ANALÓGICO
1957	1:25.000	Cruzeiro do Sul	ANALÓGICO
1978	1:25.000	Cruzeiro do Sul	ANALÓGICO
2018	1:20.000	Google Earth	DIGITAL

Os mapas geomorfológicos de diferentes datas foram feitos via *software* de sistema de informação geográfica (GIS), especificamente o *Global Mapper*. A finalização das imagens foi tratada no *software Inkscape*. As fotografias aéreas foram georreferenciadas sobre imagens de satélite do *Google Earth*, utilizando como base o modelo digital de terreno do projeto ETOPO1, extraído do sítio eletrônico <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>, com georreferenciamento horizontal e vertical, e resolução espacial de 2 arco-minutos.

O sistema de referência definido para este trabalho é o WGS84 e o sistema de coordenadas é a projeção geográfica (EPSG 4326).

A partir de análise preliminar das fotos aéreas e imagens de satélite, e com o auxílio de cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), foram escolhidos percursos, como estradas e picadas que interceptavam as feições morfológicas de interesse, para a realização de pontos de descrição de fácies e amostragem (item 4.3). As folhas topográficas do IBGE utilizadas, todas na escala 1:50.000, foram: Araranguá, São Bento Baixo e Turvo (ano de 1976); Torres (1979); Cambará do Sul, Jacinto Machado, Silveira e Três Cachoeiras (1980); e Praia Grande, Rio Sangrador e Sombrio (1981). As folhas serviram também como fonte para obtenção dos topônimos utilizados nesta tese.

4.3 Coleta de Dados e Amostras em Campo

O método de análise de fácies adotado é uma versão das propostas de Walker (1976), Anderton (1985) e Miall (1985), adaptadas para o estudo de depósitos quaternários (Giannini 1993, 2007). Esta adaptação envolveu a aplicação dos conceitos de fácies morfológicas e fácies deposicionais, conforme proposta de Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007) para depósitos eólicos quaternários. De acordo com esta proposta, as fácies morfológicas são unidades de descrição de

campo baseadas na relação processo-forma, por exemplo, os braços e o lobo de um *blowout*, enquanto isso, as fácies deposicionais baseiam-se na relação entre forma e produto deposicional. A integração das fácies morfológicas com as deposicionais permite deduzir as relações processo-produto, fundamentais em abordagens sedimentológicas genéticas. Associações de fácies deposicionais, definidas em afloramento pela geometria de suas superfícies limitantes, compõem elementos arquitetônicos (Miall 1985), os quais representam o registro de elementos morfológicos (Giannini 2007), como, por exemplo, o próprio *blowout*, ou ainda, dunas frontais, barcanoides, retrocordões e outras feições listadas nos quadros 1.1 a 1.3.

Com base nesse enfoque, as principais atividades executadas durante as jornadas de campo nas áreas de sistemas eólicos selecionadas foram:

- a) Identificação e descrição de fácies ou elementos morfológicos previamente reconhecidos por sensoriamento remoto.
- b) Análise de fácies deposicionais e associações de fácies (elementos arquitetônicos), correspondentes, respectivamente, às fácies e elementos morfológicos identificados.
- c) Coleta sistemática, por fácies e/ou horizonte estratigráfico, de medidas de espessura e atitude de estratificação cruzada, com trena e bússola, e amostragem seletiva destinada à caracterização sedimentológica.
- d) Coleta de amostras arenosas para datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), juntamente com amostras para caracterização sedimentológica.

A obtenção de dados de campo foi realizada em duas campanhas, a primeira com coleta de 64 amostras para análise sedimentológica e 43 para datação por LOE e a segunda com coleta de 74 amostras para análise sedimentológica e quatro amostras para datação por LOE.

Os códigos de identificação dos pontos de descrição e amostragem obedeceram a critério de elemento morfológico observado ou interpretado, conforme Quadro 4.2.

Quadro 4.2. Elementos morfológicos observados e interpretados em campo com respectivas siglas alfanuméricas adotadas nos códigos de pontos de descrição e amostragem (X refere-se a numeral).

Elemento morfológico		Sigla
1	Fluvial	SFL-XX
2	Terraço Alto	SPR-XX
3	Planície de Deflação	SPD-XX
4	Cordão de Precipitação	SCP-XX
5	Cordão Eólico	SCL-XX
6	Rampa Eólica	SRE-XX
7	Perfil Praia-Duna (Duna Frontal)	SPPD-XD
8	Perfil Praia-Duna (Praia)	SPPD-XP

As amostras coletadas ao longo das margens dos dois rios que delimitam a área e nos terraços fluviais antigos adjacentes visaram obter as características sedimentológicas do aporte continental e assim permitir comparações com o aporte por deriva litorânea (amostras de praia). A finalidade foi tentar detectar a influência destes dois tipos de aporte nas diferentes formas e gerações de feições eólicas. Partindo-se da premissa de que o aporte continental é controlado pela precipitação, o seu grau de influência nas feições costeiras e/ou eólicas pode ter significado paleoclimático.

A descrição de campo e a coleta de amostras para sedimentologia e datação absoluta foi realizada através de corte sub-vertical em exposição natural ou artificial preexistente, ou em trincheira aberta na crista da feição morfodeposicional (Figura 4.1), com uso de enxada e pá, em profundidade variável entre 1,5 e 2,0 m em média. Para a amostragem LOE (Figura 4.1C, D), cravou-se à percussão tubo cilíndrico de plástico opaco preto com diâmetro aproximado de 3 cm e comprimento de 30 cm, vedado em uma das extremidades por papelão e fita isolante para a garantia de nenhum contato com a luz. A cravagem foi feita no centro de uma área do corte sub-vertical que fosse sedimentológica e pedologicamente homogênea num raio de 30 cm, e sua profundidade foi medida com trena e anotada. As amostras para ensaios sedimentológicos, em massas de aproximadamente 0,4 kg, foram coletadas exatamente no ponto de cravação do tubo para LOE; ou na superfície, no caso de locais não amostrados para datação (por exemplo, elementos morfológicos ativos), exceto quando previamente disponíveis cortes subverticais (Figura 4.1B).

Em cada ponto de coleta, procurou-se descrever não somente as fácies, mas também, quando cabível, os horizontes de solo presentes. As amostragens para datação, e mesmo para análises sedimentológicas, foram feitas, sempre que possível, nas cristas ou porções mais elevadas das feições morfológicas reconhecidas (Figura 4.1A). A finalidade deste cuidado foi evitar a coleta de material escorregado mecanicamente pela vertente.



Figura 4.1. Dois tipos de amostragem: em trincheira, no topo da feição morfodepositiva (A, C e D) e em corte vertical, aproveitando exposição preexistente (B). Notar processo de cravação de tubo amostrador para datação LOE (C) e uso de trena para medir a profundidade do tubo e as espessuras das fácies e/ou horizontes de solo (D).

Para a caracterização morfodinâmica do sistema praia-duna, composto por praia, dunas frontais incipientes (DFI), dunas frontais estabelecidas (DFE) e *blowouts* coalescidos (localizados entre a DFI e a planície deflacionária) (Hesp 1988, Giannini 2007), foram realizados perfis transversais à linha de costa, equidistantes de 3 km. A contagem da quilometragem iniciou-se na foz do rio Mampituba e estendeu-se até a foz do rio Araranguá. Estes perfis foram levantados entre a zona de espraiamento e o pé da duna frontal incipiente (primeira vegetação), no mesmo período do dia, para minimizar os efeitos das marés. Anotaram-se as coordenadas GPS de cada perfil e o horário; medidas a passo, trena e clinômetro da bússola visaram determinar a inclinação e largura da praia, entre a duna frontal e o espraiamento, bem como a altura das dunas incipientes. As coletas, destinada a ensaios sedimentológicos, foram feitas na zona de espraiamento e na crista da DFI, na qual se procedeu também a

identificação e quantificação (em partes por 20) das espécies vegetais. Esta quantificação foi feita por estimativa visual numa área aproximada de 10 m² abrangendo a mesma porção da crista da duna frontal onde foi feita a coleta de amostras sedimentológicas. As espécies foram coletadas e comparadas com as descritas e ilustradas no atlas de Cordazo & Seeliger (1995) e, complementarmente, com reconhecimento por biólogo especialista.

4.4 Atividades de Laboratório

Adotaram-se os procedimentos utilizados pelos três laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) onde se realizaram os ensaios: o Laboratório de Sedimentologia “Armando Márcio Coimbra” (Labsed), para as análises granulométricas e separação de minerais pesados (Melo *et al.* 2004); o Laboratório de Petrografia Sedimentar e Documentação Gráfica (Labpetro), para as análises mineralógicas microscópicas; e o Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal), para as datações por LOE.

4.4.1. Granulometria

Para a análise granulométrica, adotou-se o método da difração de laser em partículas em suspensão (Melo *et al.* 2004), através do equipamento *Malvern Mastersizer 2000*, utilizando-se o acessório de dispersão em água (*Hydro*), com adição de pirofosfato de sódio entre 10 e 20% e velocidade da bomba a 2500 RPM. Esta análise foi aplicada ao material passante em peneira com abertura de malha de 1 mm, o que, na maioria das amostras, correspondia a mais de 99% em massa. Os resultados obtidos no equipamento de difração de laser referem-se à distribuição em volume.

4.4.2. Separação e identificação de minerais pesados

Com os resultados de granulometria por difração de laser, determinou-se que a faixa modal granulométrica da fração areia se situa na classe areia fina, entre 3 e 2 phi na escala de Wentworth (1922) - Krumbein (1934). Considerando que a maior massa e variedade de minerais pesados ocorre até um phi abaixo (mais fino), da moda

granulométrica do quartzo, a classe granulométrica escolhida para a análise de minerais leves e pesados foi a areia muito fina (entre 4 e 3 phi). A separação desta classe foi feita por peneiramento a seco (envolvendo fase preliminar de dispersão aquosa e elutriação, com lavagem de pelíticos).

As alíquotas foram submetidas por processo de separação de minerais leves e pesados por flutuação e afundamento em bromofórmio (CHBr_3 , densidade 2,83 a 2,89), onde os pesados foram em seguida separados de minerais magnéticos com imã portátil, sendo os não atraídos ao imã utilizados para a confecção de lâminas de imersão em bálsamo do Canadá (aquecido até a temperatura de 110°C).

A quantificação de assembleias de minerais pesados de cada amostra foi realizada em valores percentuais, pelo método da faixa (Mange & Maurer 1991), com leitura de 100 grãos para opacos e semiopacos e de no mínimo 300 grãos, para transparentes não micáceos, ao microscópio óptico de luz polarizada (petrográfico). Entre os semiopacos, foram quantificados agregados cripto a microcristalinos de óxi-hidróxidos de ferro (limonita) e de óxi-hidróxidos de titânio (leucoxênio).

4.4.3. Datação

4.4.3.1. Luminescência

Na preparação das amostras para a datação por LOE, os tubos cilíndricos vedados contendo cada amostra foram abertos em câmara escura, sob luz vermelha, com descarte do preenchimento das extremidades (aproximadamente 3 cm); uma alíquota foi atacada com peróxido de hidrogênio (H_2O_2 a 35%), ácido clorídrico (HCl a 10%), com separação de feldspato remanescente em solução de metatungstato de lítio com densidade 2,62 e posteriormente atacada com ácido fluorídrico (HF a 40%). Em solução de metatungstato de lítio com densidade 2,72, separaram-se os minerais pesados do quartzo. A fração flutuada foi em seguida transportada, em recipiente escuro, ao laboratório de leitura de luminescência.

Para a datação por LOE, adotou-se o protocolo SAR (single aliquot regenerative-dose), descrito por Murray & Wintle (2003). Este protocolo (Quadro 4.3) foi estabelecido com o objetivo de corrigir as variações de sensibilidade da luminescência que ocorrem durante os procedimentos de medida, comparando o sinal natural (dose equivalente), com sinais de doses conhecidas (D1 a D4).

Quadro 4.3. Protocolo SAR de Murray & Wintle (2003), para determinar a dose das amostras

Passo	Tratamento
1	Aplicar dose D_i
2	Pré-aquecer a 200 °C por 10 s (5 °C/s)
3	Estimular com LED azul por 40 s a 125 °C (5 °C/s)
4	Aplicar dose teste, D_t (10 a 20% da dose esperada)
5	Aquecer a 160 °C por 0 s (5 °C/s)
6	Estimular com LED azul 90% por 40 s a 125 °C (20 °C/s)
7	Estimular com LED azul 90% por 40 s a 280 °C
8	Repetir o passo 1

Os sinais de luminescência foram medidos em leitores Riso TL/OSL *reader model* DA-20 *system*, equipados com fontes de radiação beta (90Sr/90Y) com taxas de dose de 0,0768 Gy/s e 0,1341 Gy/s.

Realizou-se um teste de recuperação de dose, para corrigir o sinal LOE, estimular e conhecer a dose de cada amostra, e avaliar se o protocolo estava adequado. O sinal foi medido através da integração dos primeiros 0,8 s de estimulação de luz com os últimos 10 s da curva de decaimento. Nesse teste, exigiu-se que a dose equivalente média das alíquotas estivesse próxima da dose que foi dada, com diferença de no máximo 5%.

Após a leitura do sinal da dose a se determinar, foi feita uma curva de calibração a partir de sinais corrigidos pelo sinal de dose teste constante (D_t) para determinada alíquota de quartzo. Com essa curva, a dose desconhecida pôde ser calculada ao se medir o sinal corrigido.

A dose equivalente das amostras foi calculada pelo modelo estatístico da idade central (Central Age Model – CAM), proposto por Galbraith *et al.* (1999) e revisto por Roberts *et al.* (2000).

A preparação das amostras para as medidas de radiação gama foi realizada previamente com pesagem de amostra úmida e seca, desfragmentação e acondicionamento em frascos de tamanhos conhecidos, onde elas foram seladas e armazenadas para a medida.

As medidas de taxa de dose anual de radiação por espectrometria gama foram feitas por detector de germânio de alta pureza (HPGe). Os valores de ^{238}U (ppm), ^{232}Th

(ppm) e ^{40}K (%) foram convertidos em taxa de dose anual (mGy/ano) pela fatoração de Guérin *et al.* (2011). A contribuição da radiação cósmica, nas taxas de dose anuais, foi calculada segundo Prescott & Hutton (1994), com informações de cada amostra: coordenadas geográficas, altitude, profundidade de coleta e densidade. Calculou-se o erro total da dose anual de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro; o erro admitido foi de no máximo 0,01 %, segundo o protocolo do laboratório.

Para os dados de umidade consideraram-se os valores obtidos a partir das amostras de campo. Apesar de haver variação sazonal de umidade e nível de água nos depósitos estudados, supôs-se que o erro devido a essa variação não interfere significativamente nos resultados, já que os sedimentos arenosos datados foram coletados acima do nível freático e devem ter permanecido acima dele durante maior parte de sua história geológica anterior.

Para as idades dos depósitos inicialmente supostos como pleistocenos (amostras SPR: terraço alto), no quesito profundidade de coleta de amostragem, foram acrescentados 2,0 m, com base na hipótese de que o horizonte E do espodossolo foi erodido, permanecendo somente o horizonte B espódico observado em campo. O valor de espessura de horizonte E adotado baseou-se no valor máximo médio observado em espodossolos da costa sul-sudeste brasileira (*e.g.* Martinez *et al.* 2018) sobre depósitos costeiros análogos mais jovens (holocenos). Esta correção foi feita porque a profundidade medida de coleta, em depósitos mais antigos cujo topo mostra indícios de ter sido erodido, pode e deve estar subestimada em relação à profundidade no depósito original. Este problema foi reconhecido também por Rodrigues (2017) em depósitos eólicos indiferenciados da região costeira vizinha a norte, ainda que a autora tenha adotado outro método de correção. Assim, para o resultado final, e somente para esses depósitos, foram apresentadas duas idades: uma considerando a profundidade medida em campo e outra, esta profundidade acrescentada de 2,0 m.

Para os pontos amostrais com mais de duas idades (em que houve levantamento de perfil vertical), considerou-se a camada mais superficial (amostra C) para efeito de comparação com outros pontos da mesma unidade geomorfológica.

4.4.3.2. Radiocarbono

Uma amostra de sedimento quartzo-arenoso contendo restos de matéria orgânica carbonosa, obtida em seção exposta em vala de drenagem sob a planície deflacionária atual, foi datada também pelo método ^{14}C , usando-se a técnica de espectrometria de massa acelerada (*Accelerator Mass Spectrometry* - AMS).

A alíquota de material carbonoso foi extraída por catação à lupa estereoscópica e enviada para o laboratório Poznań Radiocarbon, na Polônia.

O resultado de ^{14}C foi calibrado com uso da curva IntCal20 no programa Oxcal v4.3.2 (Ramsey 2009), disponível no sítio eletrônico <http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>, e confirmado no programa Calib v8.1 (Stuiver *et al.* 2018), disponível em www.calib.org. Idades ^{14}C não calibradas são mencionadas ao longo da tese como “AP (antes do presente)”, e idades calibradas como “cal AP”, onde o presente corresponde ao AD 1950 (Reimer *et al.* 2013).

4.5 Tratamento dos Dados

A partir dos resultados de distribuição granulométrica em classes de 0,125 phi, calcularam-se, pela técnica analítica dos momentos de Pearson, quatro medidas estatísticas descritivas clássicas (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose). Os resultados de diâmetro médio são aqui utilizados para classificar as amostras segundo a escala de Wentworth (1922) e os de desvio padrão para determinar o grau de seleção segundo a escala nominal de Folk & Ward (1957).

Para análise de tendência de variação espacial de granulometria, utilizou-se o método de McLaren & Bowles (1985), o qual se baseia no exame da variação espacial combinada das estatísticas referentes aos três primeiros momentos. Segundo esse método, para estatísticas calculadas na escala phi, reconhecem-se dois padrões combinados de variação da granulometria indicativos de transporte sedimentar: afinamento, com aumento do grau de seleção (queda de desvio padrão) e diminuição da assimetria; e engrossamento, com aumento de seleção e de assimetria. Este método tem sido usado também, de modo adaptado, para inferir rumo de crescimento progradacional ou retrabalhamento progressivo em sucessões de depósitos cada vez mais novos (Tanaka *et al.* 2009a, 2009b, Tanaka 2010), o que é tentado nesta tese, para investigar padrões de variação entre diferentes gerações de dunas eólicas.

Índices de pares de minerais pesados ABi foram utilizados, conforme Morton & Hallsworth (1994, 1999) e Guedes *et al.* (2011), para avaliar os três fatores controladores fundamentais da assembleia mineralógica: proveniência, controlada pelas fontes primárias e secundárias; seleção hidro e aerodinâmica (“hidráulica”), controlada por forma e densidade; e dissolução pós-deposicional, controlada pela estabilidade dos minerais. O cálculo do índice é feito conforme a Equação 1, onde A e B são as concentrações de contagem de dois minerais pesados de comportamento similar quanto a dois dos três fatores controladores, mas contrastantes quanto ao terceiro.

$$ABi = \frac{A}{(A+B)} \times 100 \quad \text{Equação 1}$$

Como índice ABi de proveniência, seguindo-se a sugestão de Morton & Halsworth (1994, 1999), obteve-se o ZRi (zircão em relação a rutilo); como índice de seleção hidráulica, o ZTi (zircão em relação a turmalina); e como índice de maturidade, o THi (turmalina em relação a hornblenda). Adicionalmente, testou-se o comportamento do EpSii (epídoto em relação a sillimanita), como potencial indicador de seleção “hidráulica”, e do EsEpi (estauroлита em relação a epídoto), como possível indicador de maturidade, mas com a ressalva de que estes índices podem ser afetados pela fonte sedimentar. Obtiveram-se ainda o EpSiAnCii (epídoto em relação a sillimanita, andaluzita, cianita), também como possível indicador de seleção pelo transporte, e o ZTRi (zircão, turmalina, rutilo) de Hubert (1962), índice clássico de maturidade.

As médias, medianas, quartis e valores extremos de resultados granulométricos e mineralógicos, para diferentes agrupamentos de amostras (elementos morfológicos) e gerações eólicas, foram lançados em diagramas de caixa (boxplots), elaborados através do *software Excel*, como forma de comparar estes agrupamentos entre si. Nesses diagramas, a caixa representa o intervalo interquartis (25% e 75%) e a linha horizontal no seu interior (50%), a mediana. As linhas verticais (*whiskers* ou bigodes) unem os valores máximo e mínimo observados, dentro de 1,5 vez o intervalo interquartis. Os dados anômalos (*outliers*), em asterisco, representam valores observados fora dos bigodes (Mendes 2012). Para o cálculo do diâmetro

médio, foram computados somente os valores referentes aos sedimentos arenosos, partindo-se da premissa de que o material pelítico presente é produto da pedodiagênese (Giannini *et al.* 2007, Sawakuchi *et al.* 2009) e, portanto, não possui significado deposicional. A rigor, diagramas de caixa têm significado estatístico apenas para número de amostras (N) maior ou igual a 5. Nos casos de N menor, a representação gráfica foi feita de modo similar, apenas para padronização na forma de apresentação dos resultados, tratando-se porém, nesses casos, apenas de diagramas de intervalo de distribuição de resultados (*dotplots*), sem bigodes e *outliers*.

Já para examinar a variação espacial de dados texturais e mineralógicos ou testar a correlação entre variáveis duas a duas, usaram-se diagramas de dispersão (*scatterplots*). No caso das proporções de classes granulométricas de 1,0 phi, os valores foram normalizados com a classe modal (areia fina) de modo a minimizar o efeito da auto-correlação entre classes. Os padrões de variação encontrados nos diagramas de dispersão tiveram sua consistência estatística verificada através de correlações lineares. As retas de regressão e os valores de coeficiente de correlação (r) entre variáveis granulométricas e distância foram obtidos com o software *Microsoft® Excel 2016*. O critério estatístico utilizado para avaliar os resultados de r foi o nível de significância (α) ou erro I, para a rejeição de hipótese nula (aceitação da correlação), de acordo com o teste unicaudal de t de Student. O valor de α expressa a probabilidade de aceitar-se uma correlação não existente. Foram consideradas, para interpretação e discussão, apenas correlações com valor de α igual ou inferior a 0,1, que pode ser valor significativo, segundo Dahiru (2008).

Os rumos de transporte por deriva litorânea longitudinal residual, inferidos na área de estudo a partir dos indicadores de dispersão sedimentar texturais (regra de McLaren) e mineralógicos (variação de índices de seleção hidro ou aerodinâmica, como ZTi) foram comparados com os obtidos em áreas vizinhas a sul (Tomazelli 1990, Esteves 2004, Toldo Junior *et al.* 2005, Barros *et al.* 2005, Muehe 2006, Zasso 2012, Zasso *et al.* 2013, Figueiredo & Calliari 2006, Martinho *et al.* 2010, Puhl & Dillenburg 2018, Bittencourt *et al.* 2020) e a norte (Giannini 1993, Sawakuchi *et al.* 2009, Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2020).

A partir dos dados de velocidade diária do vento das estações meteorológicas Inmet (conforme item 4.1), calculou-se a deriva eólica potencial (DEP) média para cada mês, pela fórmula de Lettau & Lettau (1975 *apud* Fryberger 1979). A deriva eólica

efetiva (DEE), definida como a coexistência de DEP com suprimento de areia disponível para o transporte eólico, foi estimada com uso da mesma fórmula, porém computando-se somente os dados referentes a dias de vento sem chuva (precipitação < 1mm). O índice de intensidade de vento foi calculado como a DEP média anual dividida pelo número de dias de vento com velocidade média acima do limiar de transporte para o tamanho de grão limítrofe entre areia fina e areia muito fina (0,125mm). Para esse limiar, foi adotado o valor, definido por Bagnold (1941), de 4,2 m/s.

5. RESULTADOS

Este capítulo de resultados divide-se em quatro itens. O item 5.1 apresenta os elementos morfológicos, ou suas associações, reconhecidos por sensoriamento remoto e trabalho de campo, e adotados como unidades de descrição e amostragem (conforme Quadro 4.2); o item 5.2 é dedicado à caracterização geomorfológica e sedimentológica de cada uma destas unidades, com apresentação de idades absolutas, onde disponíveis; nesses dois primeiros itens, a ordem de apresentação dos resultados é das unidades mais continentais para as mais costeiras, seguindo-se também, quando cabível, a ordem estratigráfica e/ou cronológica, do mais antigo para o mais recente; o item 5.3 reúne os dados meteorológicos históricos de três estações Inmet na área de estudo ou na sua vizinhança imediata e os cálculos de DEP; e o item 5.4 refere-se a análise de morfodinâmica do sistema eólico ativo, com base na comparação de imagens aéreas de diferentes datas.

5.1 Associações de Elementos Morfológicos

Através dos diversos pontos de coleta de dados em campo (Figura 5.1), foi possível reconhecer, caracterizar e amostrar as feições morfológicas que haviam sido preliminarmente identificadas por sensoriamento remoto e, em alguns casos, juntá-las em associações de elementos ou sistemas deposicionais. Desse modo, definiram-se sete tipos principais de elementos morfológicos, ou suas associações:

- fluvial, representado pelos dois rios que delimitam a área de estudo a norte e a sul da área, amostrados nas margens (terreno em que o canal se acha inciso) ou no leito sedimentar ativo;
- praia-duna, correspondente à porção mais proximal do sistema eólico ativo, amostrada, ao longo de linha de costa de toda a área, na antepraia (zona de espraiamento) e na duna frontal incipiente;
- planície de deflação, correspondente à porção intermediária e mais densamente vegetada do sistema eólico ativo, com gramíneas e arbustos; configura-se como terreno aproximadamente plano, formado por retrocordões, rastros lineares residuais, rupturas de deflação e dunas parabólicas, além de brejos nas zonas deprimidas entre estas feições;

- cordão eólico, reconhecido como uma pequena ondulação eólica (em torno de 1 a 2 m de altura) fixada pela vegetação arbórea, com continuidade lateral de dezenas a centenas de metros, paralela à linha de costa atual;
- cordão de precipitação, correspondente à porção mais distal do sistema eólico, limite do campo de dunas em direção ao continente, caracterizado por faces de avalanche; foi amostrado tanto no sistema eólico ativo quanto nos fósseis ao interior;
- rampa eólica, feição em plano inclinado a barlavento de um anteparo natural (dique de diabásio) ao transporte eólico, estabilizada pela vegetação, sem evidência morfológica de presença de dunas *sensu stricto* (*i.e.*, com *slipface*);
- terraço alto (> 5m), definido preliminarmente como depósitos de praias pretéritas (do Pleistoceno superior), mas com a possibilidade de tratar-se de depósitos eólicos planos a ligeiramente ondulados, sem dunas *sensu stricto* (lençóis eólicos), hipótese que pôde ser testada através da obtenção de dados altimétricos, geomorfológicos e cronológicos.

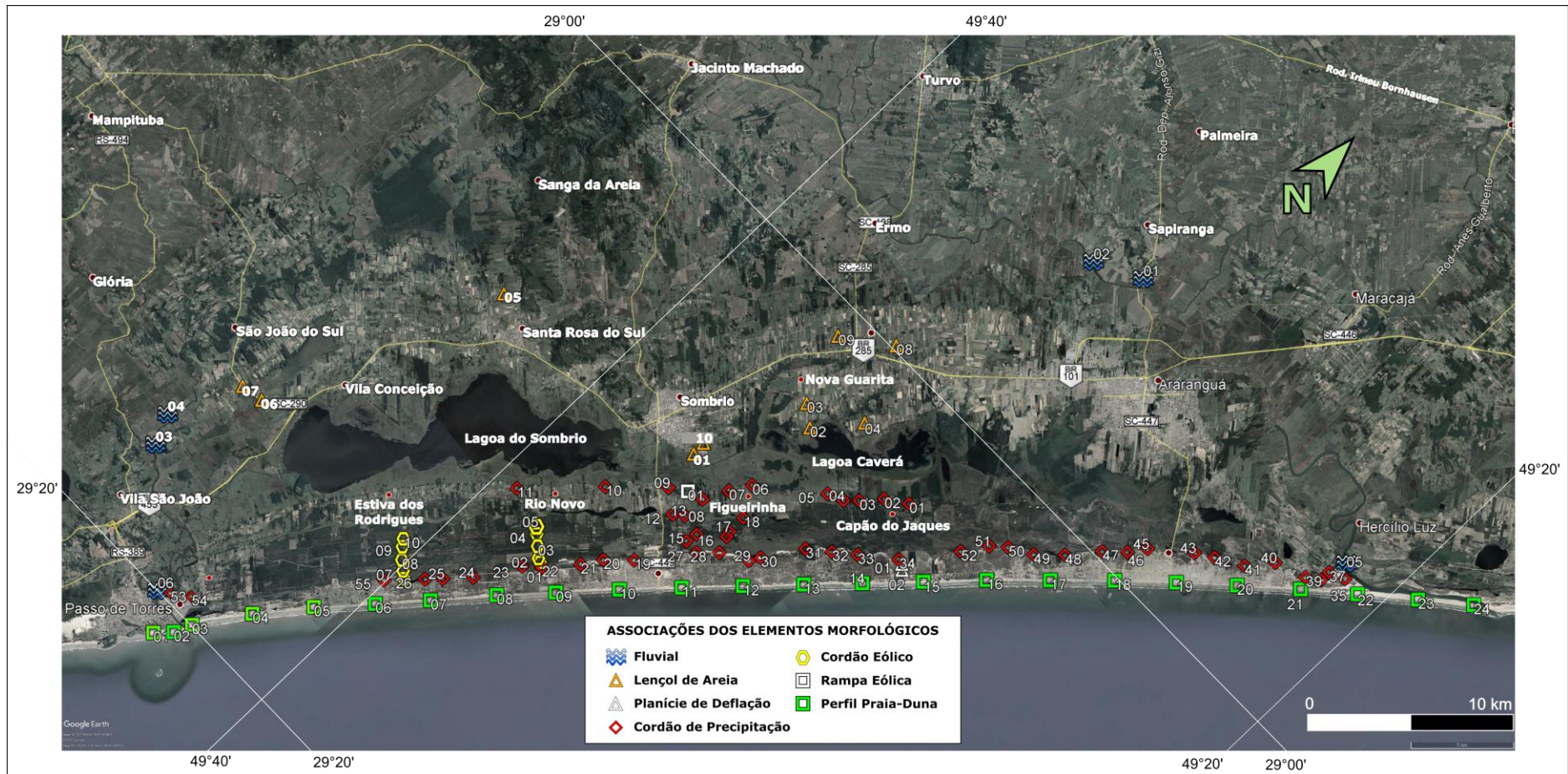


Figura 5.1. Mapa de pontos e amostragem de cada elemento morfológico reconhecido em campo: fluvial, praia-duna, planície de deflação, cordão de precipitação, cordão eólico, rampa eólica e terraço alto (Google Earth, 2020, Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus)

5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS ELEMENTOS

5.2.1 Fluvial

As morfologias dos rios Araranguá e Mampituba são muito parecidas entre si, com caráter meandrante dominante na planície costeira quaternária e com padrão dendrítico dominante mais para o interior, sobre o embasamento cristalino pré-quaternário.

Com o objetivo de buscar assinaturas texturais e mineralógicas do aporte fluvial, foram realizadas amostragens nos dois rios. As amostras foram coletadas em dois contextos: nas margens do canal atual, inciso em terraços fluviais altos (3 a 4 m acima do leito), semi-consolidados (amostras SFL-1 a SFL-04); e no leito inconsolidado do canal (amostras SFL-05 e SFL-06). As amostras de terraços situam-se mais ao interior, afastadas da desembocadura, que as de leito do canal.

Os depósitos de terraços fluviais apresentaram coloração marrom escuro e mostraram maiores concentrações de pelíticos e moda principal de areia fina no rio Araranguá, e entre areia muito fina e areia fina no Mampituba, enquanto os sedimentos coletados no leito apresentaram coloração ocre esbranquiçada e curva unimodal com predomínio de areia fina no rio Araranguá e areia média no rio Mampituba (Figura 5.2).

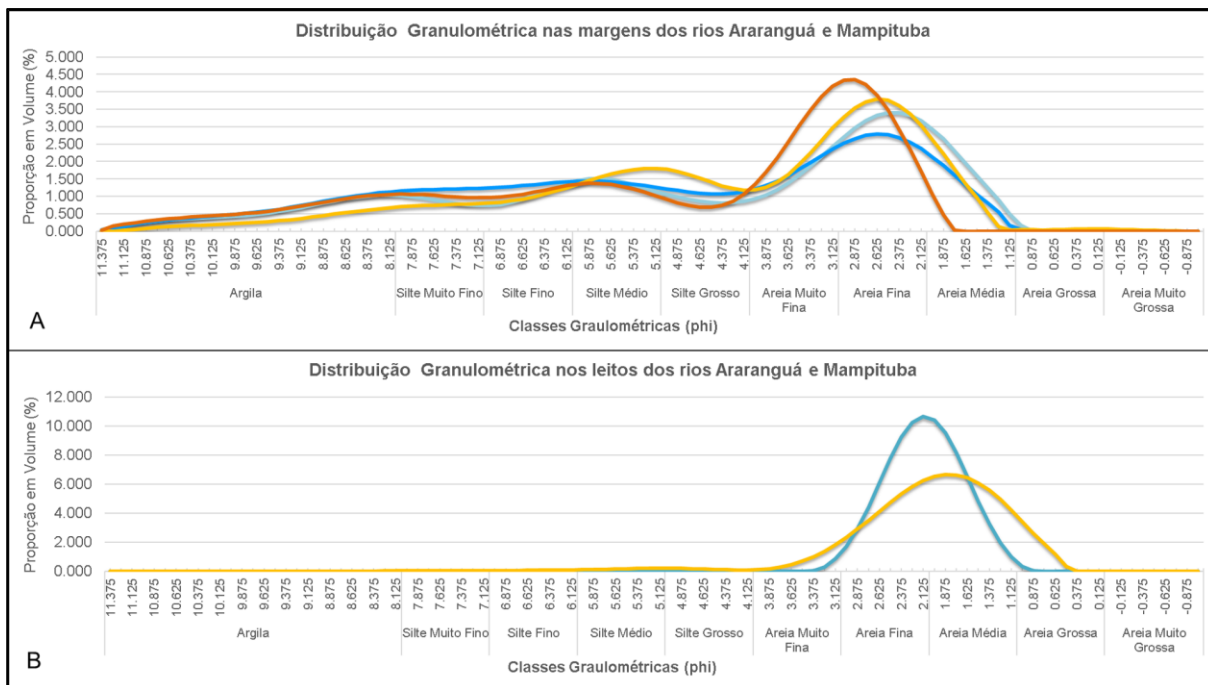


Figura 5.2. Distribuição granulométrica fluvial: A) coletadas nas margens dos rios (n=4) e b) coletadas nos leitos (n=2). Linha em tons de azul referem-se as amostras do rio Araranguá e linhas em tons de laranja ao rio Mampituba.

Quanto às estatísticas da distribuição granulométrica, os sedimentos de terraço fluvial do Araranguá apresentam tamanho médio mais grosso, seleção pior e assimetria mais positiva que os do terraço do Mampituba (Figura 5.3); já no leito, a situação se inverte, com granulometria mais fina, seleção melhor e assimetria mais negativa no rio Araranguá que no Mampituba (Figura 5.3).

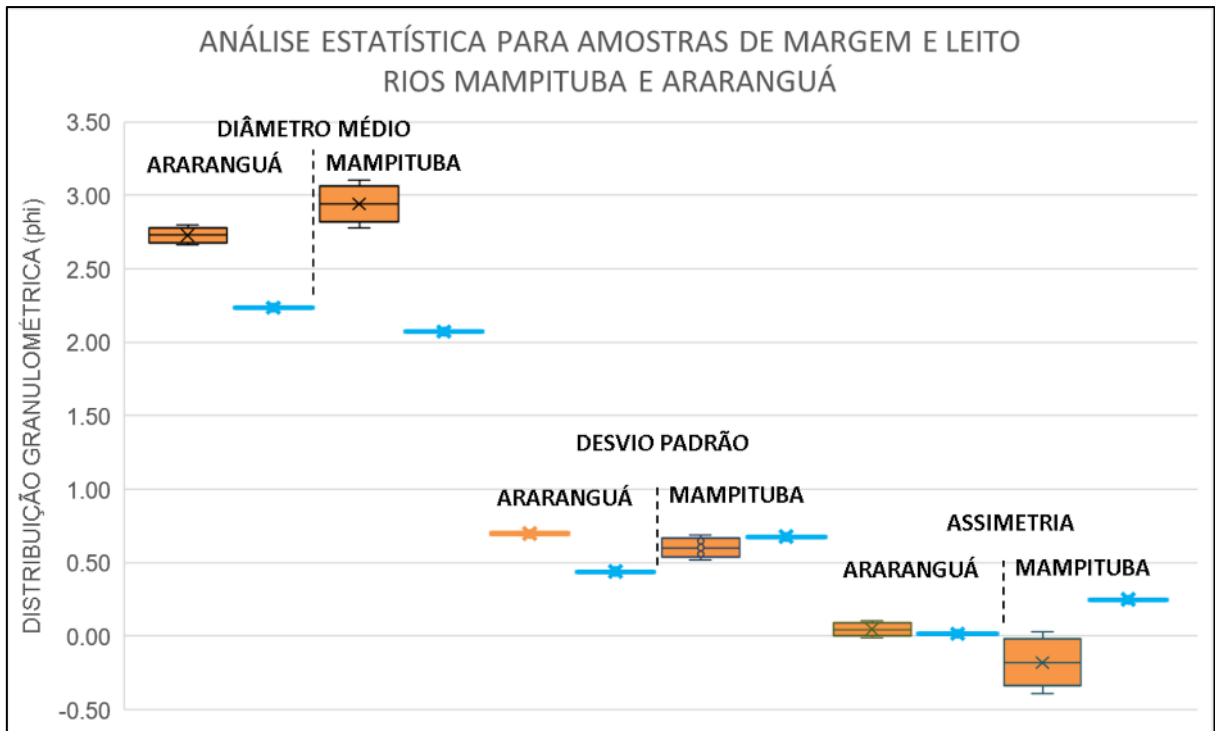


Figura 5.3. Intervalos de distribuição das estatísticas da distribuição granulométrica das amostras fluviais de margem (laranja) e fundo de leito (azul) em distribuição total.

A distribuição de minerais pesados transparentes, opacos e semiopacos de ambos os rios é mostrada na Figura 5.4. No rio Mampituba, opacos correspondem em média a 9% do total e semiopacos a 17% (14% de leucóxênio e 3% de limonita). No Araranguá, opacos perfazem 18% do total e semiopacos 5% (com domínio de limonita).

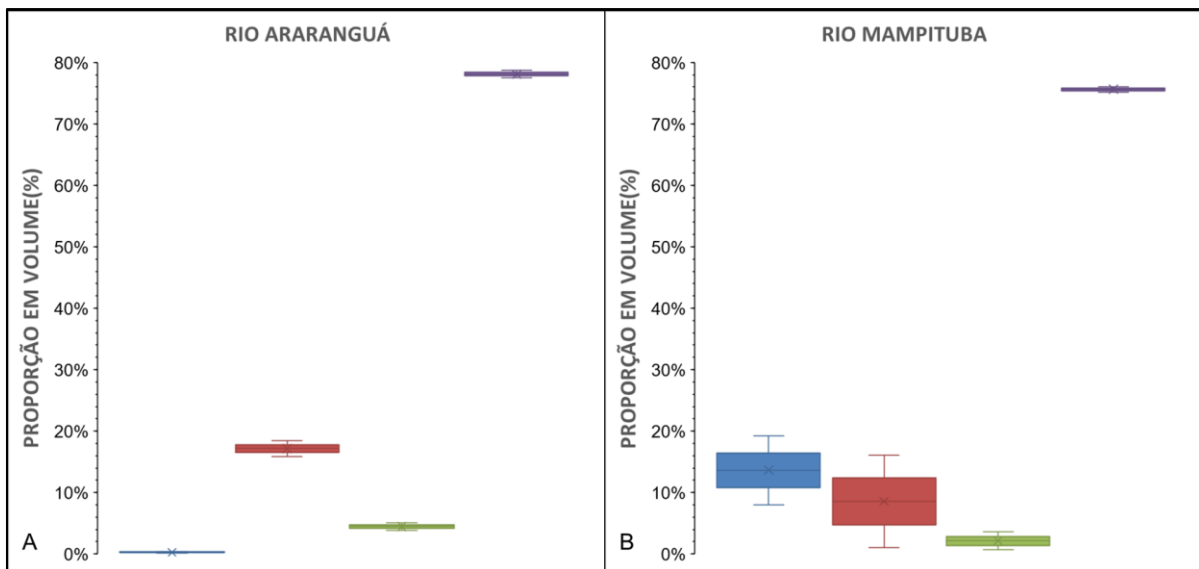


Figura 5.4. Intervalos de distribuição de minerais pesados: A) rio Araranguá, e B) rio Mampituba. Opacos em vermelho, leucóxiênio em azul, oxi-hidróxido de ferro em verde e transparentes em roxo.

Os minerais pesados transparentes mais abundantes encontrados no rio Mampituba (e suas respectivas concentrações médias) são: epídoto (35%), turmalina (27%), zircão (11%), hornblenda (10%), cianita (8%), estaurolita (5%) e rutilo (4%). Enquanto isso, no Araranguá, a assembleia média é caracterizada por epídoto (48%), turmalina (27%), zircão (18%), cianita (3%), estaurolita (3%), rutilo (2%) e hornblenda (traços) (Figura 5.5). Desse modo, o sedimento fluvial que é fornecido à costa a SW, pelo Araranguá, é enriquecido em epídoto e zircão, e empobrecido em hornblenda e cianita, em comparação com o sedimento fornecido a NE, pelo Mampituba.

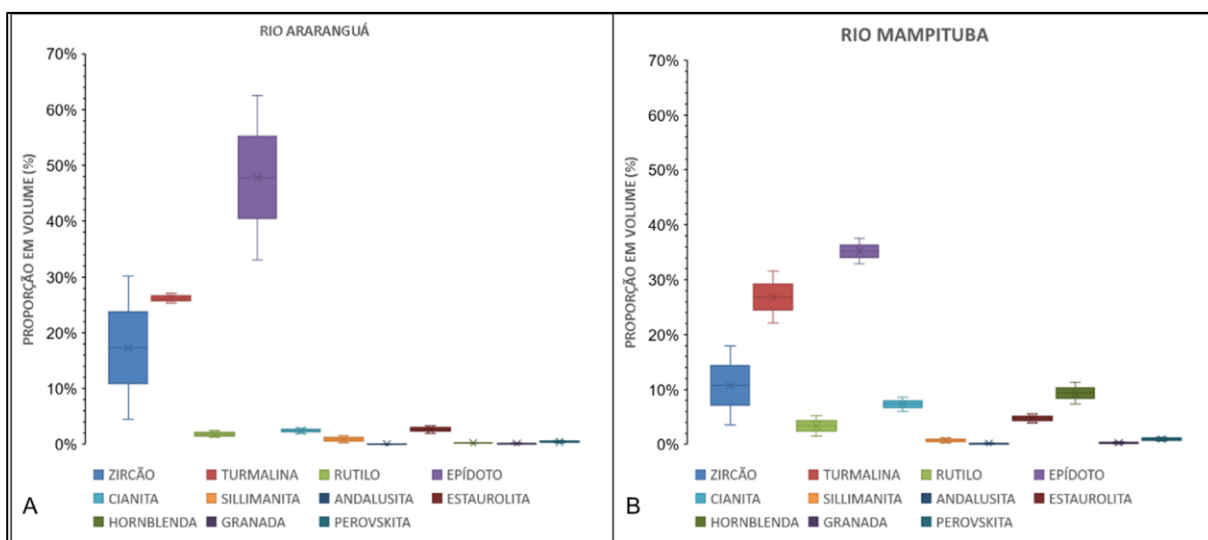


Figura 5.5. Intervalos de distribuição dos minerais pesados transparentes: A) rio Araranguá e B) rio Mampituba.

A variação dos índices mineralógicos em cada um dos dois rios é mostrada na Figura 5.6. Os índices sem nenhuma sobreposição de intervalo de variação entre os dois rios, e que portanto melhor distinguem um aporte do outro, são: o ZRi, o THi e o EpSiAnCii, mais elevados no Araranguá; e o EsEpi, mais elevado no Mampituba.

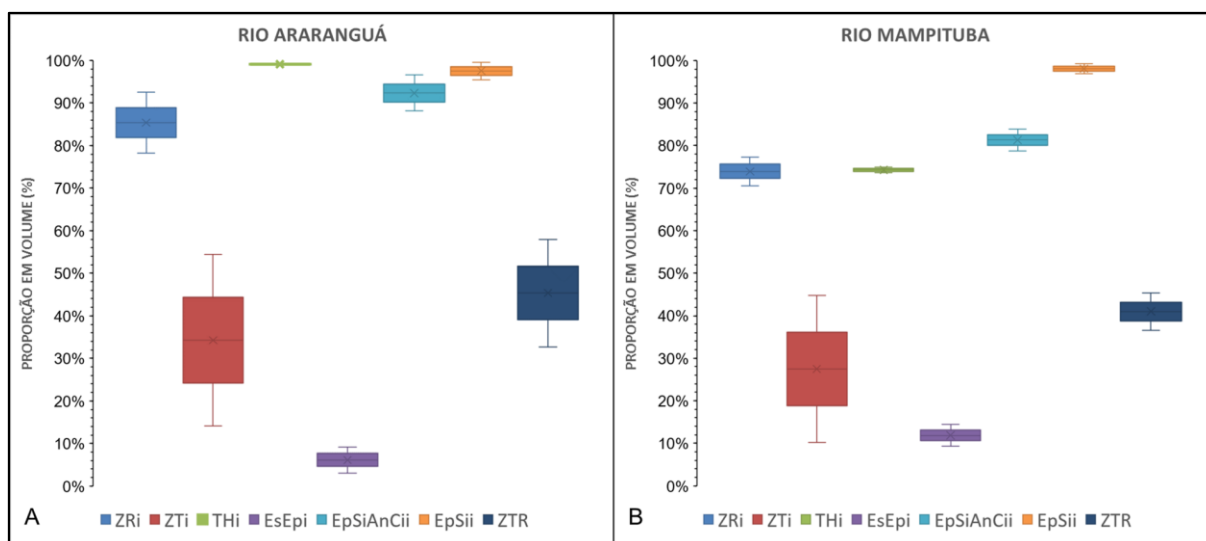


Figura 5.6. Intervalos de variação dos índices mineralógicos: A) rio Araranguá e B) rio Mampituba.

5.2.2 Praia-Duna

Ao longo de toda a extensão, a praia possui morfodinâmica dissipativa, com distância média entre arrebentação e espraiamento de 40 m, quebra de onda do tipo deslizante, zona de espraiamento plana e presença localizada de protodunas na antepraia superior, principalmente nas duas extremidades do arco praial. A largura medida da praia variou entre 24 e 103 m, com ligeira tendência para larguras menores na metade nordeste. As maiores larguras ocorrem entre as distâncias de 15 e 21 km rumo NE. A Figura 5.7 ilustra as características observadas em campo nesta associação de elementos morfológicos.

A DFI apresenta forma dominante de cordão sinuoso, assimétrico (Figura 5.7b), com largura de 3 a 20 m, altura média de 2,4 m e tênue aumento de altura de SW para NE, sem ultrapassar 3,6 m. Maiores alturas de duna (>3,0m) ocorrem ao longo da parte meio-nordeste (a partir da distância 18 km).

Na ponta nordeste da área, junto à foz do rio Araranguá, não ocorre DFI, mas apenas formas de leito eólicas sem vegetação e sem *slipface* (protodunas).

O cordão de DFI é descontínuo devido à ocorrência de *blowouts* superimpostos de largura métrica a decamétrica. Observam-se *blowouts* em praticamente toda a extensão da praia-duna, mas a zona afetada por *blowouts* é mais larga na porção meio-sudoeste, onde seus lobos apresentam rumo preferencial SW (entre Balneário Gaivotas e Passo de Torres), e ocasionalmente NE (próximo a Passo de Torres). As DFIs modificadas por *blowouts* atingem até 60 m de largura. Os lobos deposicionais de *blowouts* avançam por sobre as depressões (*swales*) entre DFI e DFE ou sobre a próprias DFE, quando passam ao interior a campos de *blowouts* com larguras de até 400m. No lado voltado para o mar, as bacias de deflação dos *blowouts* expõem paredes métricas da DFI erodida, podendo concentrar na base depósitos residuais (*lags*) de bioclastos, inclusive conchas inteiras de *Donax sp* (Figura 5.7g, i).

Localmente, ocorrem: DFIs com cristas chatas e largas, com *slipfaces* associadas a lobos decimétricos (a sul do Balneário Gaivotas); *nebkas* métricos, associados a zonas de descontinuidade dos cordões; franjas eólicas decimétricas a métricas de pé de DFI (mais observadas na parte sul); brechas intraclásticas, com clastos centimétricos, formadas por torrões de areia umedecida (a sul de Passo de Torres e ao norte do Balneário Arroio do Silva), induzidas por pegadas humanas e de outros animais; e estratificações cruzadas, expostas em falésias formadas pela erosão de ondas e *blowouts*.

A DFE também ocorre na forma de cordão, geralmente conectado às DFI e com mesma altura, podendo chegar a 6 m a sul do Balneário Gaivotas e estar ausente na porção a norte do Balneário Arroio do Silva, em parte por interferência antrópica (urbanização).

A maioria das DFEs foi modificada antropicamente pela abertura de caminhos e rodovias interpraias, pela construção de moradias, comércios e quiosques e/ou por plantios de árvores exóticas. Já as DFIs foram intensamente alteradas junto à zona mais urbanizada de Balneário Arroio do Silva, onde, após a sua retirada deliberada, sob consentimento da Prefeitura, novas DFI se formaram, porém, na escassez de vegetação, deslocadas dezenas de metros para o interior, e ancoradas, em forma de rampa, nos muros e nas próprias casas da avenida beira-mar, onde atingem alturas de até 2 m (Figura 5.7e).

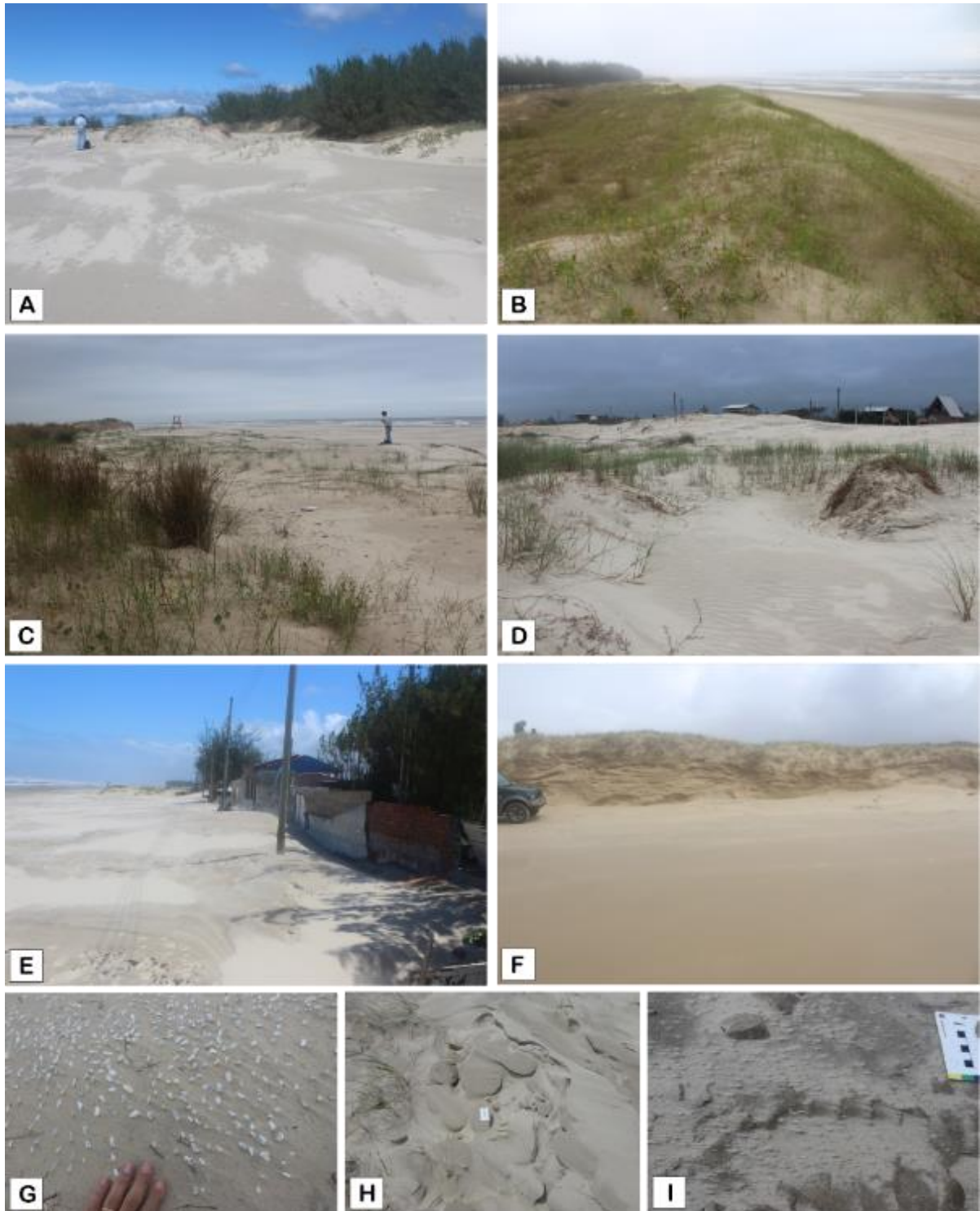


Figura 5.7. Aspectos da associação praia-duna: A. Protodunas na antepraia superior, em primeiro plano, com DFIs, em cordão descontínuo com *blowouts*, e DFE, com plantas exóticas, ao fundo (SPPD-13); B. DFI com crista larga e assimétrica (SPPD-11); C. DFI na forma de *nebkas* (direita) e DFE (esquerda) (SPPD-6); D. DFI modificada por *blowouts*, coalescidos, formando mini campo de dunas (SPPD-5); E. areia eólica ancorada nos muros das casas (DFI em reconstrução), após remoção de DFIs originais em Balneário Arroio do Silva (SPPD-18); F. falésias em DFI, mostrando estratificações cruzadas (SPPD-21); G. *lag* bioclástico (*Donax sp.*) em DFI erodidas por *blowouts* (SPPD-13); H. brechas intraclásticas formadas por torrões de areia umedecida (SPPD-19); I. *lag* de bioclastos (SPPD-3).

A variação granulométrica na associação praia-duna não mostra uma tendência linear contínua e única ao longo de todo o trecho de costa estudado, mas sim variações setorizadas (Figura 5.8). Na praia, reconhecem-se desse modo três setores, mas com tendências de variação granulométrica estatisticamente significativas somente nos dois setores extremos. No setor correspondente aos 17 km a SW, têm-se tendências rumo NE de aumento das proporções de areia fina e areia muito fina, em detrimento da areia média. No setor correspondente aos últimos 25 km a NE, as tendências são as opostas. Nas dunas frontais, identificou-se no setor central e no nordeste a mesma tendência rumo NE verificada no setor nordeste da praia: aumento de areia média, em detrimento da diminuição de areia fina e areia muito fina.

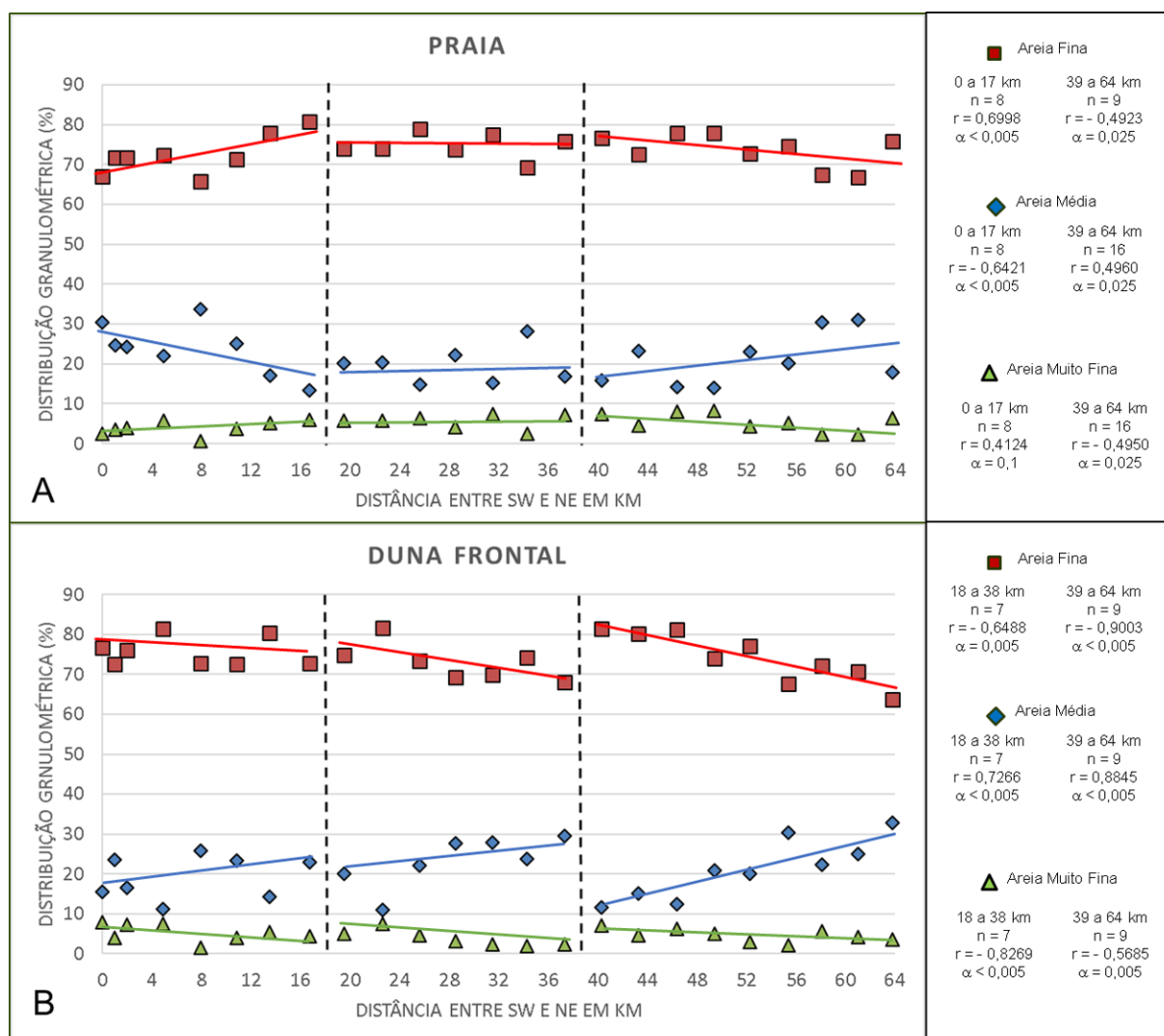


Figura 5.8. Variação da distribuição granulométrica ao longo da costa: A) praia e B) duna frontal. Os limites dos três setores demarcados correspondem a: Foz do Mampituba (km 0), sul do Balneário Gaivotas (km 17), sul do Balneário Arroio do Silva (km 39) e Foz do Araranguá (km 64).

As estatísticas de distribuição granulométrica dos sedimentos do perfil praia-duna apontam para tamanho médio areia fina (Figura 5.9), seleção boa (Figura 5.10) e assimetria positiva (Figura 5.11), tanto para a duna frontal como para a praia.

Os gráficos das estatísticas granulométricas (Figuras 5.9 a 5.11) foram separados em três partes, similarmente aos gráficos de classes (Figura 5.8). No trecho sudoeste (entre o rio Mampituba e sul do Balneário Gaivotas; km 0 a 17), têm-se nos sedimentos de praia tendências de afinamento, melhora de seleção e assimetria menos positiva, sentido NE. No trecho intermediário, as tendências rumo NE são de engrossamento do diâmetro médio nas DFI e aumento da assimetria tanto na DFI quanto na praia. No trecho nordeste, as tendências rumo NE são de engrossamento do tamanho médio e elevação da assimetria na praia e na DFI, sendo que na DFI há ainda tendência no mesmo rumo de piora de seleção. Estes resultados mostram certa semelhança entre os padrões de variação espacial da granulometria na praia e nas dunas frontais. Mostram também a existência do padrão “mais fino, mais selecionado e menos positivo” de McLaren & Bowles (1985) em dois segmentos: no trecho sudoeste da praia, com indicação de rumo de transporte sedimentar para NE; e no trecho nordeste do cordão de DFI, com indicação de transporte sedimentar para SW.

Fosse o transporte da praia para a DFI o processo francamente dominante na interação praia-duna, o padrão de variação, na comparação ponto a ponto, duna versus praia (Figuras 5.9 a 5.11), deveria ser, de acordo com o método de McLaren & Bowles (1985), o de sedimentos de duna frontal mais finos, melhor selecionados e mais negativos que os de praia. No entanto, não existe essa (ou qualquer outra) tendência de relação praia x duna nas Figuras 5.9 a 5.11; a exceção é justamente o trecho sudoeste, o mesmo em que foi encontrada indicação granulométrica de deriva longitudinal para NE, onde a tendência descrita ocorre em vários dos pontos.

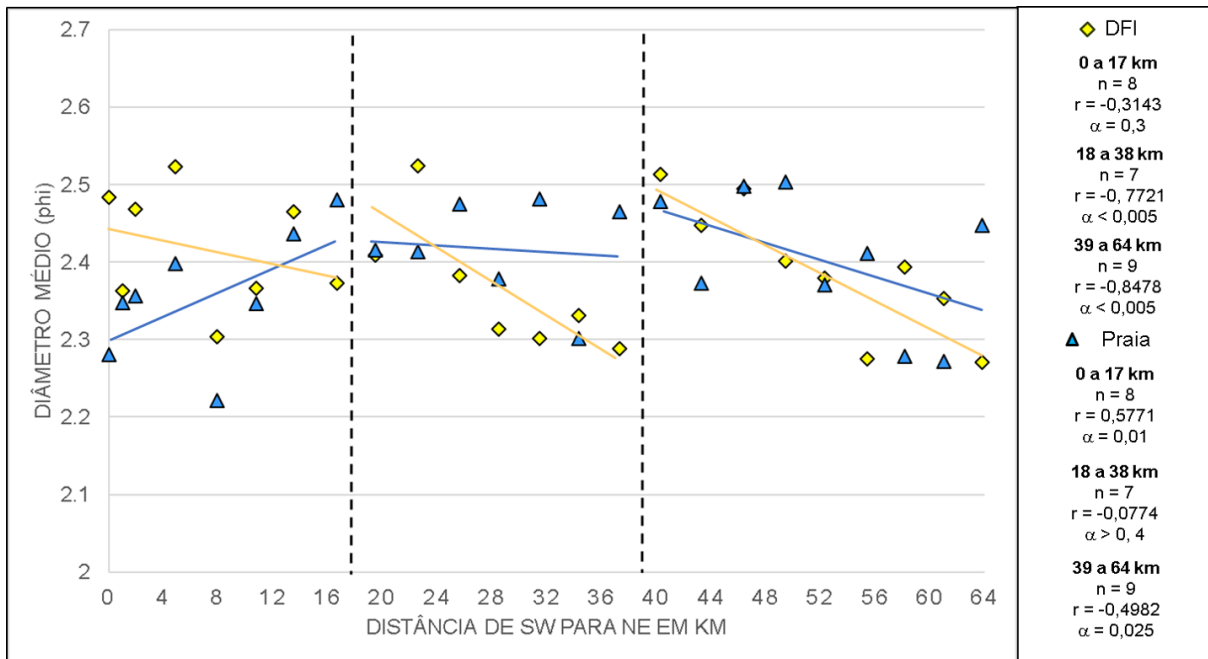


Figura 5.9. Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.

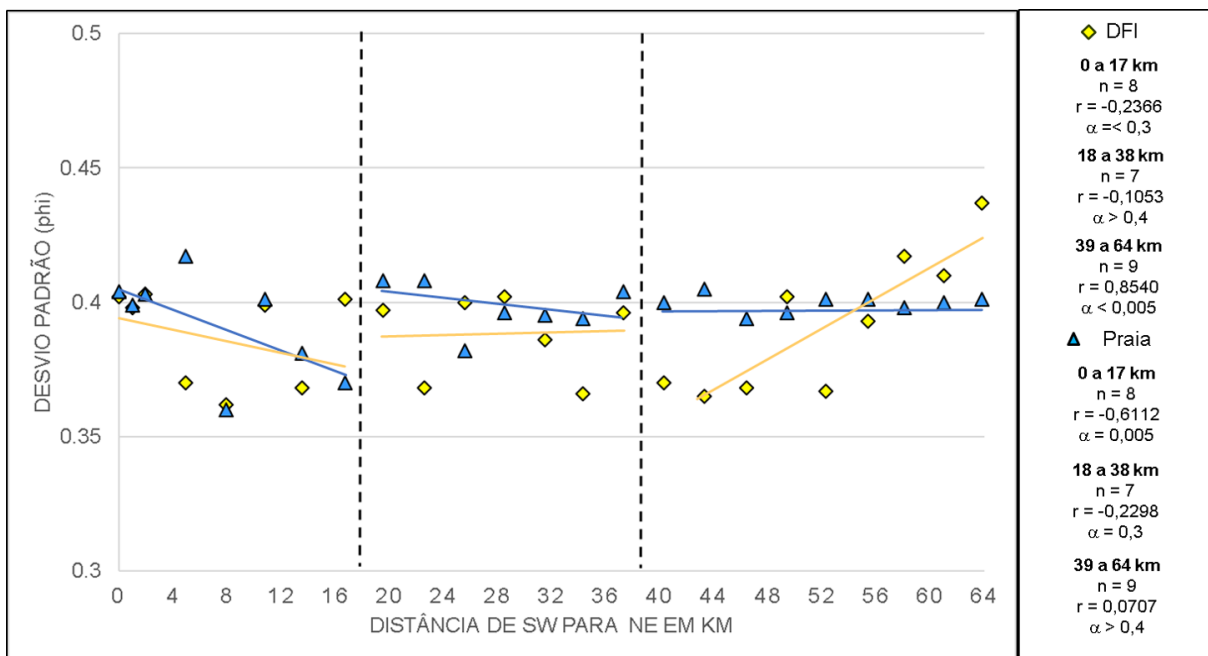


Figura 5.10. Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.

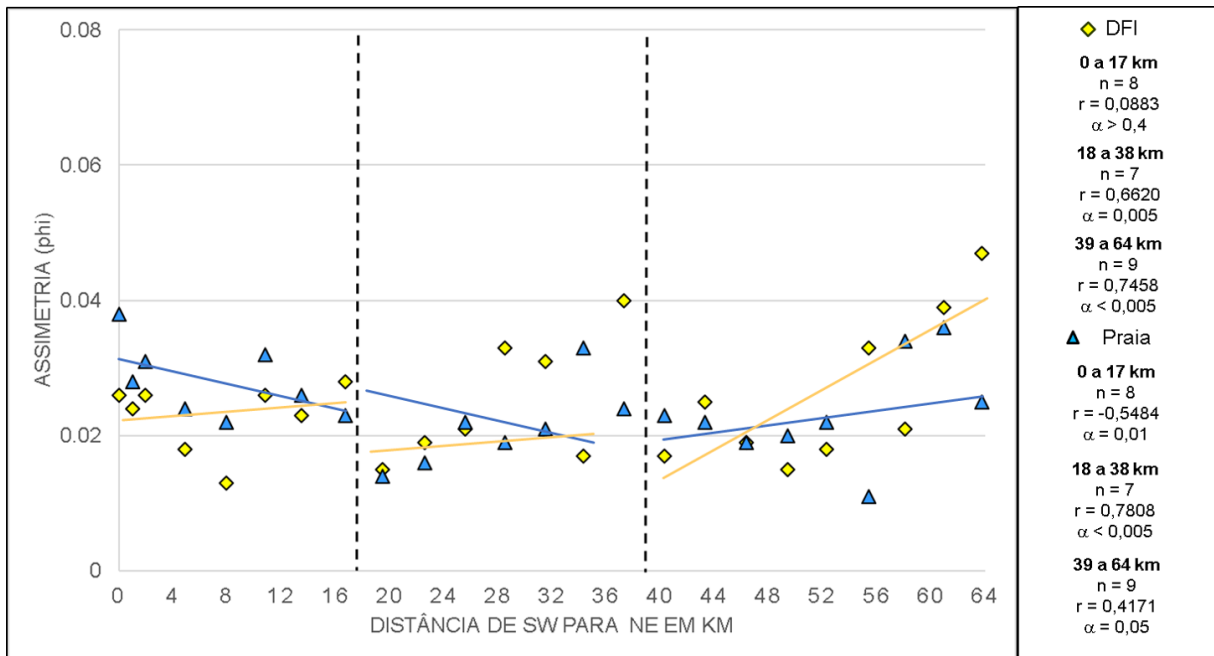


Figura 5.11. Variação da assimetria da distribuição granulométrica ao longo da costa, na praia e na duna frontal incipiente.

Os minerais pesados transparentes presentes na fração areia muito fina em ordem de abundância média são mostrados na Tabela 5.1, em que se destacam, acima de 10%, epídoto, zircão, turmalina, estaurolita e hornblenda. Além dos minerais listados, ocorrem ainda, em quantidade traço (< 1%), perovskita, “pleonasto” (mineral do grupo do espinélio, na cor verde), titanita e apatita.

Tabela 5.1. Concentração média dos minerais pesados presentes nas dunas frontais e praia.

Mineral	Concentração média (%)	
	DFI	Praia
Epídoto	24	25
Zircão	22	22
Turmalina	14	12
Estaurolita	10	12
Hornblenda	12	12
Cianita	7	6
Rutilo	4	5
Hiperstênio (ferrossilita)	2	2
Sillimanita	2	2
Andaluzita	1	1
Granada	2	1

Os índices mineralógicos para as dunas frontais e para a praia, mostrados na Figura 5.12, são semelhantes entre si, com grande sobreposição de intervalos interquartis. A variabilidade, expressa no gráfico pela extensão vertical destes intervalos, é maior nas areias de praia do que nas de dunas, para ZTi e ZTR; e inversamente, maior nas areias de dunas que nas de praia, para EsEpi, EpSiAnCii e EpSii.

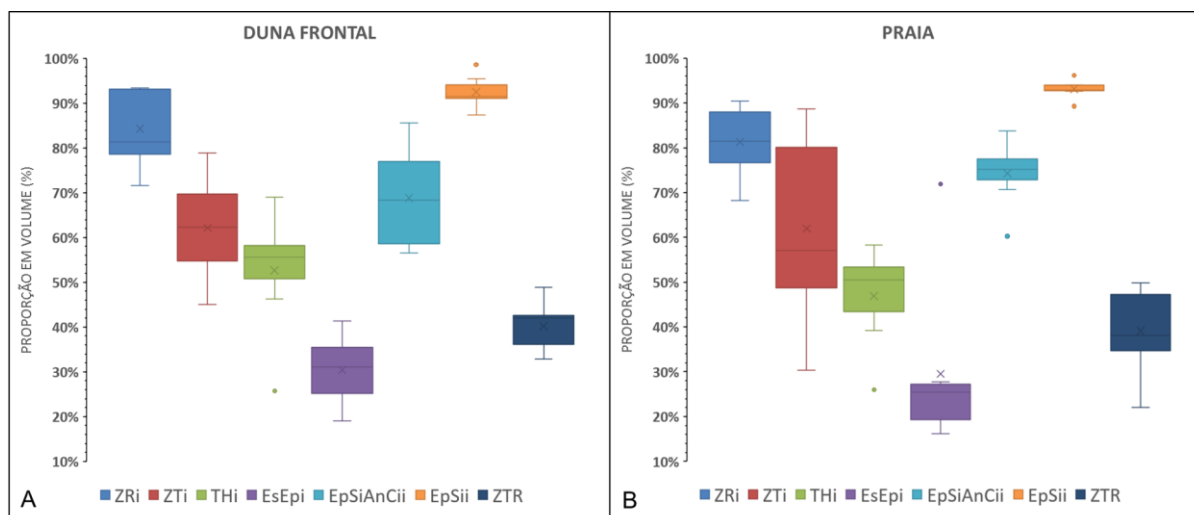


Figura 5.12. Índices mineralógicos para os sedimentos entre Passo de Torres e Araranguá: A) duna frontal e B) praia.

A caracterização da cobertura vegetal no sistema praia-duna objetivou verificar mudanças nas espécies dominantes e avaliar suas possíveis relações com alterações na morfodinâmica (Figura 5.13). Na ordem de abundância média, as oito espécies identificadas na DFI foram: *Panicum racemosum* (49%), *Senecio crassiflorus* (15%), *Hydrocotyle bonariensis* (14%), *Blutaparon portulacoides* (12%), *Ipomea pes-caprae* (5%), *Spartina ciliata* (3%), *Stenotaphrum secundatum* (2%) e *Ipomea litoralis* (traços, restrita ao ponto SPPD-21D, na distância SW-NE 55,4 km).

Panicum racemosum é não somente a espécie mais abundante, como também a mais frequente, sendo a única a ocorrer em todos os pontos de levantamento. No quesito frequência de ocorrência, ela é seguida por *Hydrocotyle bonariensis*. Três espécies tiveram ocorrência apenas eventual (menos de 13% dos casos): *Spartina ciliata*, *Stenotaphrum secundatum* e *Ipomea litoralis*.

Nas zonas com aumento de urbanização, as modificações antrópicas são maiores ou mais diretas nas DFEs, evidenciadas pela presença de vegetação exótica (*Casuarina* e *Pinus*), edificações, áreas para estacionamento e avenidas.

Na região mais urbanizada de Balneário Arroio do Silva, entre o km 47 e o km 51, onde DFI e DFE foram removidas artificialmente, é possível observar a presença de vegetação no pavimento da praia, sobretudo *B. portulacoides*, sejam espécimes mais resilientes, sejam resultantes do início de recolonização vegetal e formação de novas DFIs. Nas dunas recém-formadas à frente das casas, há, localmente, sinais de início de colonização por espécies como *S. crassiflorus* e *P. racemosum*.

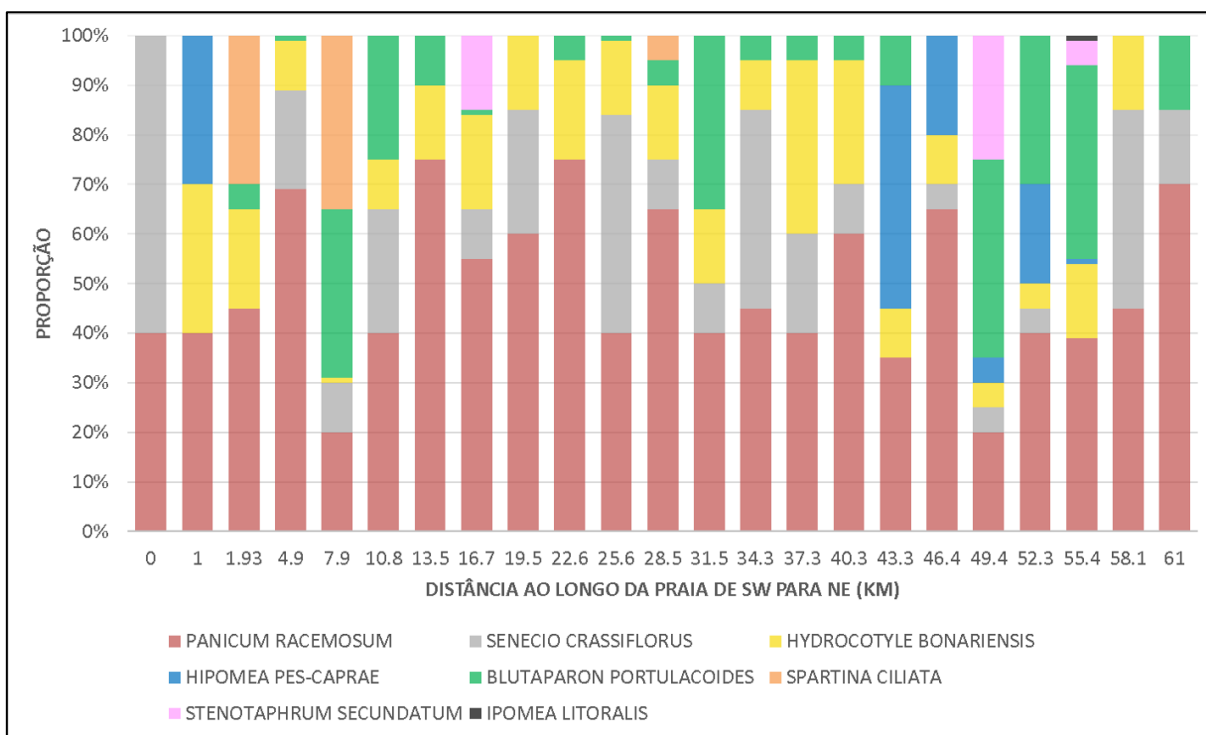


Figura 5.13. Distribuição ao longo da costa das diferentes espécies vegetais encontradas nas dunas frontais incipientes.

Seguindo-se a classificação de Hesp (1988) de dunas frontais quanto à morfologia e ecologia, a metade sudoeste da área costeira estudada (até a distância de 30 km rumo NE, aproximadamente) possui maior parte (53%) das DFIs no estágio 2, caracterizado por dunas simples, com cobertura vegetal entre 75 a 90%, variação na continuidade lateral e vegetal, alternância de locais com e sem vegetação e presença de escarpas erosivas ao longo das dunas (Figura 5.14 A e 5.14B). Para NE, torna-se mais frequente o estágio 4 (58%), caracterizado por morfologia irregular, assimétrica, com formas monticulares, menor cobertura vegetal (20 a 45%), alternância de locais com e sem vegetação, erosão na base das dunas e aberturas ao longo do cordão devido à presença de *blowouts* (Figura 5.14 C e 5.14D). O trecho da praia em que o estágio 4 da classificação de Hesp (1988) está bem representado inclui

o segmento da praia-duna rico em *blowouts* voltados para SW e onde o transporte sedimentar eólico resultante nesse rumo é melhor evidenciado nos resultados granulométricos. Em termos florísticos, não há mudanças marcantes neste trecho, exceto por um discreto aumento na representatividade de *I. pescaprae*, *S. secundatum* e *B. portulacoides*, esta última mais no flanco voltado à praia.



Figura 5.14. Classificação das dunas frontais segundo Hesp (1988): estágio 2 em A (ponto SPPD-11) e B (ponto SPPD-12); estágio 4 em C (ponto SPPD-13) e D (ponto SPPD-17).

5.2.3 Planície de Deflação

Elementos morfológicos das planícies deflacionárias como rastros lineares, retrocordões (*gegenwalle ridges*), *blowouts*, parabólicas e pequenas lagoas ou brejos entre eles, encontram-se comumente preservados nas porções menos antropizadas da área de estudo. Nas planícies de deflação atuais, essas feições, menos afetadas por processos erosivos ou deposicionais superimpostos, são especialmente bem reconhecíveis. Dentre elas, os retrocordões são os elementos morfológicos mais comuns e proeminentes, sendo frequentemente encontrados a barlavento da margem externa do campo de dunas ativo, especialmente nas porções em que o sistema é menos saturado de areia e o campo de dunas, estreito, praticamente se restringe ao

cordão de precipitação, como detectado próximo do ponto SCP-24 (Figura 5.15). Neste ponto, comparando as imagens de satélite de 2012 e de 2018 (*Google Earth*), é possível observar que o local antes ocupado pela porção barlavento do campo de dunas deu lugar, com a migração do sistema, a retrocordões da planície deflacionária.

Nas planícies de deflação mais antigas, embora geralmente menos perceptível, devido ao soterramento por dunas mais novas ou à colonização vegetal, essa feição morfológica também foi observada, por exemplo a barlavento do cordão de precipitação inativo próximo do ponto SCP-01 (Figura 5.16).

Depósitos sedimentares sob a planície de deflação puderam ser descritos nos pontos SPD-01 e 02, no município do Balneário Arroio do Silva (Figura 5.17), distantes cerca de 300 m entre si ao longo de uma vala de drenagem artificial de orientação NW-SE. Esta vala de drenagem encontra-se disposta transversalmente e a SE do cordão de precipitação atual e corta, portanto, a planície de deflação ativa, ainda que em processo de estabilização, evidenciado pelo franco domínio de áreas cobertas por vegetação, pedogenizadas (ver também item 5.4). As seções colunares levantadas nestes dois pontos permitiram reconhecer e correlacionar lateralmente três fácies (camadas A, B e C, da base para o topo; Figura 5.17), com obtenção de um total de nove amostras. A camada A e suas tênues estratificações internas apresentam mergulho aparente (15 a 20°) para NW. Na camada B, foram observadas estratificações cruzadas de baixo ângulo de mergulho para SE. Índícios de paleossolos, na forma de escurecimento ascendente gradual e de concentrações de marcas de raízes encontram-se na porção superior tanto da camada A quanto da B. Já a camada C termina num solo atual.

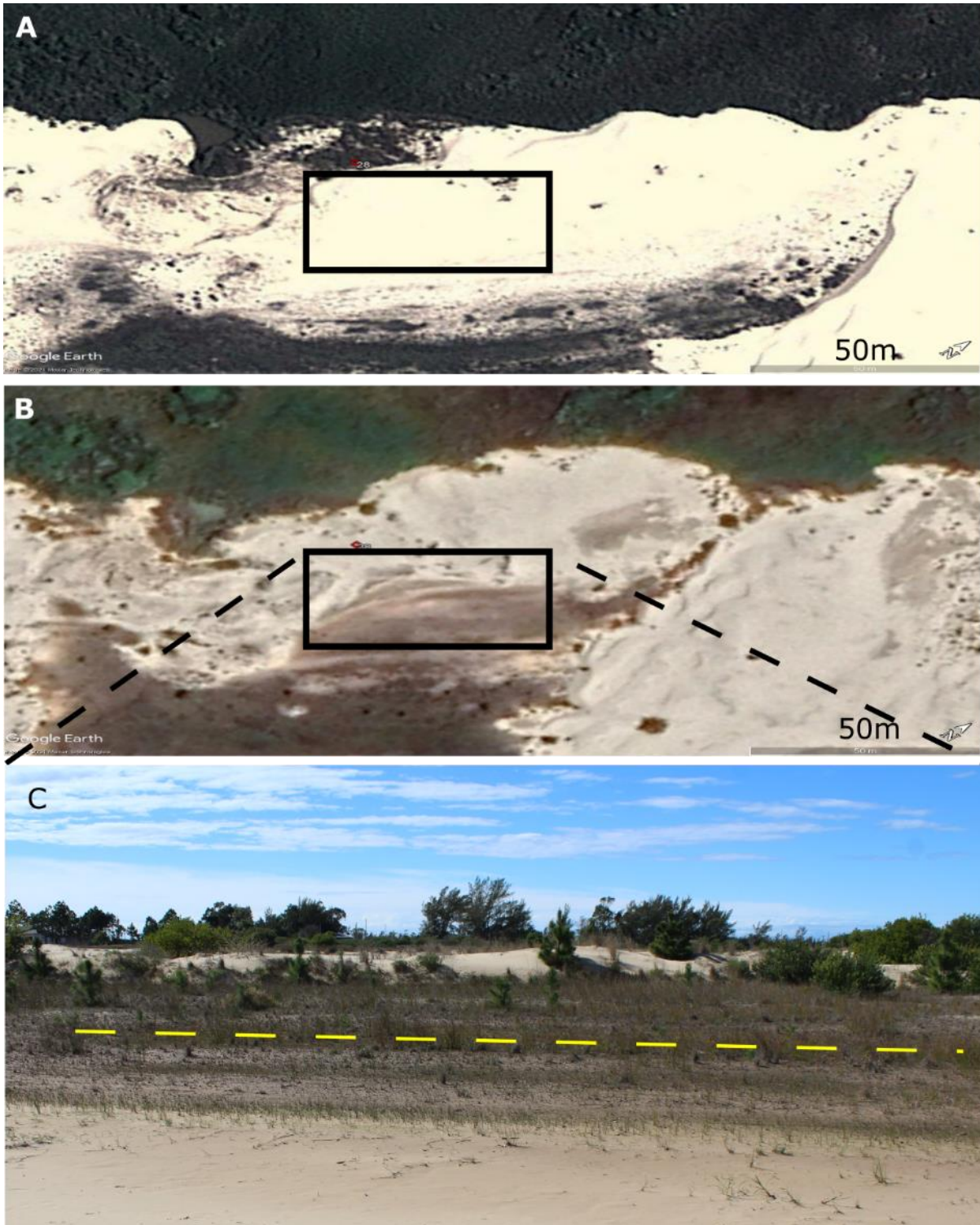


Figura 5.15. Retrocordões (*gegenwalle ridges*) situados a barlavento do cordão de precipitação ativo a noroeste do Balneário Gaivotas (no ponto SCP-28): A. imagem de satélite de 2012 (Google Earth 2012, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus); B. imagem de satélite de 2018 (Google Earth 2018, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus), mesmo ano da visita de campo; C. foto de campo de outubro de 2018, correspondente ao local da imagem anterior, com os retrocordões na direção da linha amarela tracejada; foto tirada de barla para sotavento.



Figura 5.16. Prováveis retrocordões de altura centimétrica situados a barlavento do cordão de precipitação inativo, na Fazenda Boa Vista, próximo do ponto SCP-01. A linha tracejada mostra a direção de alinhamento e a seta indica um dos retrocordões.

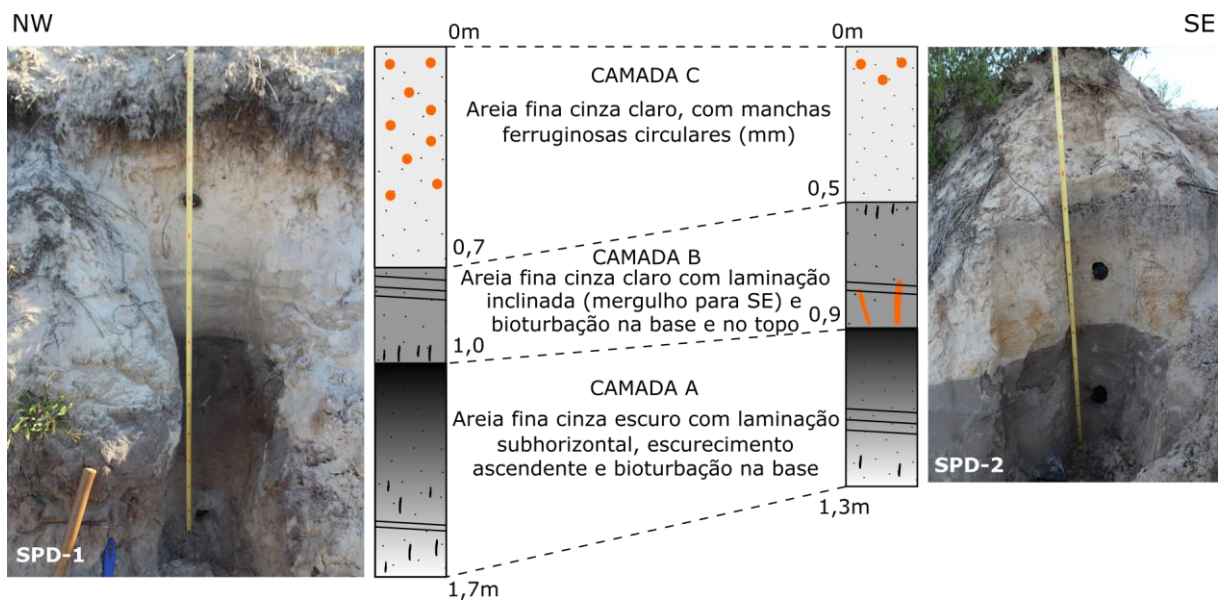


Figura 5.17. Seções colunares realizadas na planície de deflação atual, distantes 300 m entre si, na Fazenda São Carlos (pontos SPD-01 e SPD-02). Notar indícios de paleossolo no topo das camadas A e B.

Foram realizadas quatro datações LOE (Tabela 5.2) distribuídas nas duas seções colunares da Figura 5.18, sendo duas na camada A, uma na B e outra na C, e uma datação ^{14}C , esta em material carbonoso associado a laminações irregulares na base da camada B. As idades LOE variam de 1367 anos a 479 anos, com aparente discrepância com a idade ^{14}C , de 1785-1665 anos cal AP (Figura 5.18).

Tabela 5.2. Resultados de datação LOE das amostras coletadas sob a planície deflacionária.

Amostra	Profundidade (m)	Aliquotas	Dose (Gy)	Erro (Gy)	OD (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Taxa de dose cósmica (Gy /Ka)	Erro (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Erro (Gy/ka)	Idade(a)	Erro (a)
SPD-1A	0.60	10/12	0.446	0.034	10.52	0.180	0.525	0.189	0.183	0.020	0.411	0.028	1086	110
SPD-1C	1.65	8/9	0.217	0.013	15.40	0.232	0.641	0.202	0.160	0.013	0.452	0.028	479	41
SPD-2A	1.20	24/24	0.580	0.015	12.25	0.206	0.556	0.157	0.169	0.014	0.447	0.029	1298	92
SPD-2B	0.70	8/12	0.407	0.025	0.00	0.168	0.435	0.146	0.182	0.019	0.411	0.028	990	92



Figura 5.18. Geometria e idade das fácies encontradas sob a planície deflacionária, conforme descrição das seções colunares situadas na parede oposta da vala artificial de drenagem (pontos SPD-01 e SPD-02).

A distribuição granulométrica das amostras coletadas sob a planície de deflação compreende principalmente areia fina (até cerca de 75%) e areia média, com presença subordinada (menor que 10%) de areia muito fina. A proporção de areia

média aumenta, em detrimento da areia fina, nas camadas superiores e mais novas (Figura 5.19). Esta variação reflete-se na comparação entre a camada inferior (A) e as superiores (B e C) quanto às estatísticas da distribuição granulométrica (Figura 5.20), onde se evidencia que as superiores têm diâmetro médio mais grosso, com maior dispersão de valores de desvio padrão e assimetria mais elevada, isto é, com deslocamento da moda para o lado dos grossos. O engrossamento ascendente é compatível com a concentração residual das frações mais grossas, devido à retirada seletiva de finos pela deflação.

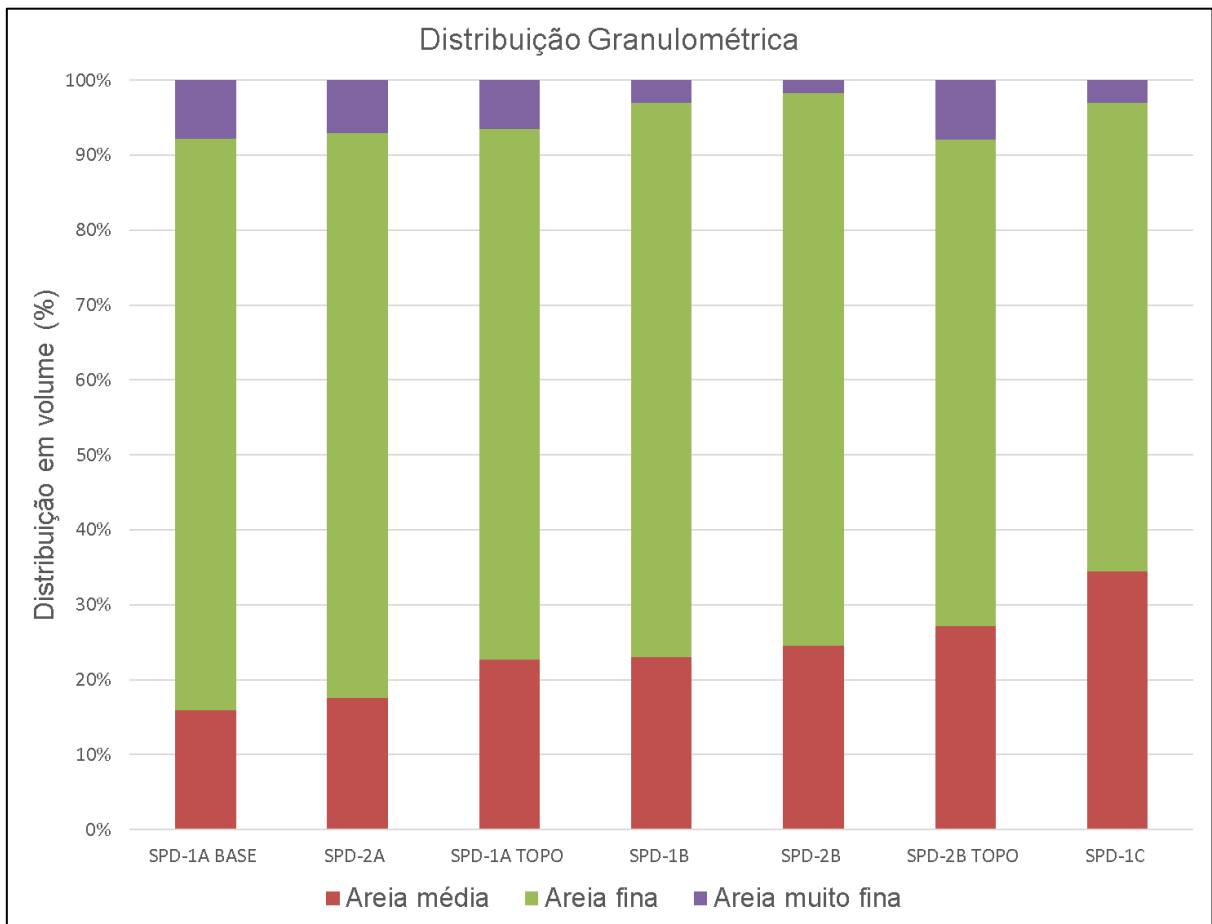


Figura 5.19. Distribuição granulométrica da camada mais antiga (A) para as mais recentes (B e C) nos depósitos sob a planície de deflação atual (SPD-01 e SPD-02). Notar tendência de aumento de areia média, em detrimento de areia fina, da base para o topo.

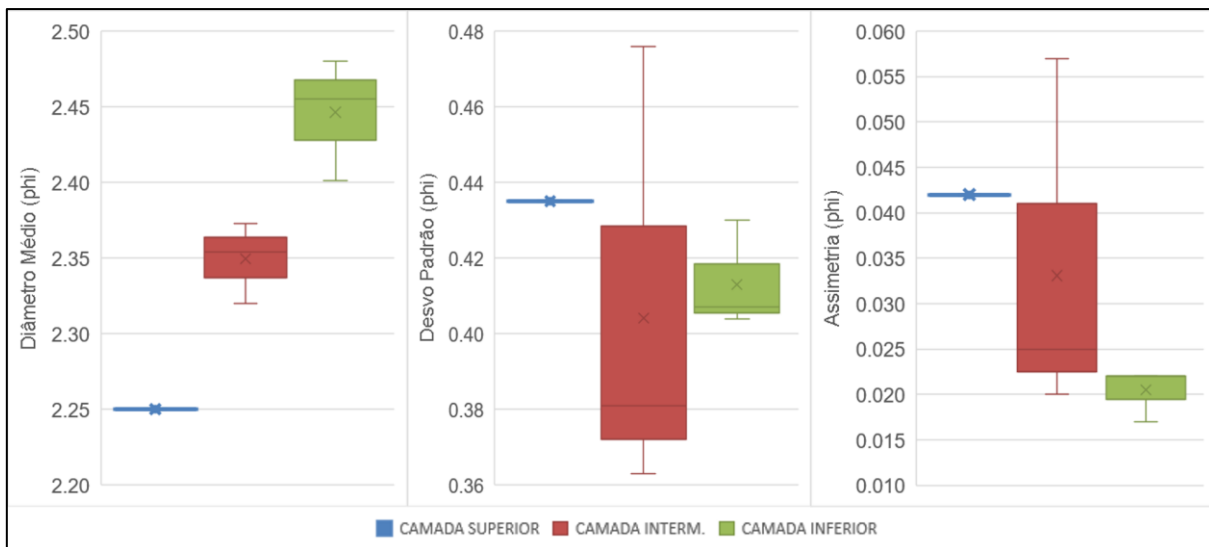


Figura 5.20. Variação da distribuição granulométrica nos depósitos sob a planície de deflação atual (SPD-01 e SPD-02) da camada superior para a inferior.

Os minerais pesados transparentes mais abundantes que ocorrem na fração areia muito fina nas três camadas são indicadas na Tabela 5.3; além dos minerais listados, incluem-se também traços (< 1%) de andaluzita e perovskita.

Tabela 5.3. Concentração média dos minerais pesados abundantes na planície deflacionária, pontos SPD-01 e SPD-02.

Minerais	Concentração média (%)		
	Inferior (A)	Intermediária (B)	Superior (C)
Epídoto	44	50	43
Turmalina	30	25	31
Estaurolita	8	7	7
Cianita	6	7	9
Hornblenda	5	6	7
Rutilo	2	1	1
Zircão	2	1	traços
Granada	2	2	1
Sillimanita	1	1	1

A variação dos índices mineralógicos entre as camadas inferior (A), intermediária (B) e superior (C) da planície de deflação é mostrada na Figura 5.21. A camada A apresenta valores ligeiramente mais altos de índices supostos como de maturidade (ZTR, THi e EsEpi).

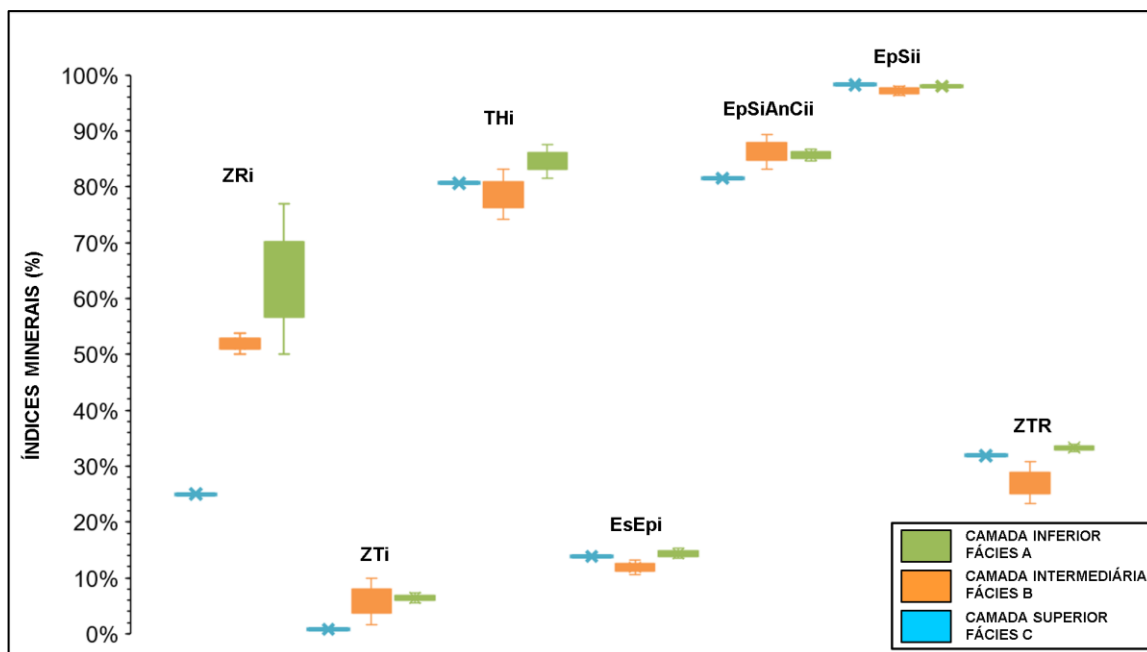


Figura 5.21. Intervalos de distribuição dos índices mineralógicos para os sedimentos encontrados sob a planície deflacionária, em diagrama de caixa, nos pontos SPD-01 e SPD-02, para as camadas A (n=2), B (n=2), e C (n=1). ZRi possui pouca consistência estatística, devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.

5.2.4 Cordão Eólico

Os cordões eólicos são finamente sinuosos em planta, mais retilíneos e menos espaçados que os cordões de precipitação. Possuem pouca continuidade lateral, ocorrendo restritos a uma faixa de menos de 2 km de largura e 10 km de comprimento a SW do Balneário Gaivotas; esta faixa passa lateralmente, rumo NE, a uma zona de cordões de precipitação mais sinuosos de diferentes gerações, com antigos retrocordões a SE do cordão de precipitação mais externo.

Em campo, cada cordão em geral apresenta-se como ondulação suave com altura de 1 a 3 m e largura de 10 a 50 m (Figura 5.22).

Foram realizados dois perfis SE-NW, transversais ao feixe de cordões eólicos, um em Rio Novo, a norte, e outro em Estiva dos Rodrigues, a sul (Figura 5.23), amostrando-se cinco pontos em cada transecto.

As dez amostras de cordões coletadas ao longo destes transectos e analisadas por LOE (Tabela 5.4) mostram idades que variam entre 5036 ± 343 anos e 2599 ± 203 anos (Figura 5.23). As idades diminuem de NW para SE em ambos os perfis,

evidenciando padrão regressivo. A taxa de regressão varia de 1,26 m/ano em Estiva dos Rodrigues a 0,85 m/ano, em Rio Novo.

Tabela 5.4. Resultados de datação LOE das amostras do cordão eólico.

Amostra	Profundidade (m)	Alíquotas	Dose (Gy)	Erro (Gy)	OD (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Taxa de dose cósmica (Gy /Ka)	Erro (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Erro (Gy/ka)	Idade (a)	Erro (a)
SCL-01	0.73	24/24	1.393	0.024	8.02	0.223	0.618	0.191	0.181	0.018	0.479	0.032	2905	203
SCL-02	0.94	23/23	1.494	0.027	8.26	0.226	0.506	0.173	0.176	0.016	0.474	0.032	3152	221
SCL-03	1.31	24/24	1.792	0.021	5.29	0.212	0.599	0.155	0.168	0.014	0.454	0.030	3946	265
SCL-04	0.90	23/24	1.884	0.031	7.64	0.211	0.504	0.146	0.177	0.016	0.456	0.031	4131	289
SCL-05	0.78	24/24	2.254	0.070	15.11	0.273	0.661	0.183	0.179	0.017	0.515	0.034	4379	322
SCL-06	0.95	24/24	1.021	0.047	22.26	0.132	0.655	0.196	0.175	0.016	0.393	0.025	2599	203
SCL-07	0.86	24/24	1.339	0.022	7.78	0.206	0.618	0.190	0.178	0.016	0.461	0.030	2908	198
SCL-08	0.84	23/24	1.186	0.029	11.39	0.166	0.492	0.165	0.178	0.017	0.393	0.025	3017	204
SCL-09	1.14	23/24	1.642	0.026	7.28	0.245	0.622	0.192	0.171	0.014	0.500	0.034	3286	228
SCL-10	0.80	23/24	2.149	0.033	6.91	0.179	0.465	0.191	0.179	0.017	0.427	0.028	5036	343



Figura 5.22. Cordões eólicos: A) em corte de estrada transversal à crista (ponto SCL-08, Estiva dos Rodrigues), cuja forma é destacada na linha tracejada em amarelo; B) em vista paralela à crista, ao sul de Estiva dos Rodrigues.



Figura 5.23. Distribuição espacial das idades LOE nos cordões eólicos a SW do Balneário Gaivotas (Google Earth 2018, Satélite Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

Ao longo dos dois transectos, os cordões eólicos mostraram-se, em geral, constituídos de areia fina maciça, com até três horizontes pedogênicos, atribuídos a provável neossolo quartzo-arênico: superior, cinza a pardo amarelado, com espessura entre 10 e 40 cm; intermediário, bege, com 20 a 40 cm de espessura; e inferior, bege amarelado, com pelo menos 60 cm. Os contatos entre estes horizontes são graduais, exceto nos casos com evidência de revolvimento antrópico (mais de 30 cm acima das amostras coletada para datação). No horizonte intermediário, observa-se, às vezes, estratificação plano-paralela sub-horizontal, ressaltada por minerais pesados; ocorrem, também, lentes cuneiformes de espessura centimétrica e marcas onduladas aparentemente simétricas, com comprimento de onda da ordem de 3 cm.

A curva de distribuição granulométrica dos depósitos de cordão eólico é unimodal em areia fina (Figura 5.24), para ambos os transectos. Observa-se leve tendência de aumento na proporção de areia média e diminuição na de areia fina e areia muito fina para o cordão mais novo (mais a SE na Tabela 5.5). Em relação às três estatísticas da distribuição areia, do cordão mais antigo para o mais novo tem-se engrossamento do diâmetro médio (de 2,48 a 2,41 phi no transecto Rio Novo e de 2,53 phi a 2,30 phi no Estiva dos Rodrigues) e melhora de seleção (queda de desvio padrão de 0,40 a 0,36 phi em ambos os perfis), com aumento de assimetria apenas no transecto Rio Novo (0,021 a 0,026).

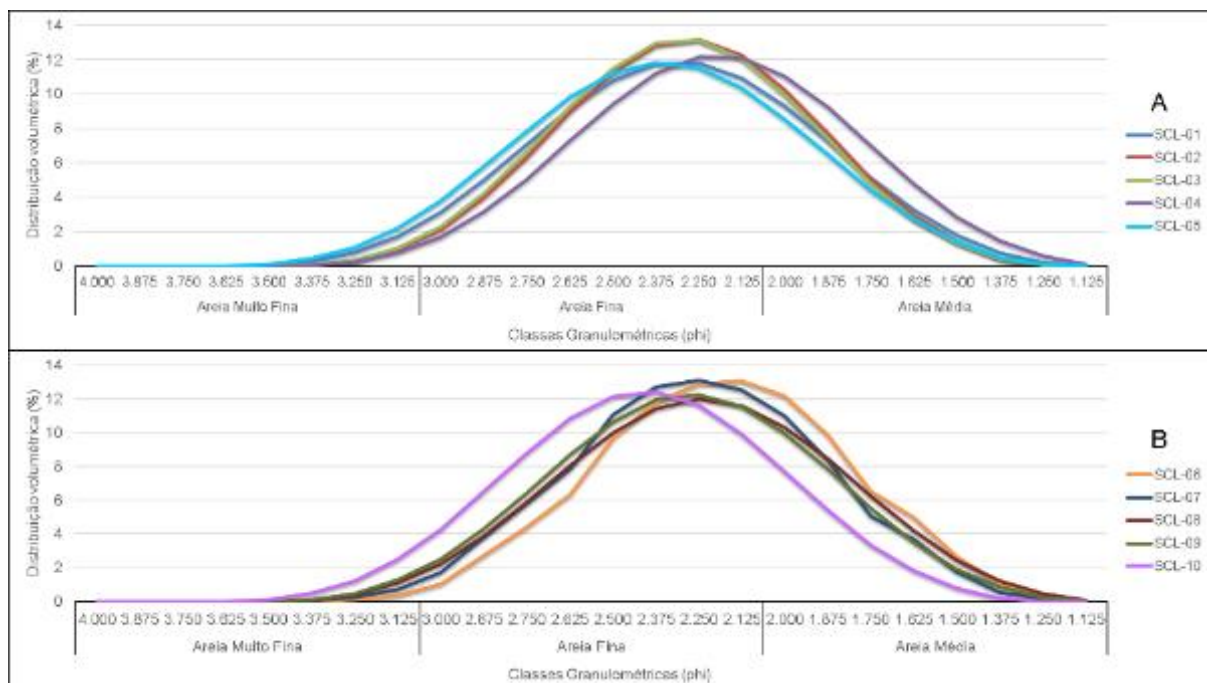


Figura 5.24. Distribuição granulométrica dos cordões eólicos: A) no transecto nordeste (Rio Novo); B) no transecto sudoeste (Estiva dos Rodrigues). A numeração dos pontos, em cada transecto, cresce de SE para NW.

Tabela 5.5. Proporções de classes granulométrica nos cordões eólicos extremos dos transectos de Rio Novo e Estiva dos Rodrigues.

Transecto	Pontos extremos	Distribuição granulométrica (% vol.)		
		Areia média	Areia fina	Areia muito fina
Rio Novo	SCL-05 (NW)	15,54	76,85	7,61
	SCL-01 (SE)	18,36	75,71	5,93
Estiva dos Rodrigues	SCL-10 (NW)	11,52	79,91	8,57
	SCL-06 (SE)	25,46	73,03	1,48

Os minerais pesados transparentes que ocorrem na fração areia muito fina dos cordões eólicos em ordem de abundância média são indicados na Tabela 5.6. Além deles, ocorrem também, em quantidade traço (< 1%), andaluzita e perovskita.

Tabela 5.6. Concentração média dos minerais pesados (> 1%) nos dois perfis transversais aos cordões eólicos.

Mineral	Concentração média (%)	
	Rio Novo	Estiva dos Rodrigues
Epídoto	40	31
Turmalina	26	26
Hornblenda	14	14
Cianita	9	9
Estaurolita	5	8
Zircão	2	4
Rutilo	2	4
Sillimanita	traços	2
Granada	2	2

A variação dos índices mineralógicos para os dois dois transectos de cordões eólicos é mostrada na Figura 5.25. Ao comparar os cordões mais internos e antigos com os cordões mais externos e novos no cordão em Estiva dos Rodrigues (Figura 5.26), verifica-se que os mais novos possuem valores mais elevados de índices ZRi, ZTi, EpSii e EpSiAnCii. O ZRi, porém, tem pouca consistência estatística, devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.

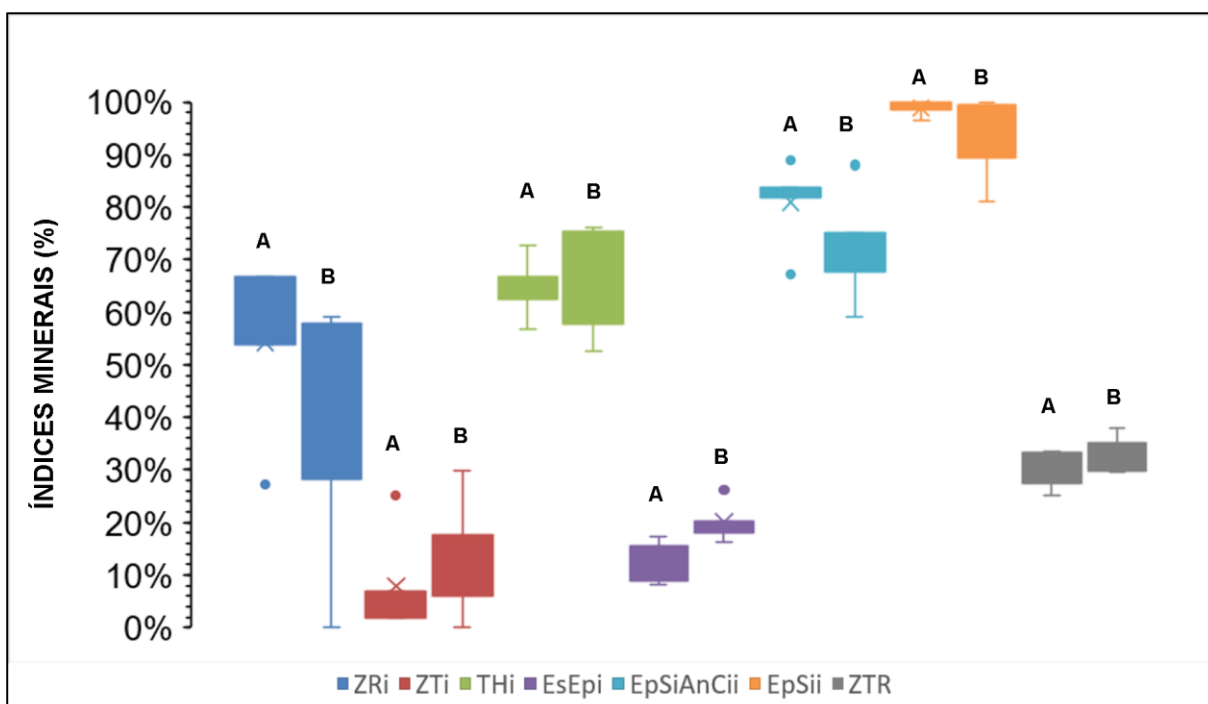


Figura 5.25. Diagrama de caixa para os índices mineralógicos dos cordões eólicos: A) no transecto nordeste, em Rio Novo; B) no transecto sudoeste, em Estiva dos Rodrigues.

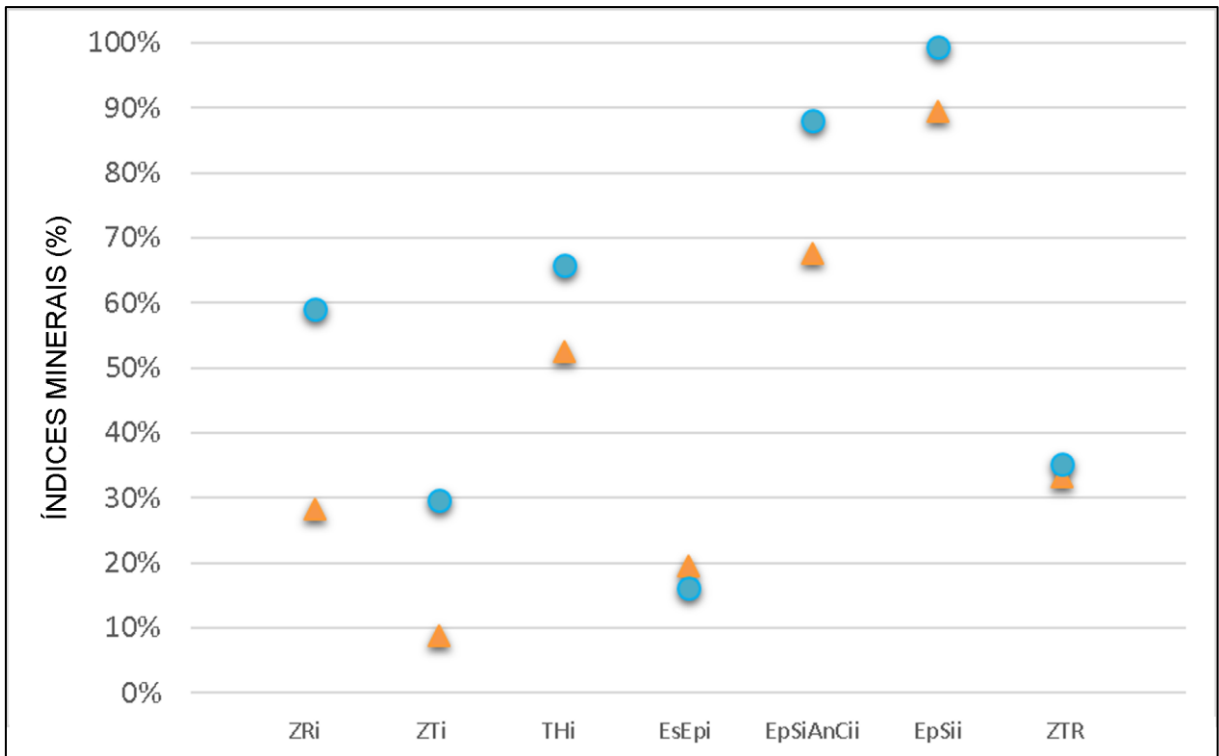


Figura 5.26. Variação dos índices mineralógicos para os cordões eólicos do transecto sudoeste (Estiva dos Rodrigues). Círculos de cor azul indicam cordões mais externos e novos (próximos à linha de costa) e triângulos em cor laranja indicam cordões mais internos e antigos. ZRI possui pouca consistência estatística devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.

5.2.5 Cordão de Precipitação

Os cordões de precipitação descritos e amostrados dividem-se em ativos e inativos.

5.2.5.1 Cordões Ativos

Os cordões de precipitação ativos ocorrem ao longo de toda a margem interna do campo de dunas atual, com formas paralelas a subparalelas à costa e aos cordões de precipitação antigos, em relação aos quais se distinguem pela cobertura vegetal mais esparsa e/ou presença de lobos deposicionais pouco ou nada vegetados, com faces de avalanche (*slipfaces*) vivas.

Esses cordões, com alturas de 2 a 12 m e larguras de 20 a 200 m, apresentam, com frequência, lagos e brejos a sotavento, aparentemente relacionados ao barramento de drenagens (Figura 5.27). As evidências de campo de sedimentação

atual só não foram vistas em localidades muito antropizadas nos últimos anos, onde a fixação foi forçada por desvio de corpos de água e/ou cultivo de árvores exóticas (*Casuarina equisetifolia* L., *Pinus spp* e *Eucalyptus spp*) (Figura 5.26 B, C, D, E, F). Lobos deposicionais mais ou menos simétricos voltados para NW sugerem relação com a ação de ventos transversais à costa (Figura 5.27 A). Contudo, encontram-se evidências também de ação de ventos subparalelos à costa, como a presença de lobos deposicionais, cordões assimétricos e formas parabolizadas voltados aproximadamente para SW (Figura 5.27 E) ou NE.



Figura 5.27. Cordões de precipitação ativos: A) cordão sinuoso, com lobos deposicionais voltados para NW e com arboretas (SCP-19); B) cordão fixado artificialmente por plantação de *Pinus* e *Eucalyptus* no ponto SCP-22; C) cordão localmente fixado artificialmente por plantação de *Pinus* (SCP-23); D) *Pinus* fixando localmente o cordão, com brejo e lagoa ao interior, ponto SCP-25; E) cordão precipitando em lagoa com lobos a WSW (SCP-29); F) cordão baixo em feição tênue, em processo acelerado de estabilização antrópica, localmente fixados por *Eucalyptus* e arboretas (SCP-34).

Na análise de variação das classes granulométricas o longo do cordão de precipitação ativo (Figura 5.28), encontraram-se tendências lineares de SW para NE de aumento da proporção de areia média e diminuição de areia fina e areia muito fina até o km 45, e, a partir daí, até o extremo nordeste da área, o padrão inverso.

As estatísticas da granulometria mostram tamanho médio areia fina, com distribuição aproximadamente simétrica e bem selecionada (Figura 5.29). Tendências lineares rumo NE restringem-se ao tamanho médio de grão, o qual engrossa até a distância 45 km, com afinamento a partir daí até a extremidade nordeste.

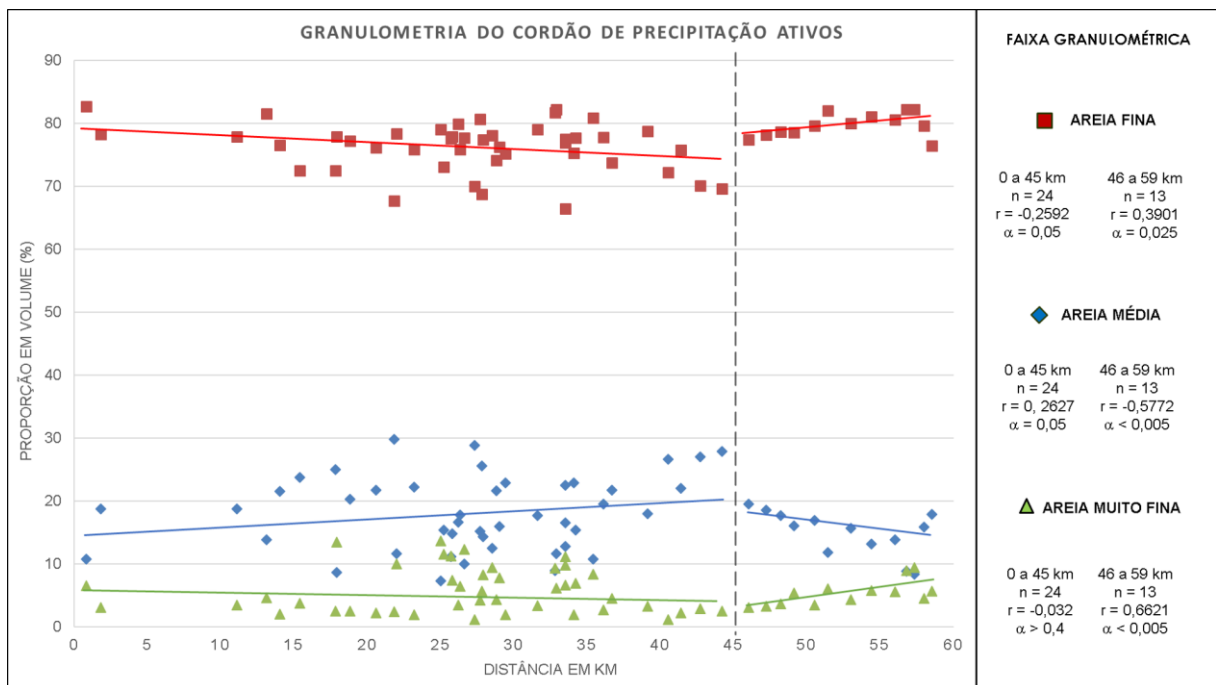


Figura 5.28. Variação com a distância das proporções de classes granulométricas (normalizadas para areia fina), no cordão de precipitação ativo.

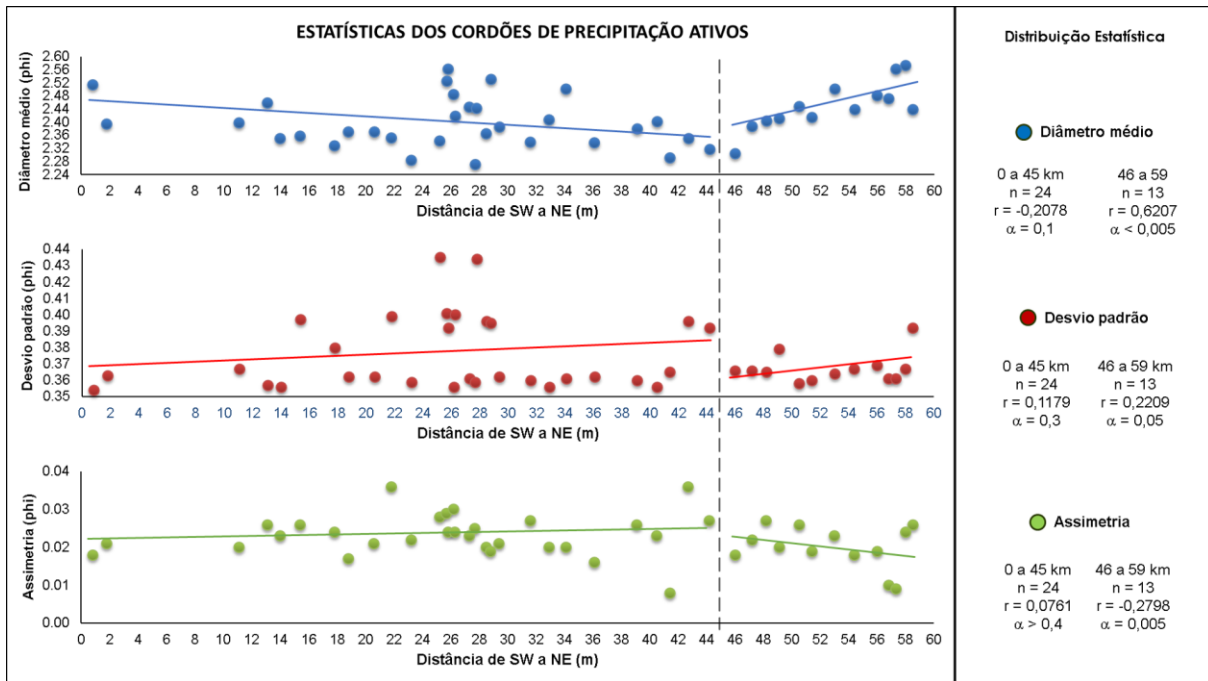


Figura 5.29. Variação com a distância das estatísticas da distribuição granulométrica, no cordão de precipitação ativo.

Os minerais pesados transparentes que ocorrem na fração areia muito fina dos cordões de precipitação ativos, são, em ordem de abundância média: epídoto (39%), turmalina (27%), hornblenda (14%), cianita (10%), estauroлита (5%), sillimanita (2%), andaluzita (1%), rutilo (1%) e granada (1%), com traços (< 1%) de zircão, apatita, perovskita, mineral isótopo verde do grupo do espinélio, monazita, allanita e dumordierita.

Os índices mineralógicos mostram algumas tendências de variação linear contínuas ao longo do cordão de precipitação ativo de SW para NE. O índice de seleção hidráulica (proximalidade), ZT, apresenta tendência linear estatisticamente significativa de redução rumo NE, enquanto que os índices EpSi e EpSiAnSi apresentam tendência de aumento rumo NE (Figura 5.30). Os índices de maturidade, ZTR, TH e EsEp, mostram tendência de diminuição para NE (Figura 5.31).

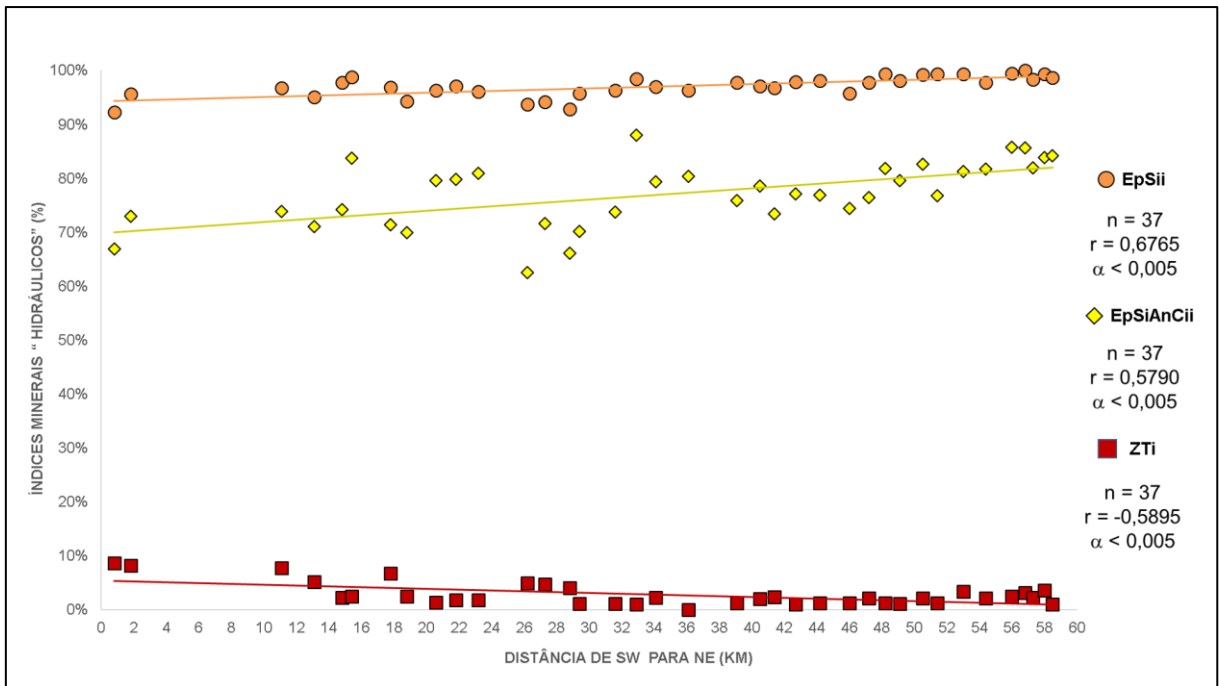


Figura 5.30. Variação com a distância dos índices de seleção “hidráulica”, no cordão de precipitação ativo.

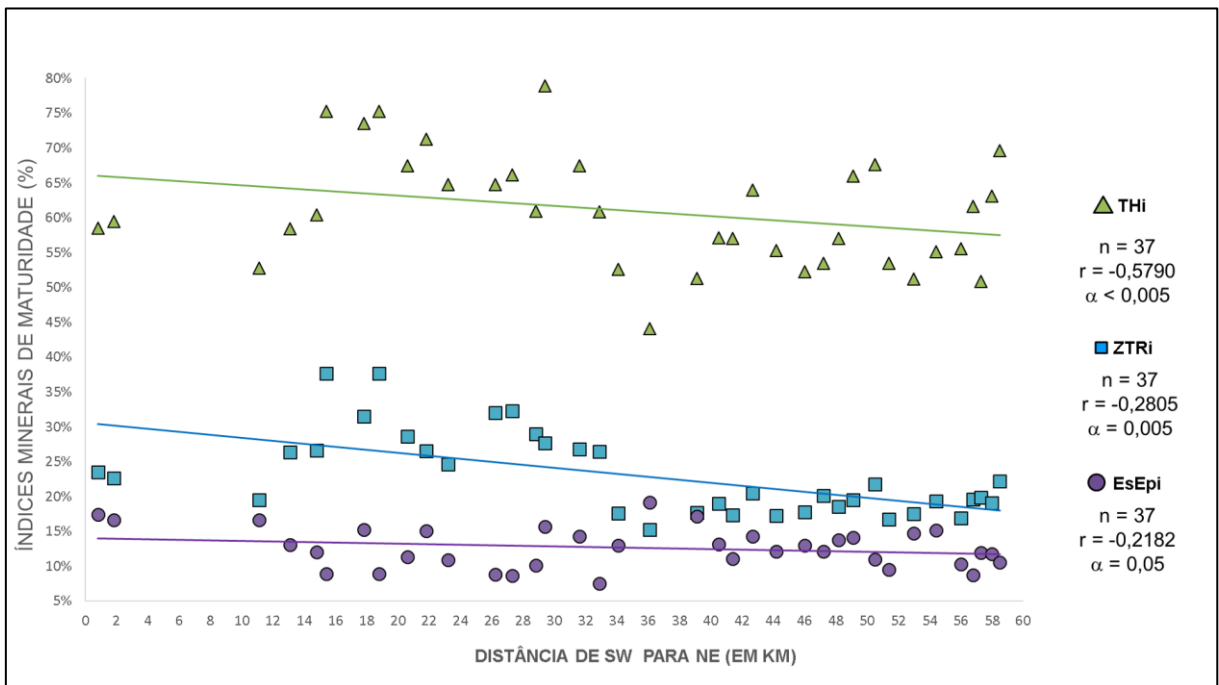


Figura 5.31. Variação com a distância de índices mineralógicos potenciais de maturidade, no cordão de precipitação ativo.

5.2.5.2 Cordões Inativos

Os cordões de precipitação inativos apresentam altura variável entre 4 e 15 m e largura de 25 a 125 m. Caracterizam-se, via de regra, pela presença de lagos (e.g. Lagoa de Fora) e/ou zonas brejosas a sotavento, e, junto ao cordão mais interno, pelo sistema paleolagunar, do qual as lagoas do Sombrio, com cerca de 16 km na direção SE-NE, e Caverá, com aproximadamente 5 km, são as remanescentes.

Somente o segmento mais central da longa faixa de cordões de precipitação inativos (entre as distâncias 18 a 37 km rumo NE) foi investigado e amostrado, por ser esta a área onde eles são de mais fácil reconhecimento e/ou acesso, com destaque para o trecho entre os quilômetros 25 e 29.

Os depósitos dos cordões estudados são dominados por areia fina maciça, com perfil pedológico sugestivo de neossolo quartzo-arênico; a frequente graduação de cor, do bege amarelado, na base, para o bege acinzentado, no topo, pode indicar estágio incipiente de transição para espodossolo (Figura 5.32). Manchas carbonosas esparsas ocorrem mais frequentemente nos cordões mais internos. Bioturbações, subverticais e com diâmetro centimétrico, são comumente encontradas nos horizontes inferiores (e.g. pontos SCP-3, SCP-10, SCP-17 e SCP-18; detalhes nas fotos inferiores da Figura 5.32).



Figura 5.32. Seções colunares levantadas em cortes de cordões de precipitação inativos, com *zoom in* (fotos inferiores) na fácies (em A) ou horizonte pedogênico intermediário (em B e C), bioturbado: A) ponto SCP-04 com bioturbações mais aparentes onde a cor cinza da areia é ligeiramente mais escura; B) corte no cordão SCP-10, paralelo à Lagoa do Sombrio, com tênues e esparsas bioturbações indicadas pela linha tracejada; C) corte transversal ao cordão SCP-17, com horizonte pedogenético intermediário, bioturbado, contendo manchas carbonosas esparsas.

As idades LOE dos cordões inativos (Tabela 5.5) variam de aproximadamente 6,1 a 2,0 ka. Os resultados de datação (Figura 5.33) mostram idades mais antigas que 4,3 ka na metade interior da faixa de cordões inativos, em contraste a mais novas na metade exterior, em sequência decrescente rumo à costa, em três transectos na região entre Lagoa de Fora e Figueirinha.

Tabela 5.5. Resultados de datação LOE dos cordões de precipitação inativos.

Amostra	Profundidade (m)	Aliquotas	Dose (Gy)	Erro (Gy)	OD (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Taxa de dose cósmica (Gy /Ka)	Erro (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Erro (Gy/ka)	Idade (a)	Erro (a)
SCP-01	1.62	23/24	2.659	0.031	5.90	0.268	0.667	0.226	0.161	0.013	0.525	0.036	5061	355
SCP-02	0.94	23/23	3.292	0.056	7.02	0.333	0.673	0.186	0.175	0.016	0.592	0.042	5564	407
SCP-03	1.26	24/24	3.473	0.060	7.42	0.318	0.592	0.184	0.168	0.014	0.567	0.040	6126	448
SCP-4A	2.30	22/24	3.276	0.052	5.82	0.319	0.514	0.216	0.147	0.011	0.481	0.029	6805	424
SCP-4B	1.47	23/24	3.000	0.093	14.34	0.333	0.709	0.189	0.164	0.013	0.580	0.041	5171	398
SCP-4C	0.68	23/24	2.936	0.064	8.40	0.315	0.529	0.192	0.182	0.019	0.569	0.041	5157	387
SCP-05	2.40	24/24	3.457	0.079	9.97	0.432	0.998	0.331	0.145	0.011	0.728	0.056	4747	383
SCP-06	0.73	23/24	2.898	0.084	12.57	0.329	0.604	0.167	0.180	0.018	0.581	0.042	4988	385
SCP-07	1.37	24/24	3.146	0.055	7.79	0.339	0.661	0.171	0.166	0.013	0.596	0.044	5280	397
SCP-08	1.48	24/24	3.274	0.082	11.69	0.389	0.698	0.198	0.164	0.013	0.659	0.050	4969	398
SCP-09	1.17	24/24	4.408	0.145	16.64	0.426	0.892	0.219	0.171	0.014	0.716	0.054	6153	509
SCP-10	0.82	24/24	3.074	0.097	15.02	0.368	0.792	0.203	0.178	0.017	0.657	0.049	4677	379
SCP-11	0.62	24/24	3.371	0.173	24.78	0.389	0.797	0.179	0.183	0.020	0.676	0.051	4988	458
SCP-12	0.72	24/24	3.478	0.047	5.77	0.368	0.791	0.234	0.181	0.018	0.659	0.049	5276	397
SCP-13	0.73	24/24	3.250	0.067	9.51	0.438	0.974	0.208	0.181	0.018	0.738	0.056	4406	347
SCP-14	0.79	24/24	1.025	0.028	11.43	0.240	0.633	0.170	0.179	0.017	0.508	0.036	2017	153
SCP-15	0.84	23/24	1.153	0.025	7.98	0.222	0.523	0.150	0.178	0.017	0.478	0.034	2411	177
SCP-16	1.02	23/24	1.752	0.030	6.88	0.222	0.521	0.147	0.174	0.015	0.473	0.033	3702	264
SCP-17	1.41	24/24	2.190	0.032	5.50	0.253	0.571	0.165	0.165	0.013	0.501	0.035	4370	311
SCP-18	0.78	24/24	3.328	0.100	14.21	0.405	0.784	0.173	0.179	0.017	0.686	0.052	4852	396



Figura 5.33. Cronologia dos cordões de precipitação inativos (lançada sobre imagem Google Earth 2020 Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus). No ponto de coleta SCP-04, considerou-se, para efeito de representação no mapa, a amostra mais superficial (C).

Os resultados de datação nestes três transectos (Figura 5.33) permitiram estimar taxas de migração para SE (“progradação”) do cordão de precipitação ao longo do tempo, conforme Tabela 5.6.

Tabela 5.6. Taxas de migração (“progradação”) do campo de dunas calculadas com base nas idades LOE e distâncias entre amostras de cordão de precipitação em três transectos diferentes, de acordo com a Figura 5.33.

Segmento do transecto	Transecto sul			Transecto centro			Transecto norte		
	Idade (anos)	Distância (m)	Taxa (m/ano)	Idade (anos)	Distância (m)	Taxa (m/ano)	Idade (anos)	Distância (m)	Taxa (m/ano)
Interno (I)	6153	I-M: 1315	Início:1,50	4969	I-M: 1100	Início:1,95	5208	I-M: 1950	Início:4,08
Médio (M)	5276	M-E: 1418	Fim: 0,43	4406	M-E: 1080	Fim: 0,54	4730	M-E: 270	Fim: 0,26
Externo (E)	2017	I-E: 2733	Total: 0,66	2411	I-E: 2180	Total: 0,95	3702	I-E: 2300	Total: 1,79

No transecto sul, que é o que reúne a idade mais antiga e também a mais nova, a taxa de migração calculada ao longo de todo o intervalo de tempo compreendido entre as amostras extremas (taxa total) é de 0,66 m/ano, inferior à encontrada no transecto centro (0,95 m/ano), e consideravelmente menor que a do transecto norte (1,79 m/ano). Nos três transectos, a taxa de “progradação” foi maior no início do registro (metade interna da faixa com cordões de precipitação), dentro do Holoceno Médio (1,50 a 4,08 m/ano), de que no fim, já avançando no Holoceno Tardio (0,26 a 0,54 m/ano).

Com base no padrão de idades LOE decrescentes do cordão de precipitação inativo mais interno para o mais externo (Figura 5.33), foram identificados e definidos quatro cordões de precipitação inativos, os quais se designaram, do mais antigo para o mais novo, CP1, CP2, CP3 e CP4. A posição desses cordões é mostrada na Figura 5.34.

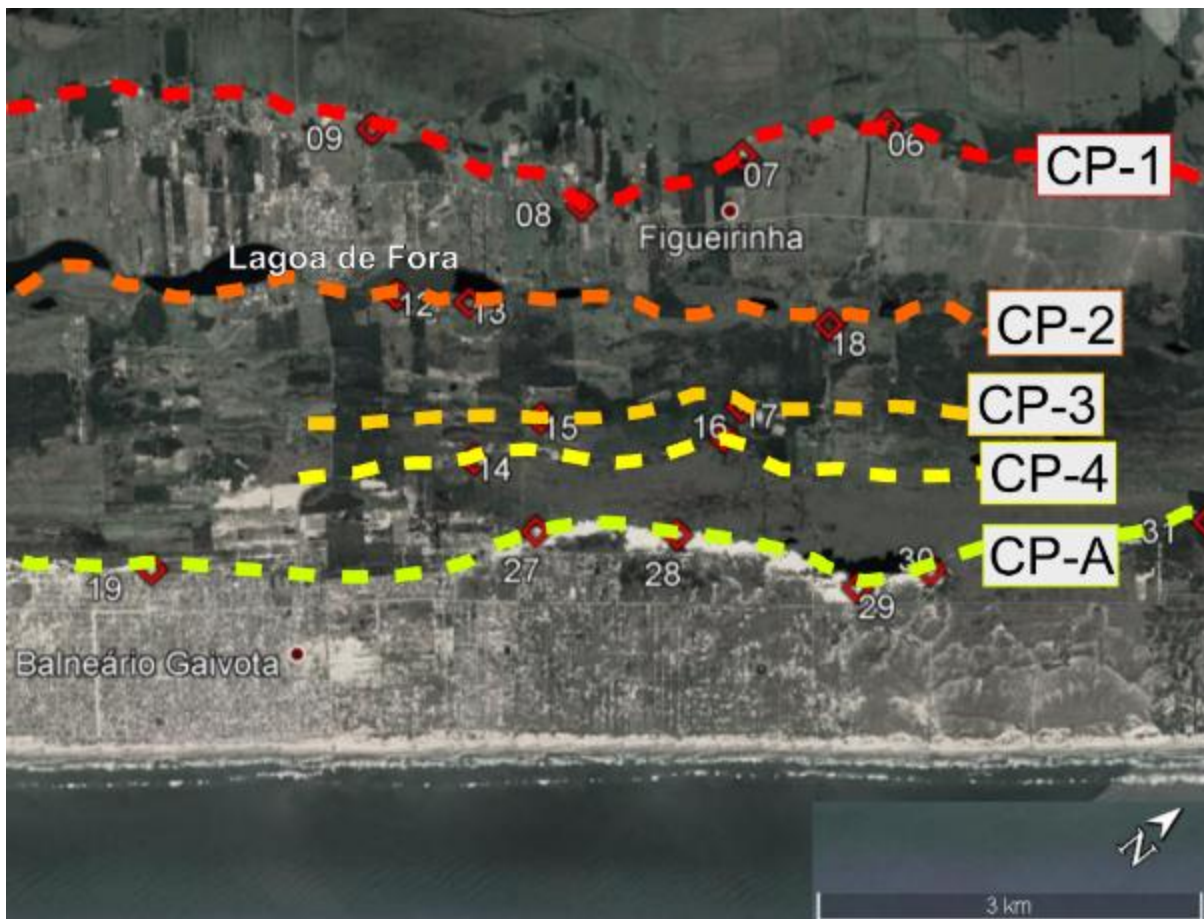


Figura 5.34. Porção da área de estudo representativa da disposição relativa dos cordões de precipitação inativos (CP-1, CP-2, CP-3 e CP-4, do mais antigo para o mais novo) e ativo (CP-A). Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

A granulometria do conjunto de cordões mostra tendência de SW para NE de aumento da proporção de areia média, com diminuição de areia muito fina (Figura 5.35).

Quanto à variação longitudinal das estatísticas de distribuição granulométrica (Figura 5.36), nota-se que o diâmetro médio tende ao engrossamento para NE e a assimetria aumenta, além de tendência estatisticamente não significativa, nesse rumo, de melhora de seleção (padrão de McLaren, porém não a nível estatisticamente aceitável).

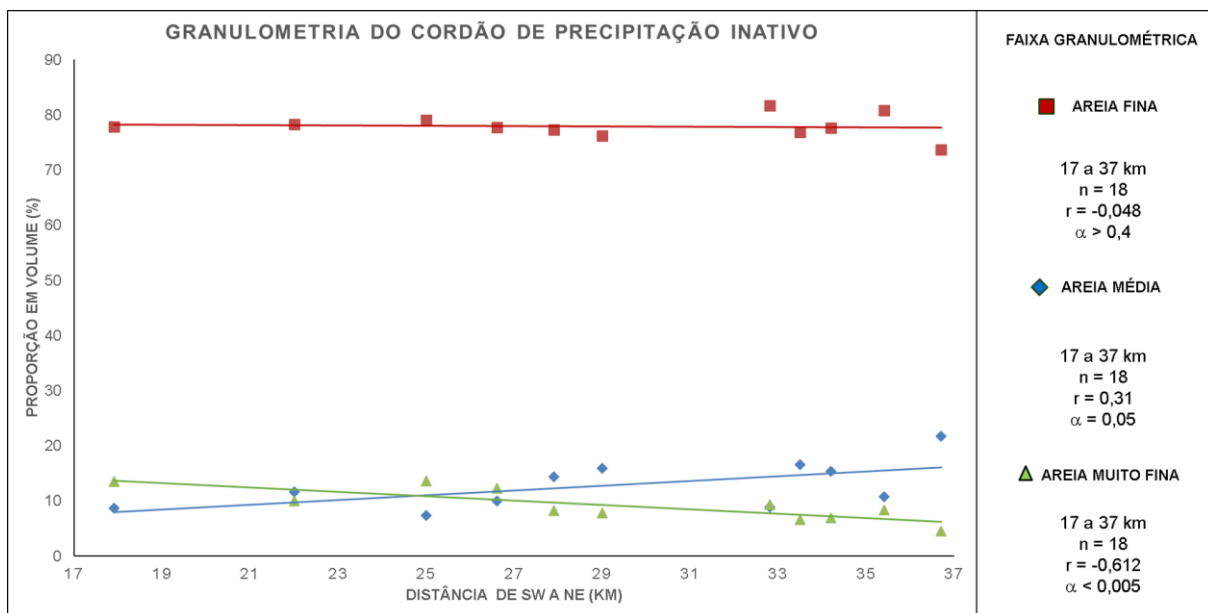


Figura 5.35. Variação com a distância das proporções de classes granulométricas (normalizadas para areia fina), nos cordões de precipitação inativos.

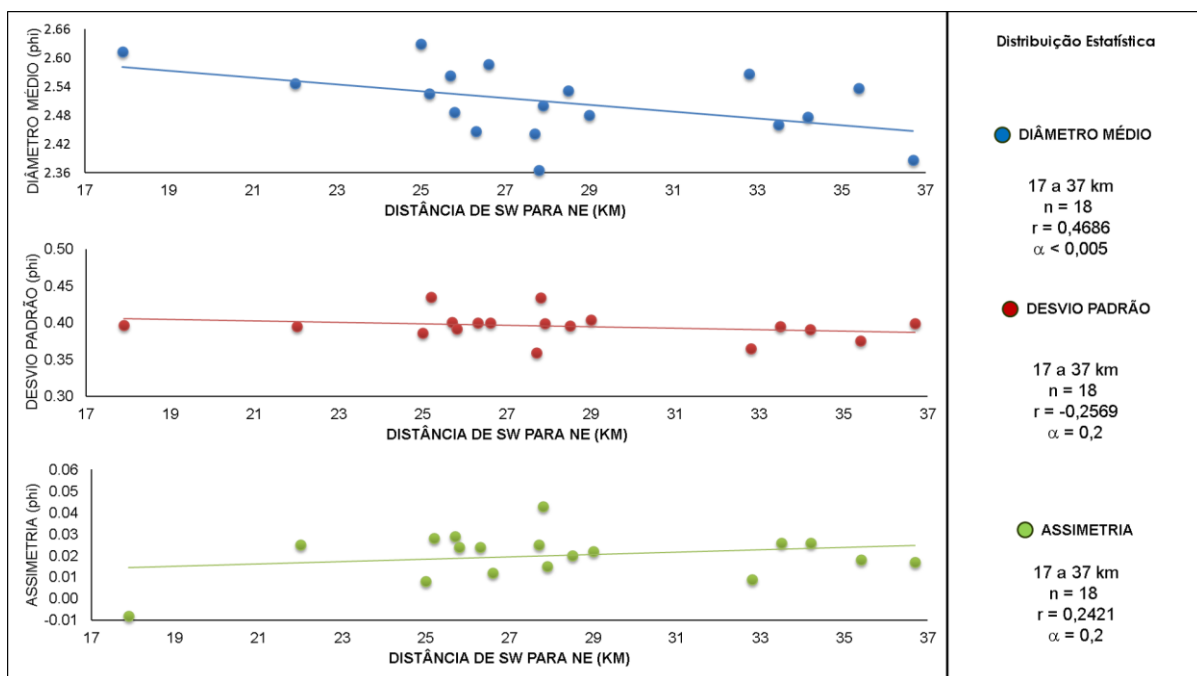


Figura 5.36. Variação com a distância das estatísticas da distribuição granulométrica, nos cordões de precipitação inativos.

Os minerais pesados transparentes que ocorrem na fração areia muito fina dos cordões de precipitação inativos, no trecho analisado (da distância 18 a 37 km rumo NE), são, em ordem de abundância média: epidoto (43%), turmalina (25%), hornblenda (17%), cianita (6%), estauroilita (4%), andaluzita (2%), zircão (2%) e

sillimanita (1%), com traços (< 1%) de granada, rutilo, perovskita, apatita, allanita e dumordierita.

Os índices supostos como de maturidade, TH e ZTR (Figura 5.37), bem como de seleção hidráulica, ZT (Figura 5.38), mostram tendência de aumento rumo NE.

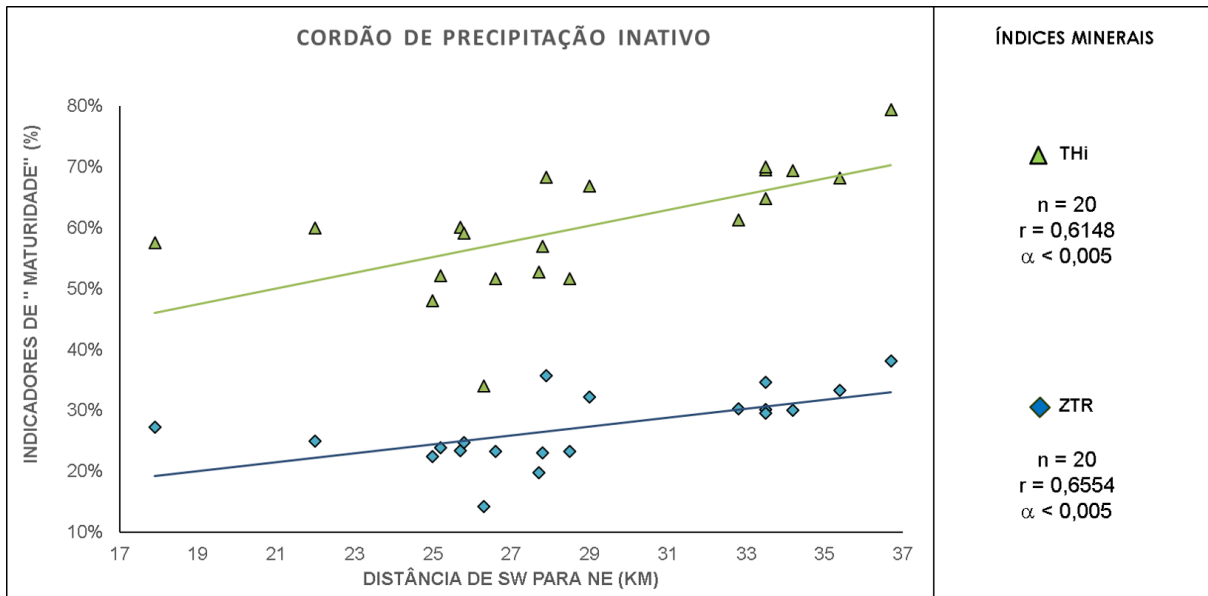


Figura 5.37. Variação com a distância dos índices mineralógicos supostos como de maturidade, nos cordões de precipitação inativos.

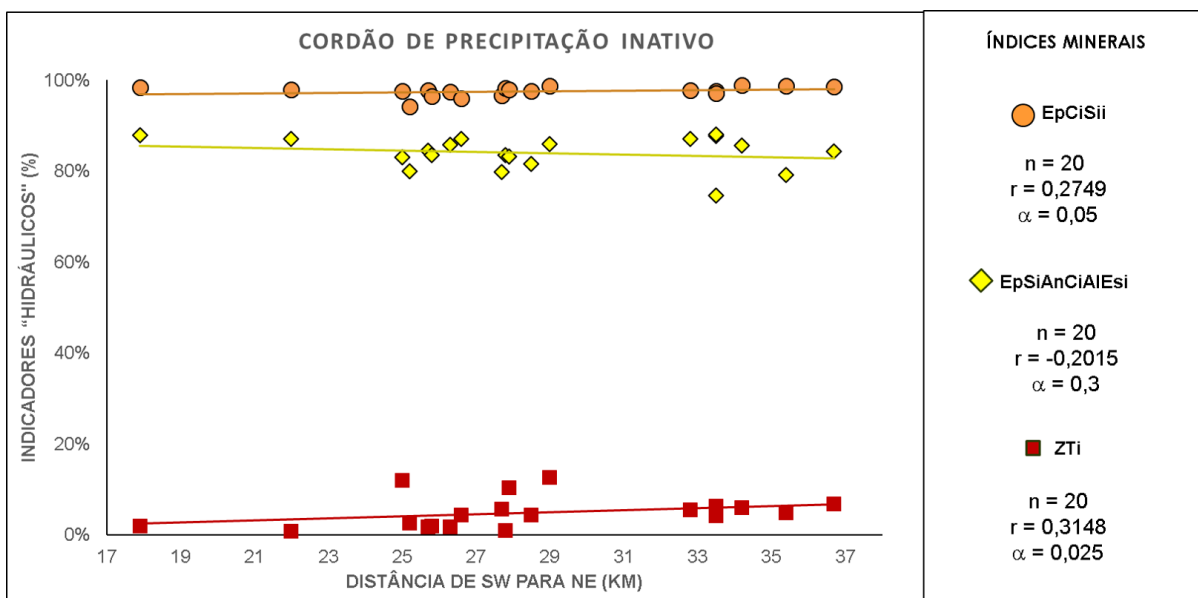


Figura 5.38. Variação com a distância dos índices mineralógicos supostos como de seleção "hidráulica" (proximalidade), nos cordões de precipitação inativos.

A variação dos índices mineralógicos nos sedimentos de cordões de precipitação inativos foi analisada comparando-se dois segmentos, a SW e a NE da separação entre as lagoas Sombrio e Caverá (Figura 5.39). O gráfico reforça os

valores de ZTi, THi, ZTR e EpSii mais elevados no segmento nordeste que no sudoeste.

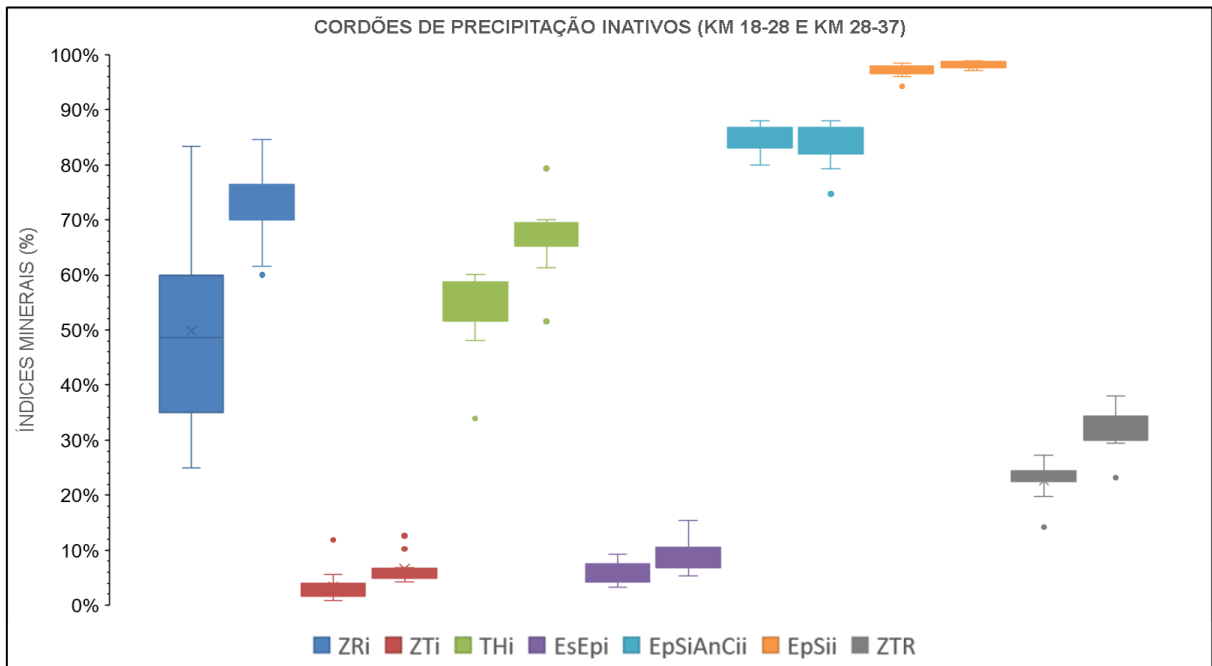


Figura 5.39. Índices mineralógicos nos cordões de precipitação inativos, separados em dois trechos, sudoeste (esquerda) e nordeste. ZRi possui pouca consistência estatística devido às baixas contagens (<5%) de ambos os minerais do par.

Nos *boxplots* comparando as gerações de cordões de precipitação (numerados de acordo com a Figura 5.34), da mais antiga para a mais nova, quanto à variação das classes e estatísticas granulométricas (Figura 5.40), nota-se tendência de aumento de areia média, em detrimento de areia fina, de CP-1 ao CP-3, o que se reflete em engrossamento do tamanho médio, piora de seleção e aumento de assimetria. Já CP-4 é mais rico em areia fina e mais bem selecionado que os três cordões mais antigos. De CP-4 para o cordão ativo, CP-A, tem-se afinamento de tamanho médio, melhora de seleção e queda de assimetria, o que é um padrão de McLaren, só que ao longo do tempo.

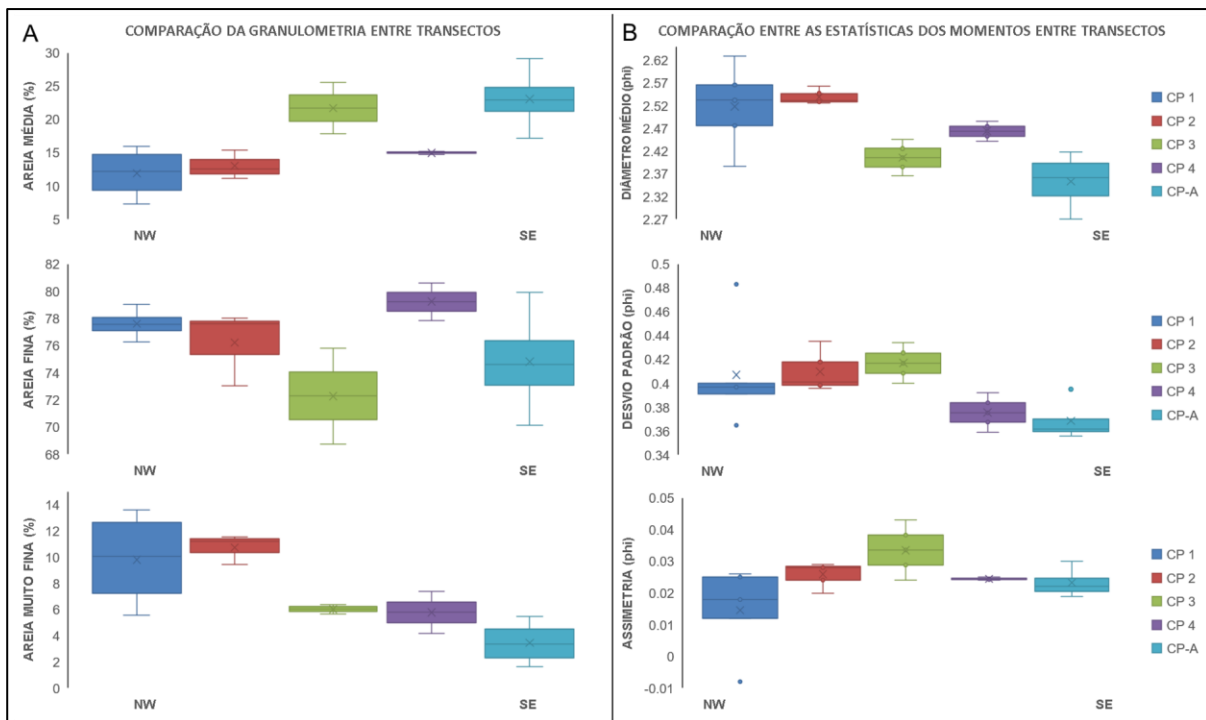


Figura 5.40. Diagrama em caixa (*boxplot*) das classes granulométricas (A): areia média, areia fina e areia muito fina e das estatísticas de distribuição granulométrica (B): diâmetro médio, desvio padrão e assimetria, dos cordões de precipitação inativos, agrupados por geração, da mais antiga (CP1) para a mais nova (CP4), incluindo-se também o cordão ativo (CP-A).

Os diagramas de caixa, comparando cordões de precipitação inativos e ativos quanto aos índices mineralógicos de maturidade, encontram-se na Figura 5.41. Os índices TH e ZTR, ambos associados a maturidade química, diminuem com a redução de idade, de CP-1 para CP-3, e então passam a aumentar de CP-3 para CP4 e daí para CP-A.

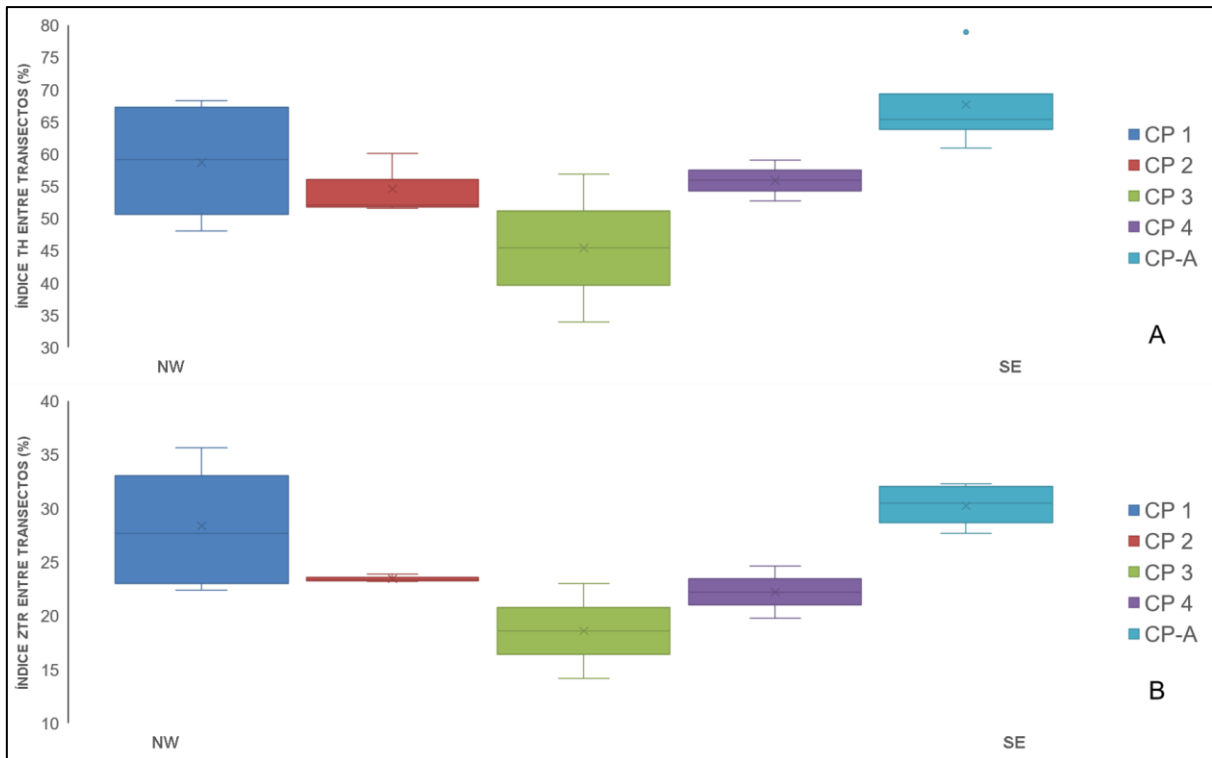


Figura 5.41. Diagrama de caixa para os índices mineralógicos supostos como de maturidade: A) TH e B) ZTR, dos depósitos de cordão de precipitação inativos (CP 1 a CP 4; n = 18) e ativos (CP-A; n = 37).

5.2.6 Rampa Eólica

Depósitos de rampa eólica foram reconhecidos na região da Fazenda de Arlindo Rosa, próximo à cidade de Sombrio, sobre corpo com orientação aparente NE de rocha ígnea afanítica a fanerítica fina, cinza escuro (intrusão de diabásio associada à Formação Serra Geral). Este afloramento de rocha ígnea encontra-se no meio dos campos de dunas inativos, cerca de 350 m a SE da paleolaguna do Sombrio/ Caverá.

A sucessão sedimentar encontrada logo acima da rocha fraturada *in situ* no alto do morro, junto a uma antiga frente de lavra de diabásio, é formada por areia fina bem selecionada cinza, lenticular, com até 1 m de espessura, sobreposta por colúvio, este formado por blocos e seixos subarredondados em matriz argilosa avermelhada. As fraturas da rocha acham-se preenchidas por areia; blocos e matações métricos de diabásio foram observados em meio a areia da rampa, na porção inferior da sucessão (Figura 5.42). A altitude dessa rampa está em torno de 19 m.

A granulometria dos sedimentos de rampa eólica mostra moda em areia fina, com boa seleção e distribuição aproximadamente simétrica (Figura 5.43).

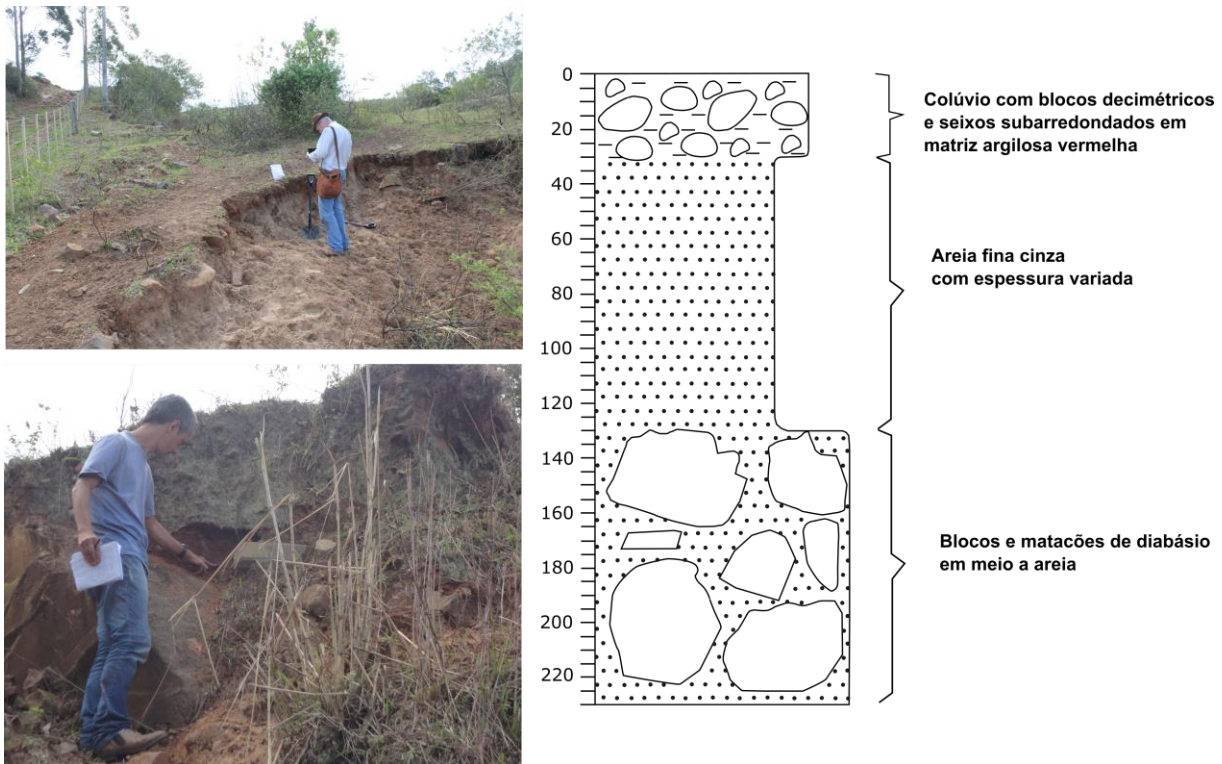


Figura 5.42. Descrição estratigráfica da rampa eólica (ponto SRE-01).

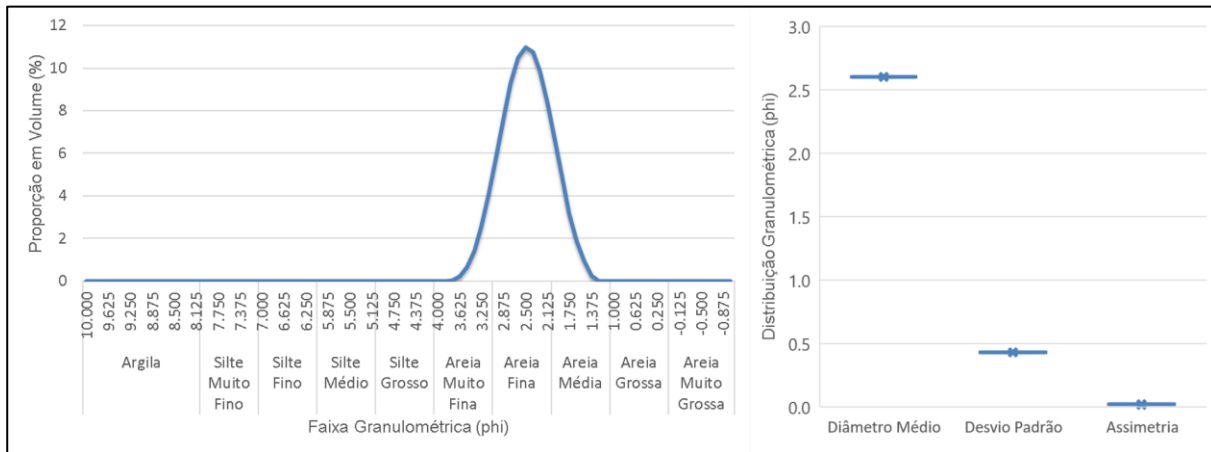


Figura 5.43. Curva de distribuição granulométrica e respectivas estatísticas, para os sedimentos de rampa eólica.

Os minerais pesados transparentes mais abundantes encontrados no depósito de rampa eólica são: epídoto (40%), turmalina (30%), cianita (8%), hornblenda (6%), estauroлита (6%), zircão (5%), sillimanita (2%), granada (2%), rutilo (1%), com traços (<1%) de perovskita. Esta assembleia caracteriza-se por baixos índices mineralógicos ZT e EsEp (em torno de 15%) e ZTR (menos de 40%), conforme Figura 5.44.

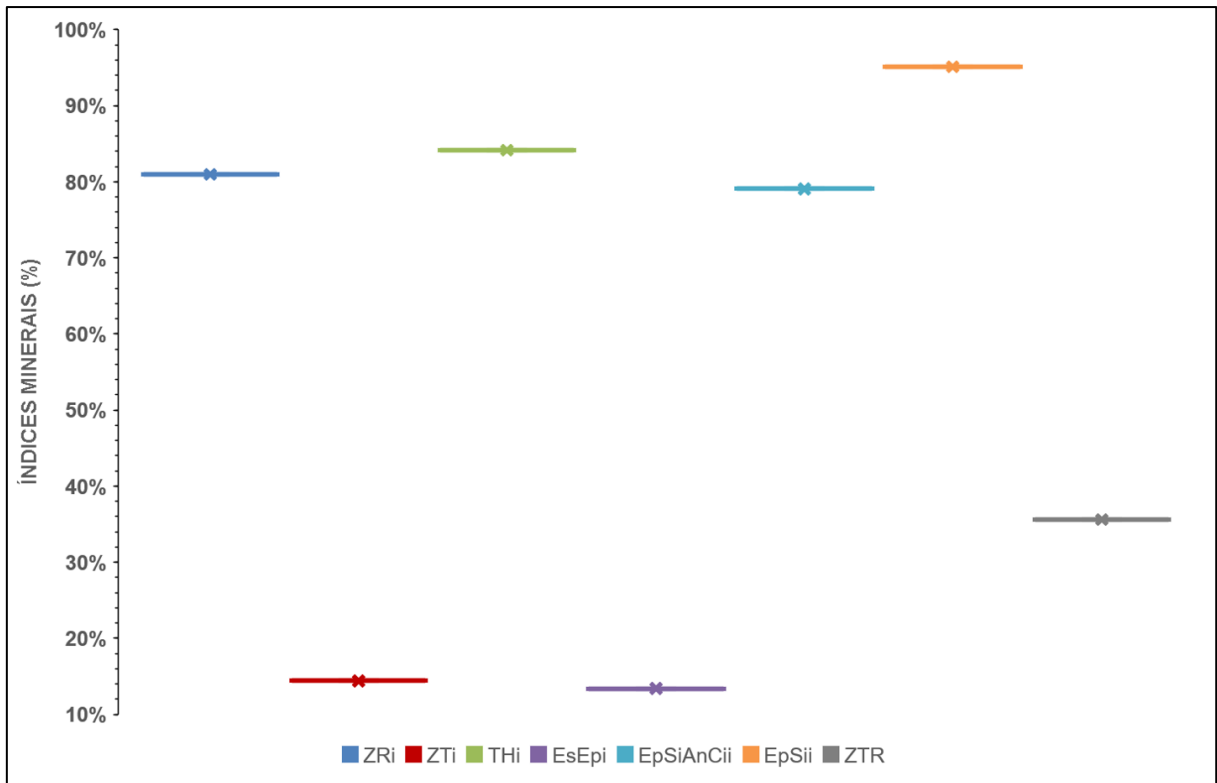


Figura 5.44. Índices mineralógicos obtidos em amostra coletada na rampa eólica.

5.2.7 Terraço Alto

Terraços arenosos altos (altitude superior a 5 m, chegando a 25 m), de topo aproximadamente plano (Figura 5.45), encontram-se ao interior da margem paleolagunar e no entorno montante dos vales dos dois rios, Mampituba e Araranguá.

Na superfície destes terraços, foram observadas ondulações com amplitudes de dezenas de metros e altura em torno de 1m (Figura 5.45D). Seus depósitos sedimentares caracterizam-se, em geral, por aspecto maciço e pela granulação dominante areia fina, com presença marcante de material silto-argiloso atribuído à cimentação pedoeodiagénica, o que lhes confere coloração marrom a pardo-avermelhada (Figura 5.44B) e certa coesão. Essas areias marrons correspondem provavelmente a horizonte B de espodossolo antigo, cujos horizontes mais superficiais (E e O) teriam sido parcial ou totalmente decapitados (Figura 5.45B e 5.45C, respectivamente).

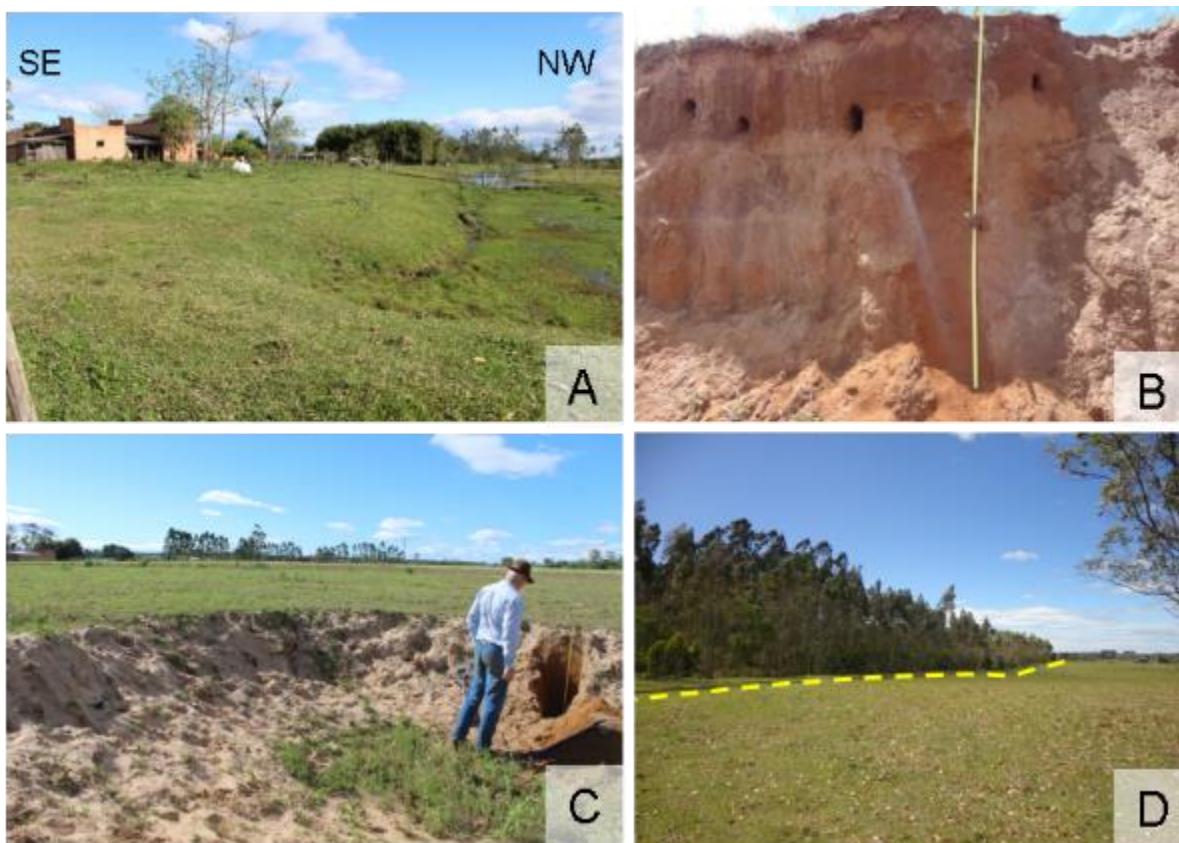


Figura 5.45. Terraços altos (>5 m), atribuídos a paleopraias pleistocenas ou lençóis eólicos superpostos: A) degrau correspondente ao seu contato com terreno brejoso, descrito como paleolaguna holocena, a NW (próximo do ponto SPR-05); B) corte vertical, evidenciando aspecto maciço do depósito (SPR-08); C) exemplo com morfologia predominantemente plana e horizonte centimétrico de areias esbranquiçadas (possível E álbico) no topo (SPR-08); D) exemplo com morfologia levemente ondulada (SPR-10).

As oito amostras dos depósitos destes terraços altos analisadas por LOE (Tabela 5.6) mostraram idades que variam entre 49.961 ± 3.759 anos e 7.928 ± 777 anos (Figura 5.46). Porém, o intervalo de variação de idade de sete das oito amostras mais superficiais é menor, ficando entre 16.878 ± 1.728 e 8.572 ± 804 anos. Isto permite sugerir que a estabilização final dos depósitos desta unidade deu-se dentro deste intervalo de tempo. Além disso, há dois intervalos modais de idade dentre estas oito amostras mais superficiais: um com quatro amostras, entre 17.750 ± 1770 e 13.940 ± 1270 , e outro com três amostras, entre 12.410 ± 1270 e 8.572 ± 804 anos.

O conjunto de idades obtidas é incompatível com a época de máximo nível do mar do EIM 5 e reforçam a hipótese de tratar-se de lençóis de areia eólica superpostos aos terraços marinhos regressivos do Pleistoceno superior.

Tabela 5.6. Resultados de datação LOE dos terraços altos: A) com profundidade real, e B) com profundidade acrescida de 2 m.

	Amostra	Profundidade (m)	Alíquotas	Dose (Gy)	Erro (Gy)	OD (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Taxa de dose cósmica (Gy/Ka)	Erro (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Erro (Gy/ka)	Idade (a)	Erro (a)
A	SPR-01	1.1	24/24	28.553	1.289	21.76	0.192	2.822	0.500	0.172	0.015	0.610	0.036	46804	3482
	SPR-03	1.36	24/24	4.406	0.453	42.24	0.132	1.546	0.359	0.166	0.014	0.446	0.025	9883	1159
	SPR-04	1.07	24/24	5.488	0.387	34.44	0.102	1.143	0.302	0.172	0.015	0.413	0.025	13297	1237
	SPR-05	0.99	24/24	10.106	0.819	39.54	0.088	3.691	0.693	0.175	0.015	0.638	0.039	15836	1611
	SPR-06	1	24/24	11.948	1.213	49.60	0.410	1.725	0.456	0.174	0.015	0.757	0.051	15782	1924
	SPR-8A	2.86	24/24	39.921	2.366	28.61	0.115	5.387	0.957	0.137	0.010	0.838	0.059	47625	4401
	SPR-8B	0.9	23/24	6.596	0.313	22.52	0.070	4.009	0.829	0.177	0.016	0.726	0.050	9081	760
	SPR-9A	1.79	24/24	44.890	1.941	20.49	0.188	8.100	1.251	0.157	0.012	1.103	0.074	40685	3241
	SPR-9B	0.88	23/24	5.372	0.382	33.06	0.070	3.466	0.824	0.177	0.016	0.678	0.046	7928	777
	SPR-10	0.9	24/24	7.221	0.452	30.56	0.182	1.597	0.358	0.176	0.016	0.534	0.034	13515	1207
B	SPR-01	3.1	24/24	28.553	1.289	21.76	0.192	2.822	0.500	0.133	0.010	0.572	0.034	49961	3759
	SPR-03	3.36	24/24	4.975	0.583	56.14	0.132	1.546	0.359	0.129	0.010	0.409	0.023	12171	1587
	SPR-04	3.07	24/24	5.488	0.387	34.44	0.102	1.143	0.302	0.134	0.010	0.374	0.022	14675	1360
	SPR-05	2.99	24/24	10.106	0.819	39.54	0.088	3.691	0.693	0.135	0.010	0.599	0.037	16878	1728
	SPR-06	3	24/24	11.948	1.213	49.60	0.410	1.725	0.456	0.135	0.010	0.718	0.050	16645	2046
	SPR-8A	4.86	24/24	39.921	2.366	28.61	0.115	5.387	0.957	0.108	0.008	0.809	0.059	49346	4640
	SPR-8B	2.9	23/24	6.596	0.313	22.52	0.070	4.009	0.829	0.137	0.010	0.686	0.048	9609	817
	SPR-9A	3.79	24/24	44.890	1.941	20.49	0.188	8.100	1.251	0.123	0.009	1.069	0.073	42003	3408
	SPR-9B	2.88	23/24	5.372	0.382	33.06	0.070	3.466	0.824	0.137	0.010	0.638	0.044	8426	833
	SPR-10	2.9	24/24	7.221	0.452	30.56	0.182	1.597	0.358	0.136	0.010	0.495	0.032	14602	1308



Figura 5.46. Localização das amostras de terraços altos (lençóis eólicos), com idades mínimas e máximas obtidas por datação por LOE (incluindo resultado com adição de 2 m na profundidade das amostras). Nos pontos 8 e 9, foram coletadas amostras em duas profundidades diferentes, com diferença entre elas de 0,91 e 1,06 m, respectivamente. Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

A distribuição granulométrica dos depósitos desta unidade mostra padrão bimodal, com moda principal em areia fina a areia média e moda secundária em silte médio a silte grosso, esta presumida como de origem pedogênica (Figura 5.47). As estatísticas da distribuição granulométrica, excluindo material pelítico, indicam diâmetro médio entre areia média e areia fina (1,85 a 2,70 phi), com seleção boa a moderada (desvio padrão entre 0,45 e 0,85 phi), e assimetria entre -0,003 e 1,083 (Figura 5.48). Analisando os pontos em função da distância, de SW para NE (Figura 5.49), observa-se tendência linear de engrossamento (queda em phi) de grãos nesse rumo (n=12, r= -0,6233, $\alpha < 0,005$).

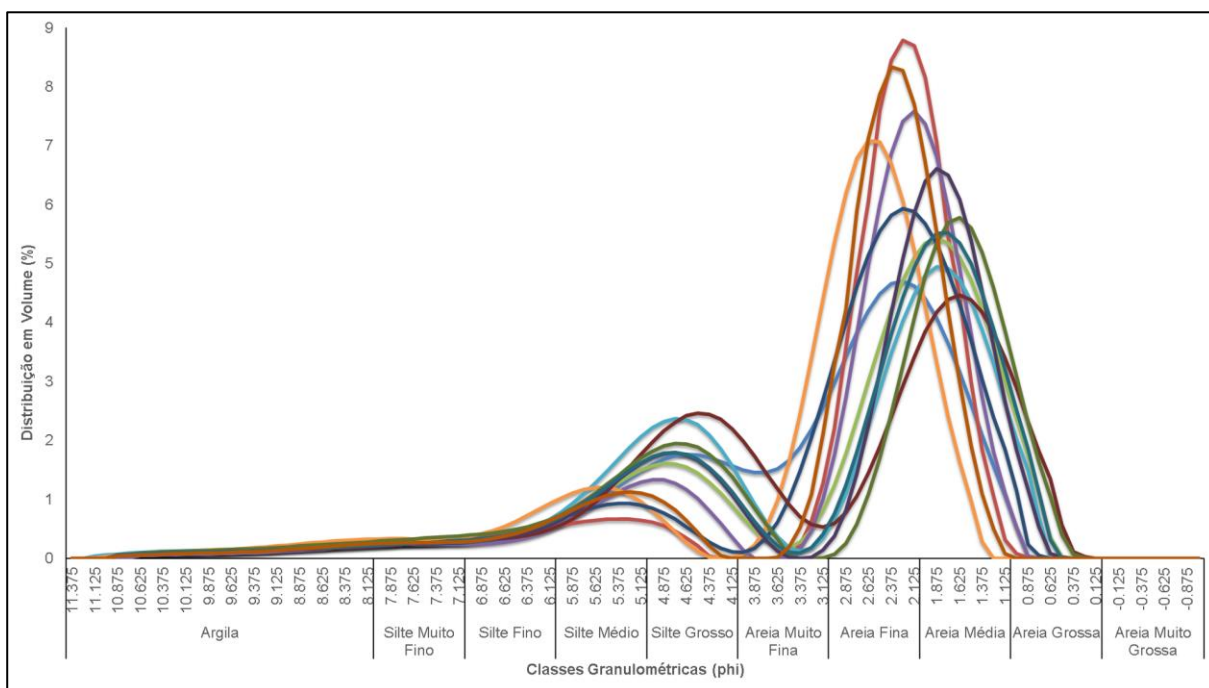


Figura 5.47. Distribuição granulométrica de 12 amostras de terraço alto.

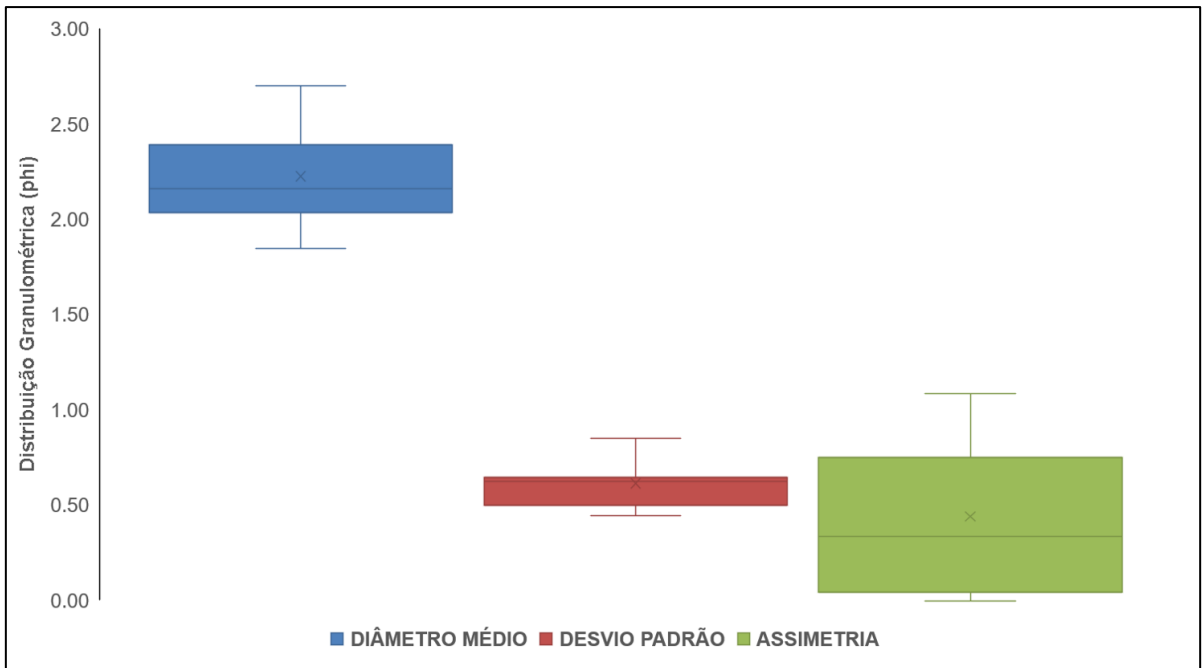


Figura 5.48. Estatísticas da distribuição granulométrica dos sedimentos de 12 amostras de terraço alto.

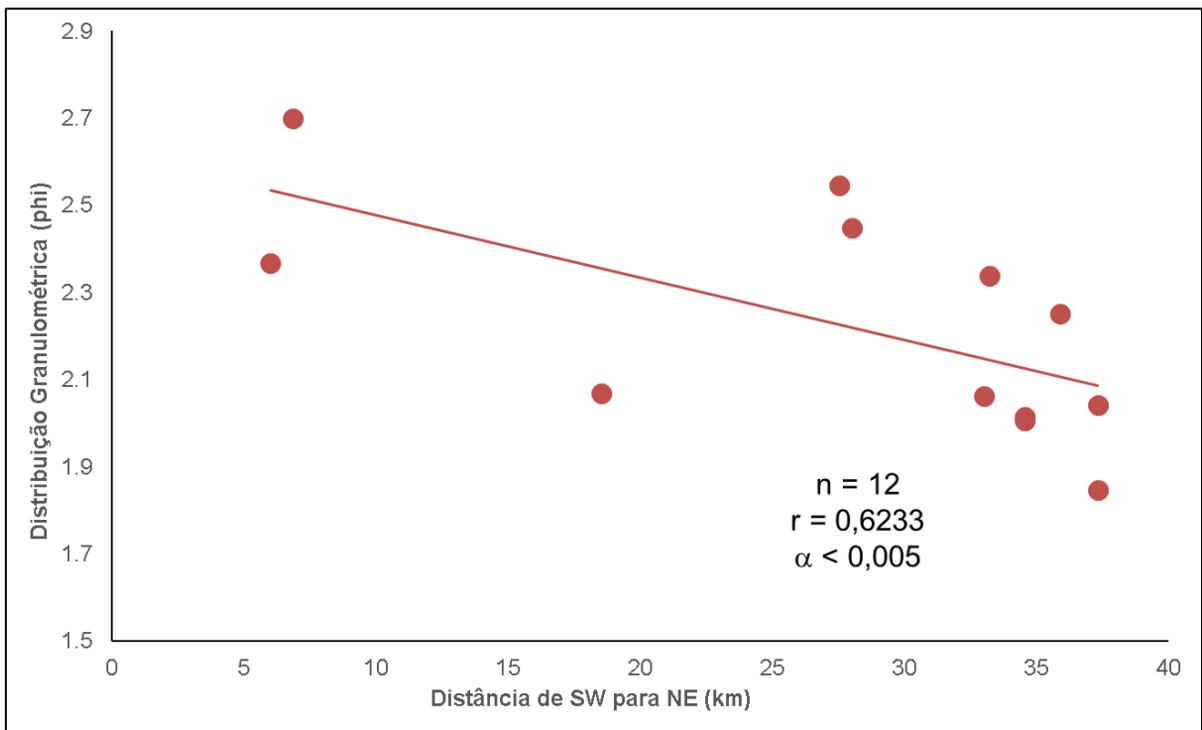


Figura 5.49. Relação entre o tamanho médio de grãos dos depósitos de terraço alto e a distância de SW para NE.

A relação entre altitude e tamanho médio dos grãos de dez amostras desta unidade morfológica mostra tendência linear significativa de engrossamento com o aumento de altitude (Figura 5.50). Com aumento da altitude também foram

encontradas as menores idades da unidade (Figura 5.51). Os depósitos mais novos apresentam granulometria mais grossa, o que representa a concentração residual de grossos pelo retrabalhamento deflacionário (Figura 5.52).

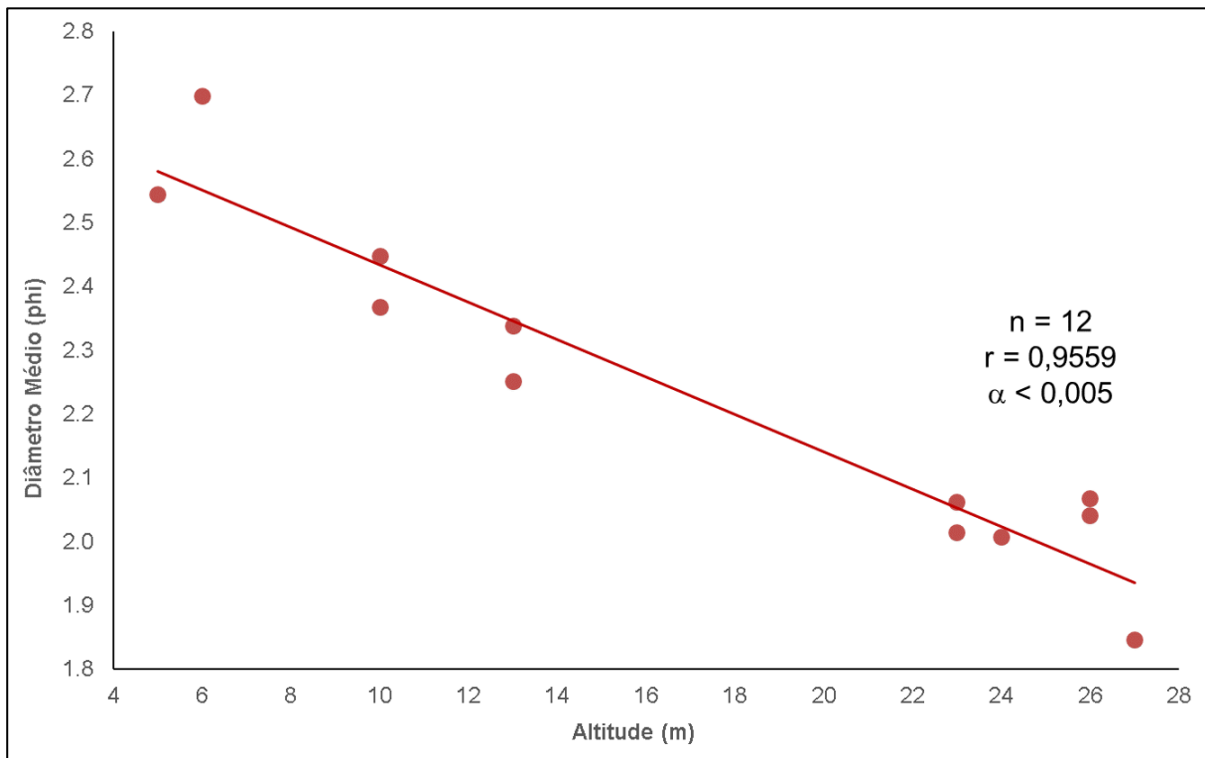


Figura 5.50. Relação entre tamanho médio de grãos do terraço alto (lençol eólico) e a altitude (n=10).

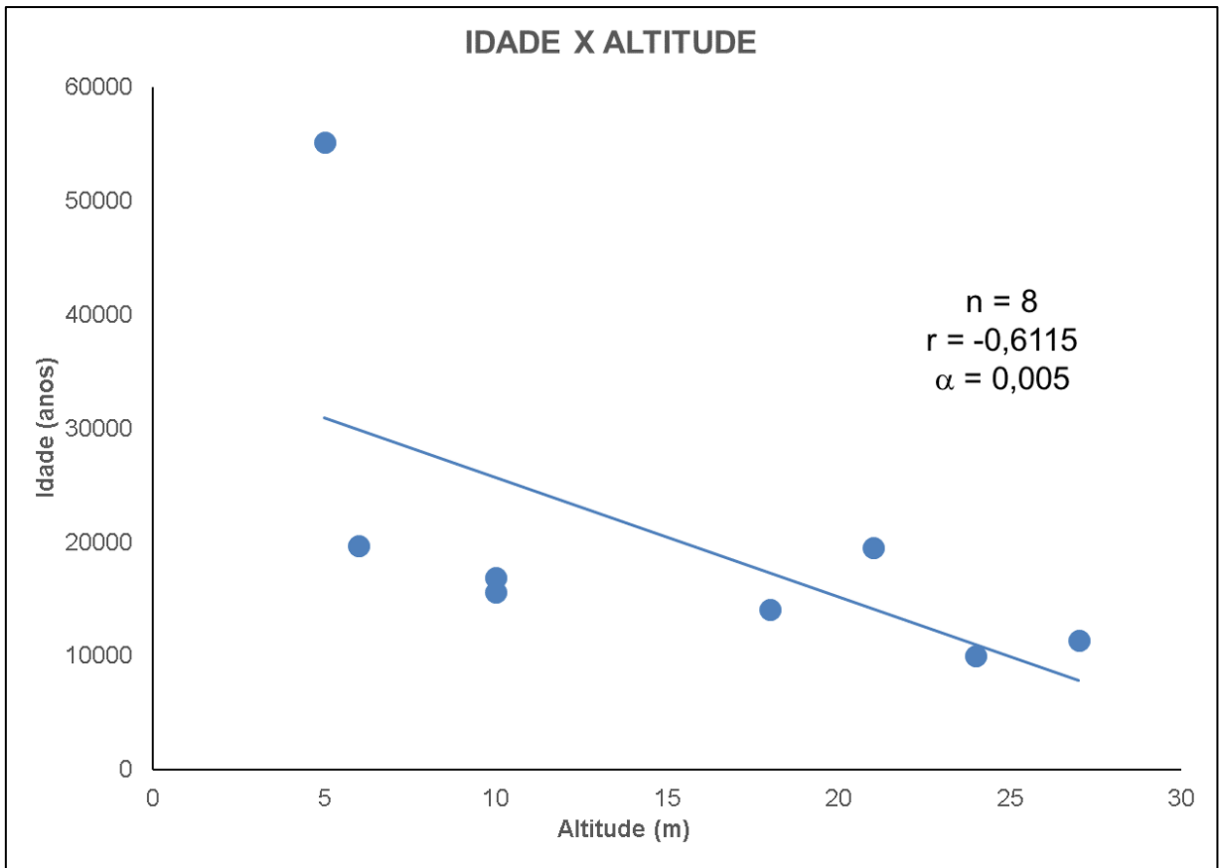


Figura 5.51. Variação das idades dos depósitos de terraço alto com a altitude do topo desta unidade.

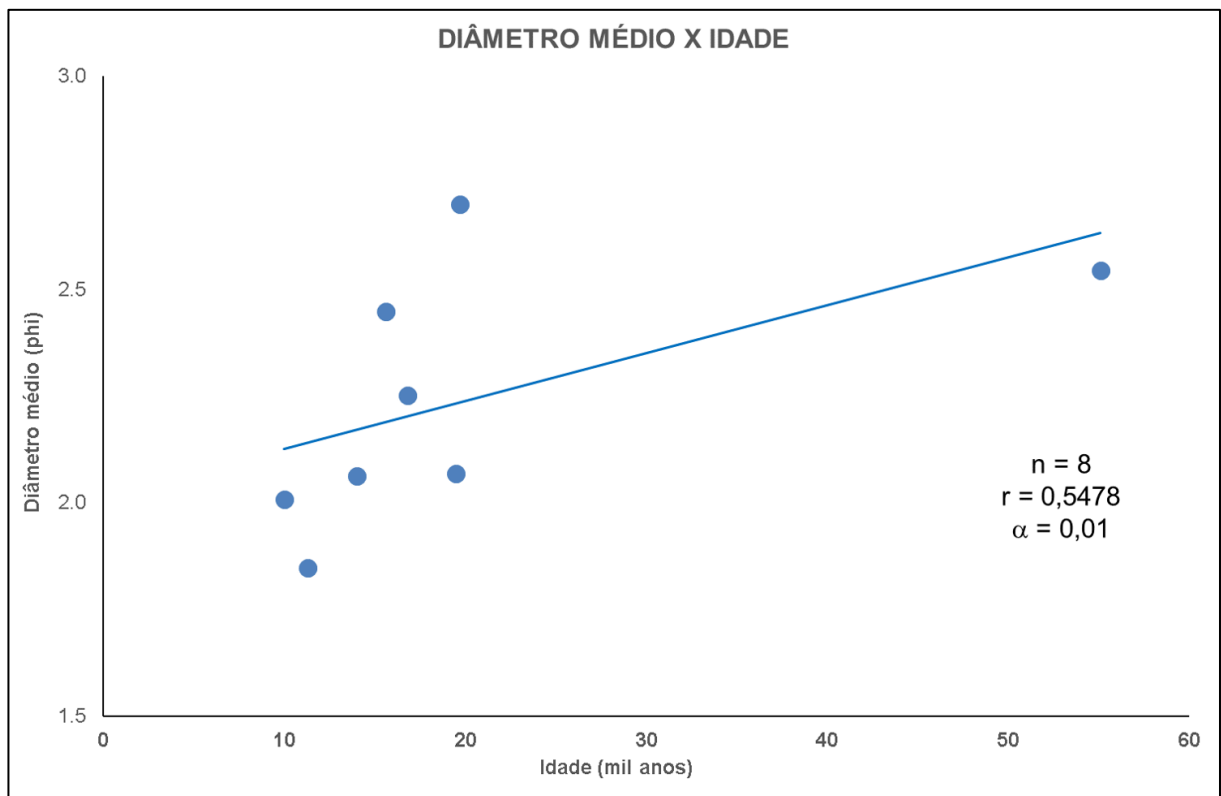


Figura 5.52. Razão do diâmetro médio com a idade dos depósitos de terraço alto.

Os minerais pesados transparentes mais abundantes na fração areia muito fina do depósitos de lençol eólico são: turmalina (30%), epídoto (21%), zircão (20%), estaurolita (13%), sillimanita (6%), rutilo (5%), hornblenda (3%) e perovskita (2%), com traços (<1%) de granada e andaluzita.

A variação dos índices mineralógicos comparados com a altitude (Figura 5.53) mostra que altitudes maiores que 10 m têm índices ZR, ZT e ZTR mais elevados e THi mais baixo do que os de altitude menor que 10 m; os índices com valores mais elevados (acima de 70%) nesta unidade são ZR, THi e EpSii.

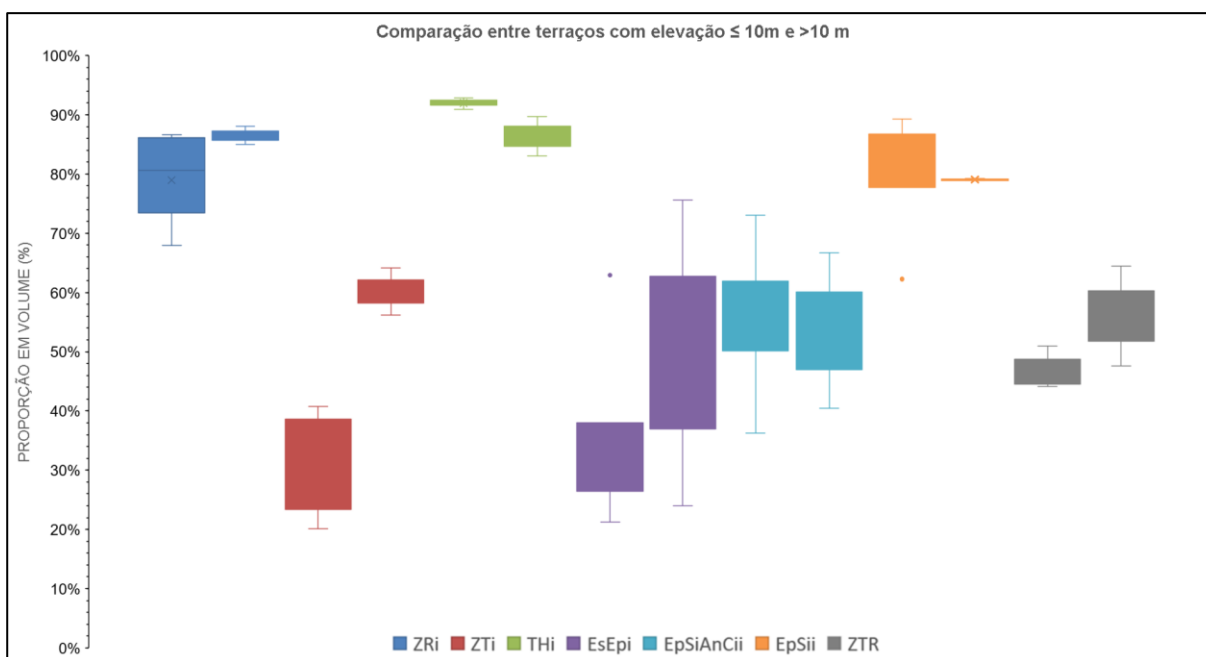


Figura 5.53. Comparação de índices mineralógicos para altitudes ≤ 10 m (esquerda) e > 10 m (direita) para o terraço alto.

5.3 Dados Meteorológicos

5.3.1 Registros de precipitação

Nas estações meteorológicas convencionais de Uruçanga e Torres (série 1962-2019) e nas estações automáticas de Araranguá e Torres (série 2008-2019), as chuvas concentram-se no verão (Jan, Fev, Mar), com média entre 35,7% e 29,3%, seguindo-se, como segunda estação mais chuvosa, o inverno (Jul, Ago, Set), entre

27,7 a 21,6%, e depois a primavera (Out, Nov, Dez), de 25,5 a 23,9%, e o outono (Abr, Mai, Jun), entre 20,9 a 17,2% (Tabela 5.7, Figura 5.54).

Tabela 5.7. Média da precipitação pluviométrica, por estação meteorológica, ao longo do ano (%).

Estação		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Convencional	Uruçanga	12.2	12.7	10.7	5.6	6.6	5.0	5.9	7.3	8.4	8.1	7.9	9.5
	Torres	9.7	10.5	10.2	6.3	6.8	6.2	6.4	9.2	9.4	8.4	9.3	7.6
Automática	Araranguá	10.0	9.9	9.5	5.7	8.4	4.9	7.1	9.6	11.0	8.4	6.3	9.2
	Torres	12.5	9.5	7.3	6.3	8.6	6.0	7.3	8.9	9.8	7.9	8.0	8.0

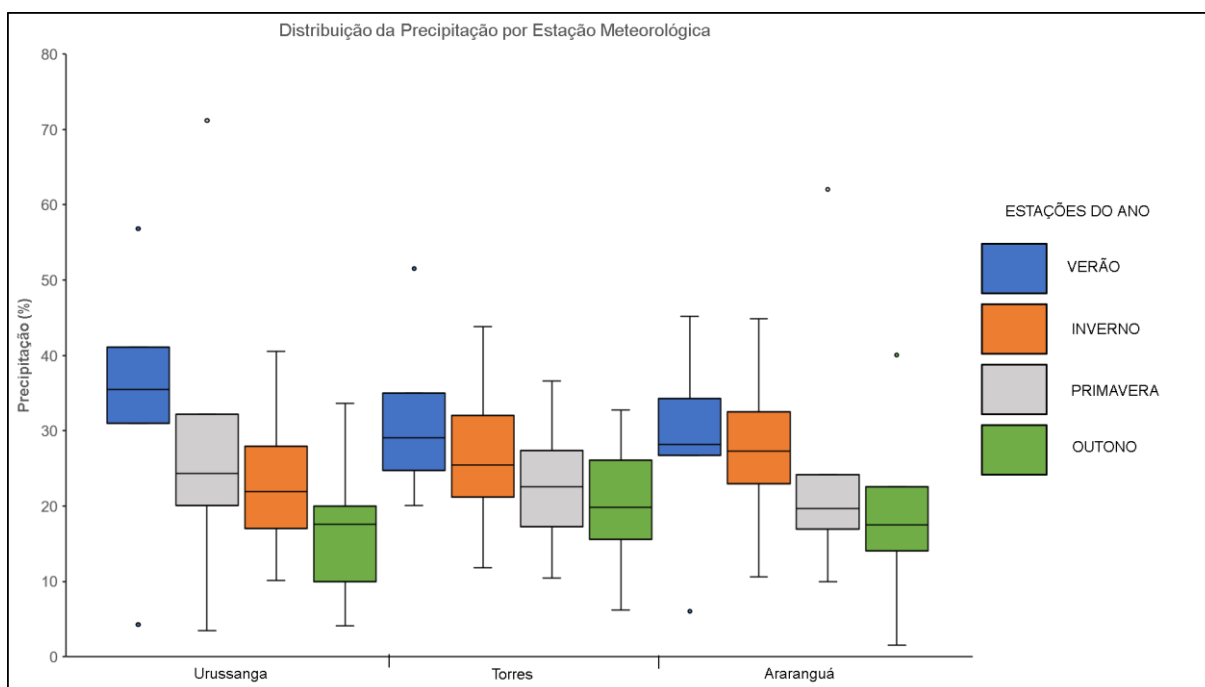


Figura 5.54. Distribuição da precipitação pluviométrica por época do ano para as estações convencionais de Uruçanga (1962-2017) e Torres (1962-2019), e para a estação automática de Araranguá (2008-2019).

A precipitação anual, nas estações meteorológicas automáticas e convencionais, aumenta com a quantidade de dias de chuva (Figura 5.55). Para as estações convencionais, com período de coleta de dados maior (1962 a 2018), a precipitação anual aumenta para os anos mais recentes (Figura 5.56), principalmente a partir da década de 1990; nas estações automáticas, com período menor (2006 a 2018), mesma tendência só é detectada na estação de Torres, com valor de α limítrofe (Figura 5.57).

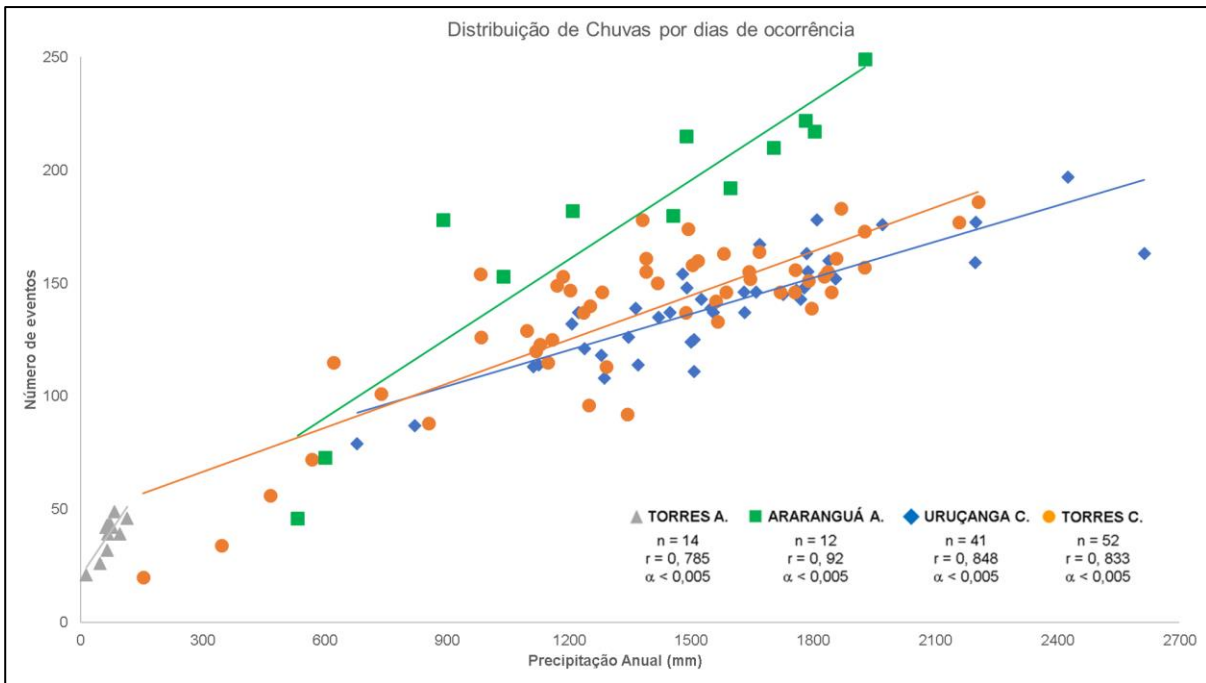


Figura 5.55. Correlação da precipitação anual com dias de ocorrência de chuva para as estações automáticas (A) e convencionais (C) na área em estudo.

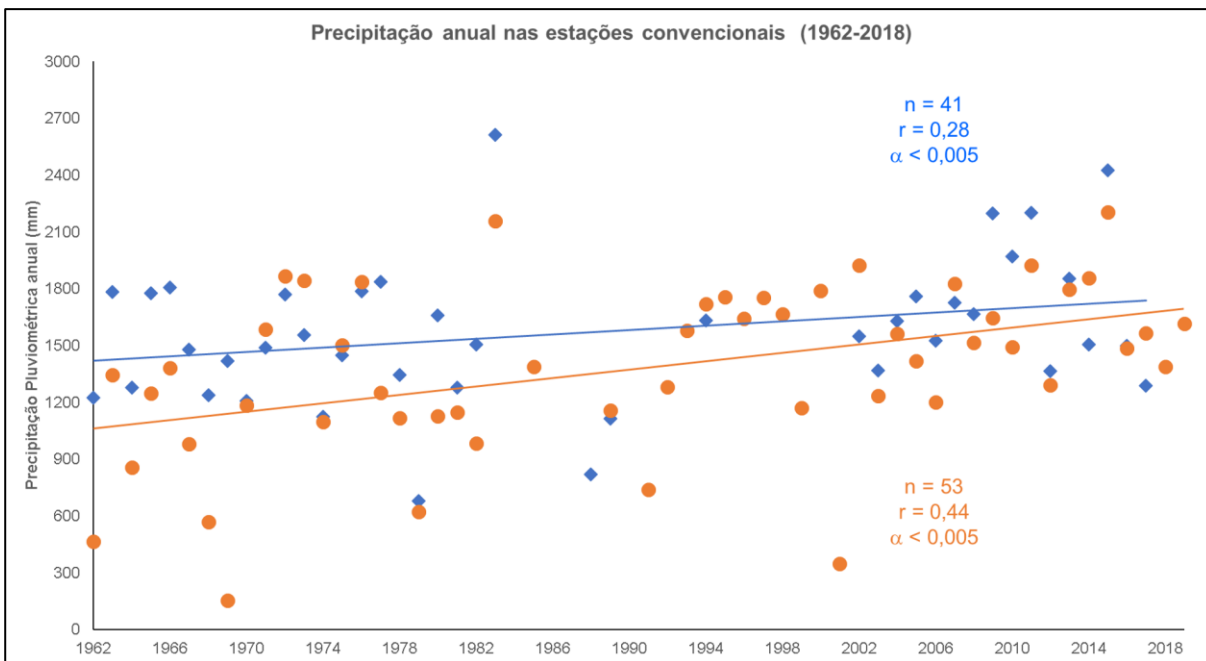


Figura 5.56. Precipitação anual das estações convencionais de Uruçanga (azul) e Torres (laranja) para o período entre 1962 e 2018.

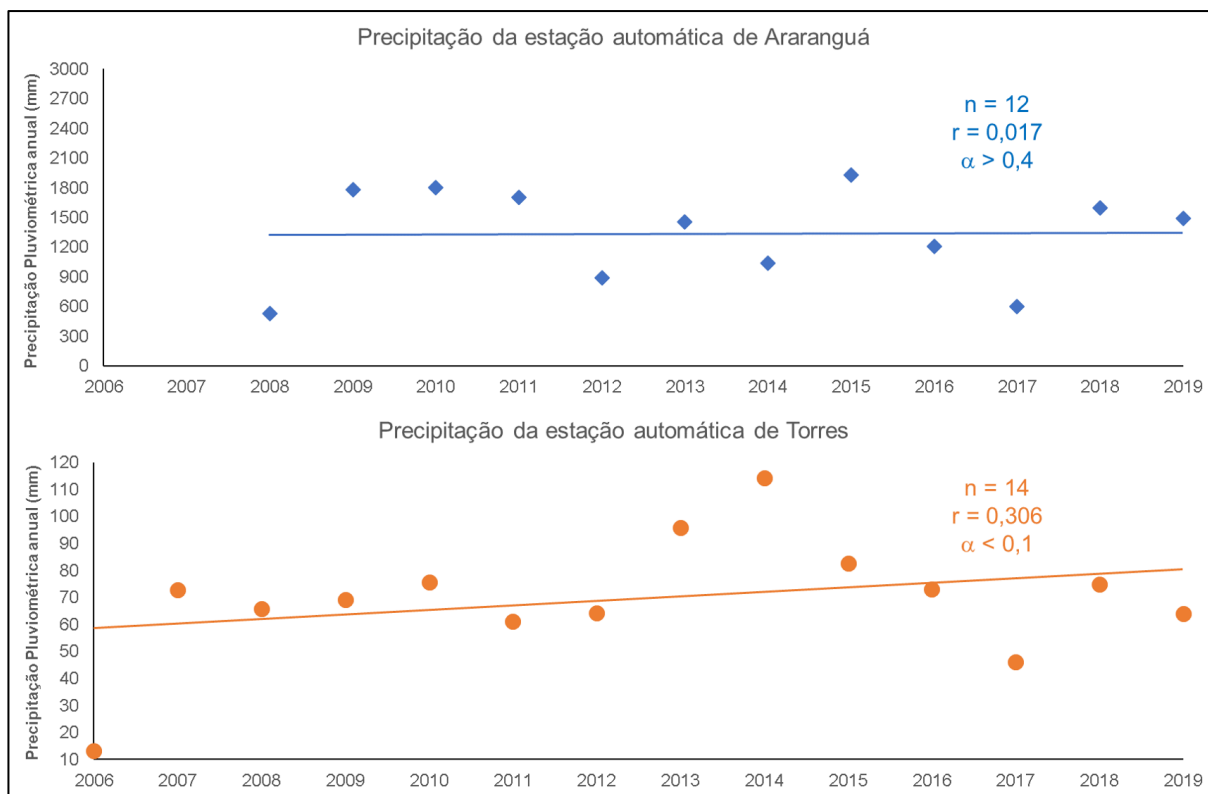


Figura 5.57. Precipitação anual das estações automáticas de Araranguá e Torres, para o período de 2006 a 2019.

5.3.2 Registros de ventos

5.3.2.1. Rosas dos Ventos

Foram produzidos gráficos de rosas de ventos para dados de longo período (1961-2019) de estações meteorológicas convencionais (Uruçanga e Torres) e para dados de curto período (2006-2019) de estações automáticas (Torres e Araranguá) (Figura 5.58).

As rosas dos ventos para as estações convencional e automáticas de Torres mostram que os ventos predominantes são os de NE e subordinadamente os de S e SW, com velocidades máximas mais altas que das outras estações estudadas. Padrão azimutal similar foi encontrado na estação convencional de Uruçanga, com predomínio de ventos de NE e atuação subordinada dos de SE e SW; já na estação automática de Araranguá, registram-se ventos dominantes de S e E, com presença subordinada de ventos e NE, SE e SW (Figura 5.59).

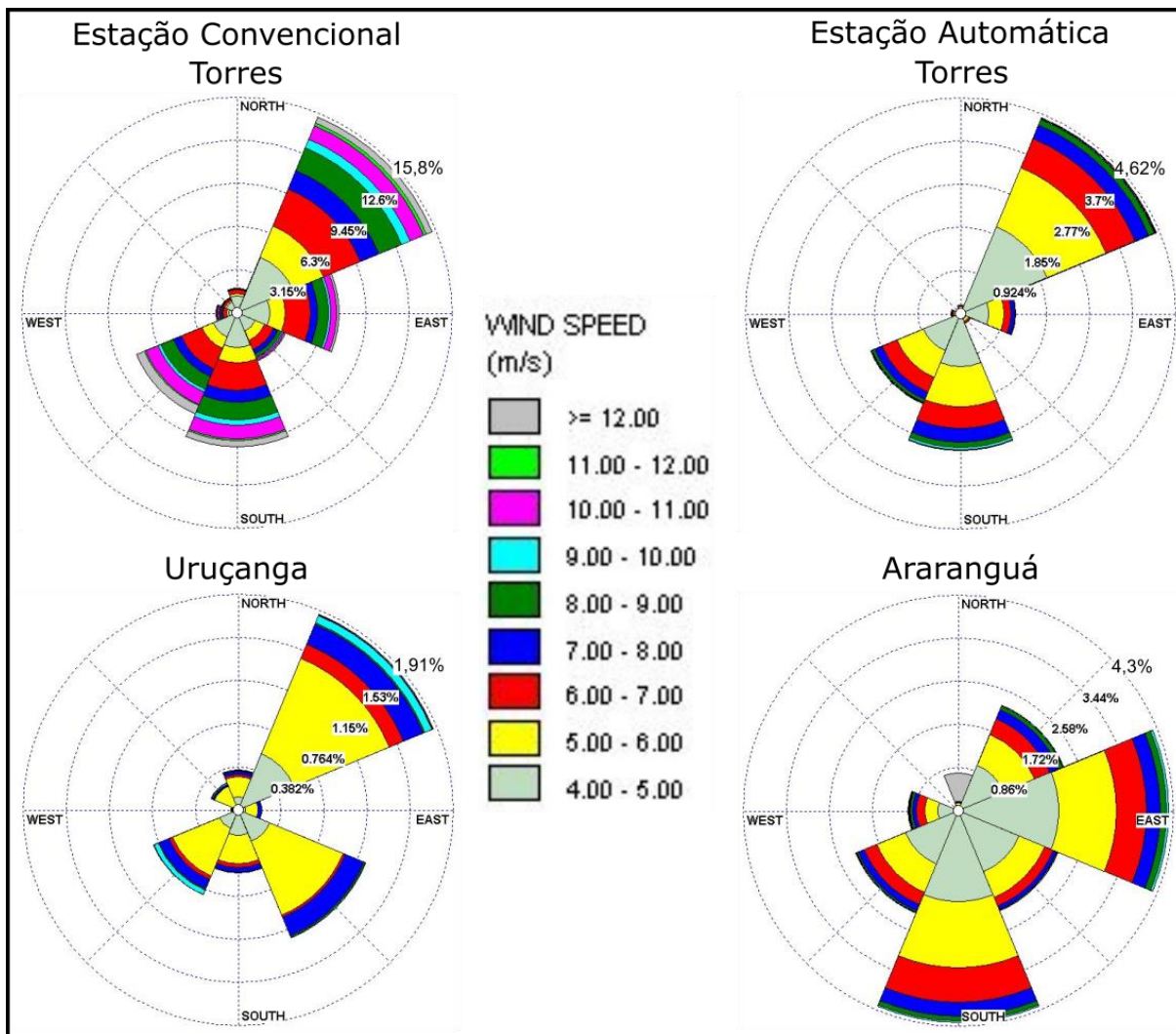


Figura 5.58. Rosas dos ventos obtidas a partir dos dados das estações meteorológicas convencionais de Torres-RS e Uruçanga-SC (período 1962-2019) e automáticas de Torres-RS e Araranguá-SC (período 2006-2019).

Quando a distribuição de azimutes de ventos é analisada por estações do ano nas quatro localidades, observa-se que os ventos de NE são dominantes na grande maioria (Figura 5.59). No verão, há dominância de ventos de NE nas estações de Torres, com atuação subordinada dos de S e E; na estação de Uruçanga, os ventos são de SE e subordinadamente de NE; e na estação de Araranguá, os ventos são de E e subordinadamente de S.

No outono, há dominância de ventos de SW e S nas estações de Torres e Araranguá e ventos subordinados de NE em Torres e de E em Araranguá; em Uruçanga, há domínio de ventos de NE e subordinadamente de SW (Figura 5.59).

No inverno, as estações de Torres e Uruçanga têm domínio de ventos de NE, com menor intensidade os ventos de S em Torres e de SW em Uruçanga; em

Araranguá, ocorre dominância os ventos de S e ventos subordinados de NE (Figura 5.59).

Na primavera, os ventos dominantes são de NE nas estações de Torres e Uruçanga e em Araranguá são de E, com menor grau os ventos de S para as estações de Torres e Araranguá e de SE para Uruçanga (Figura 5.59).

Em suma, há em todas as estações meteorológicas analisadas uma relativa intensificação dos ventos de quadrantes de sul no outono e inverno e dos ventos de norte e/ou leste na primavera e verão.

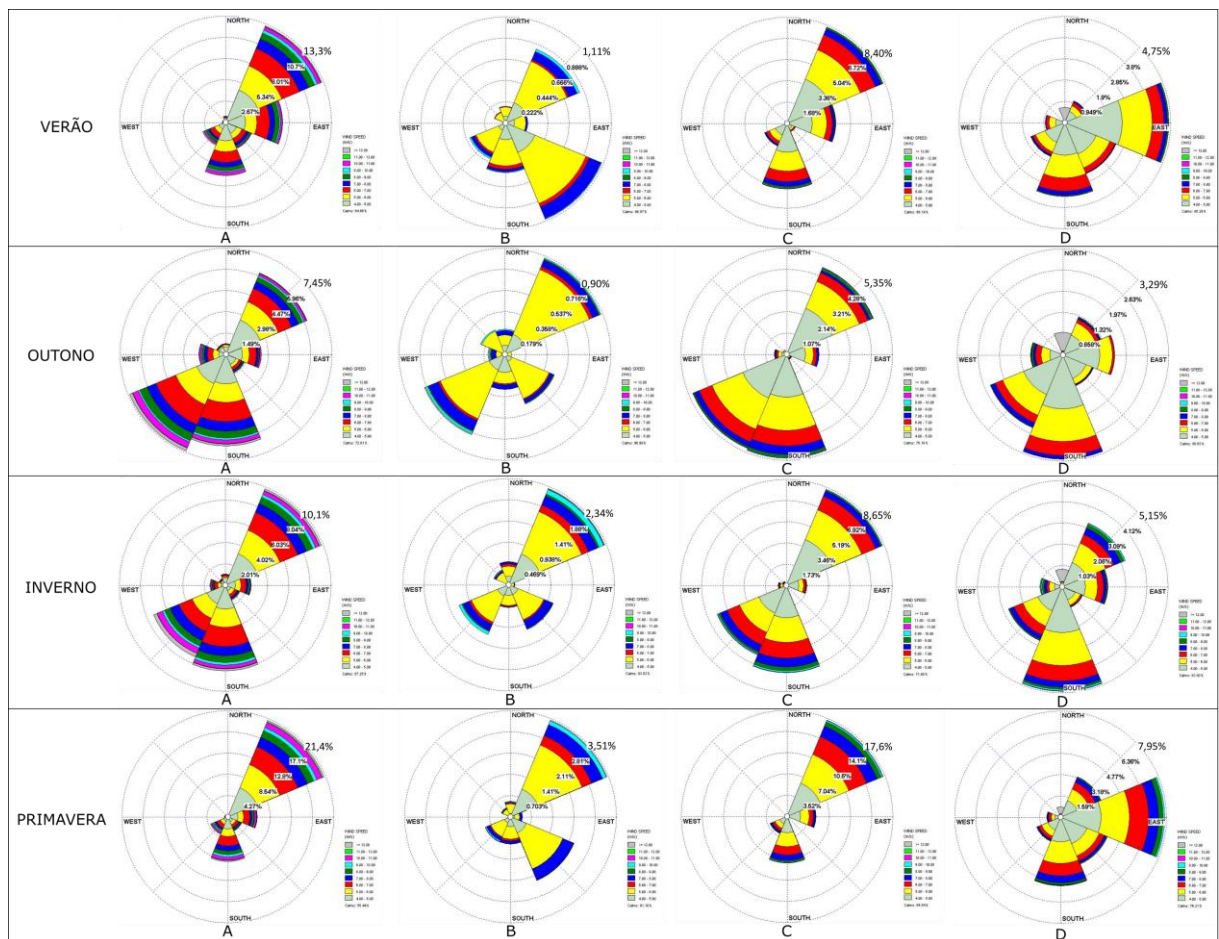


Figura 5.59. Rosas dos ventos por estações do ano, para a estação meteorológica convencional de Torres (A), convencional de Uruçanga (B), automática de Torres (C) e automática de Araranguá (D).

5.3.2.2. DEP e DEE

A distribuição da DEP por estação do ano mostra, em todas as estações meteorológicas analisadas (Figura 5.60), maior concentração na primavera (medianas de 32,12% a 45,64%), seguida do inverno (23,83% a 30,12%). Os valores médios são maiores na primavera, seguida de inverno, verão e outono (Tabela 5.8).

Tabela 5.8. Valores médios de distribuição da DEP por estação meteorológica (%).

Estação		Verão (J,F,M)	Outono (A,M,J)	Inverno (J,A,S)	Primavera(O,N,D)
Convencional	Uruçanga	14,50	10,66	29,10	41,17
	Torres	19,18	15,41	25,47	39,94
Automática	Araranguá	12,09	10,79	25,47	39,94
	Torres	19,34	14,46	25,03	41,17

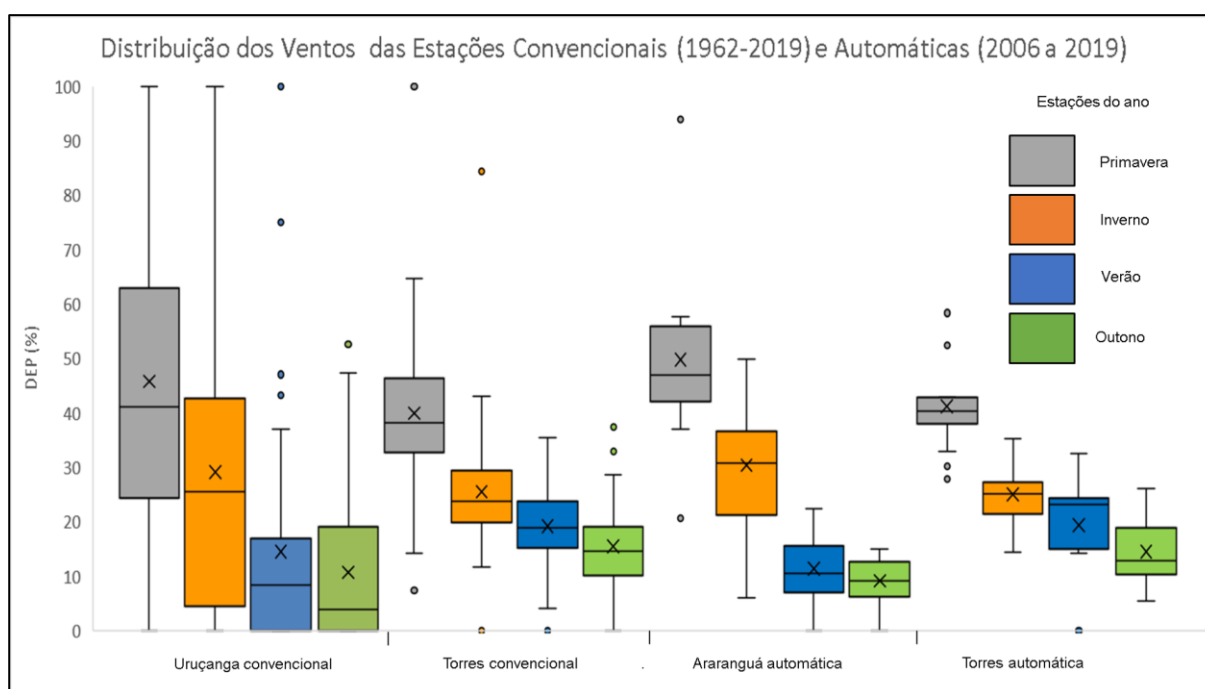


Figura 5.60. Distribuição da DEP para as estações do ano, para as estações convencionais de Uruçanga e Torres (período de 1962 a 2019) e para as estações automáticas de Araranguá e Torres (período de 2006 a 2019).

A DEP média anual correlaciona-se diretamente com os valores anuais de índice de intensidade dos ventos (DEP média anual dividida pelo número de dias de vento), nas estações convencionais de Torres e Uruçanga, com período de observação de 56 anos, e na automática de Araranguá, com período de 12 anos (Figura 5.58). Para número de dias de vento, a correlação é estatisticamente

significativa apenas nas estações convencionais (Figura 5.58). Os dados de longo período das estações convencionais evidenciam ainda, tanto em Torres quanto em Uruçanga, a existência de uma bimodalidade na distribuição dos resultados, com uma moda principal para valores mais baixos de DEP (<20 UV em Uruçanga e < 500 UV em Torres), intensidade do vento e dias de vento e outra para valores mais elevados destas três variáveis. Nos dados de curto período de Araranguá, valores estão abaixo de 120 UV (Figura 5.61).

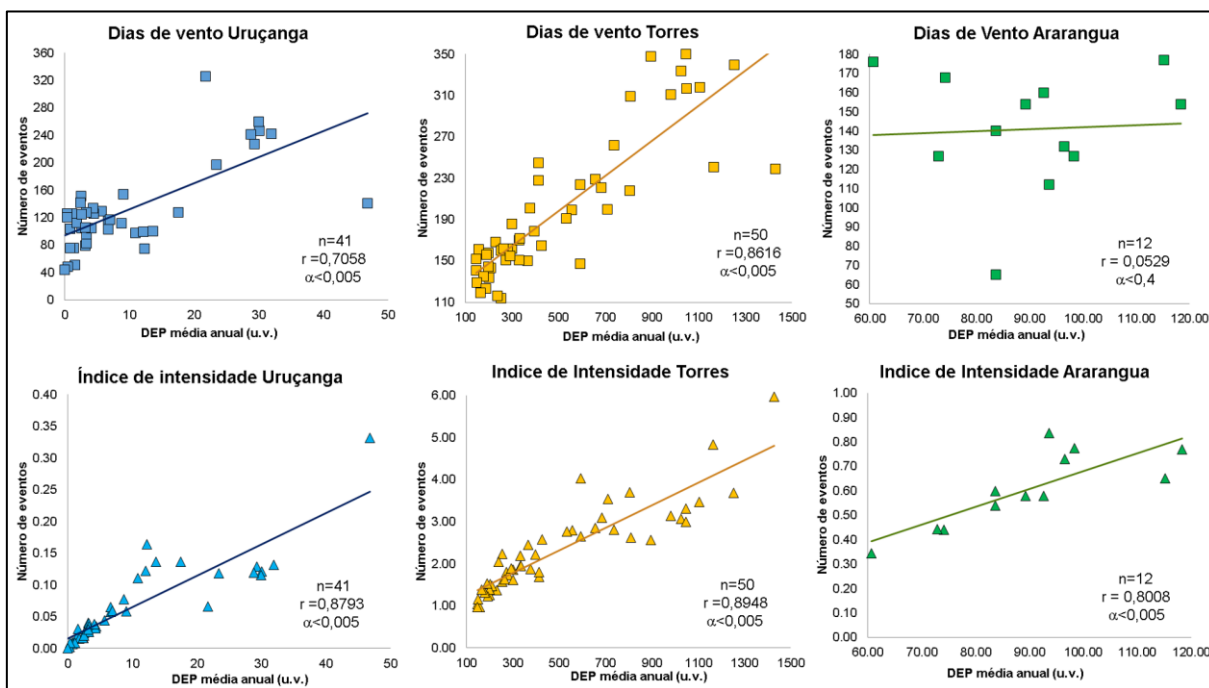


Figura 5.61. Correlação da DEP média anual com dias de vento acima do limiar de transporte (4,2m/s) nos gráficos superiores, e com índice de intensidade de vento, nos gráficos inferiores, para as estações convencionais de Uruçanga e Torres e automática de Araranguá.

DEP e DEE variam ao longo da série histórica estudada, o que é mais evidente na estação convencional de Torres do que na de Uruçanga, a qual tem maior intensidade de vento somente entre os anos de 1976 e 1989 (Figura 5.62). Nas estações automáticas de Araranguá e Torres, com série temporal mais curta, ocorre menor variação (Figura 5.63). Na estação convencional de Torres (Figura 5.62), ocorre decréscimo de DEP e DEE de 1962 até 1991, mantendo-se a baixos valores desde então, apesar de discreto aumento do começo da década de 2000, seguido de queda a partir de 2005. Esta queda de DEP e DEE é acompanhada de ligeiro aumento da precipitação e, em geral, há uma certa tendência de aumento de precipitação com a diminuição da DEP e vice-versa (Figura 5.59). Na estação automática de

Araranguá, esta inversão também se nota, mas com valores de DEP menores (Figuras 5.63, 5.64).

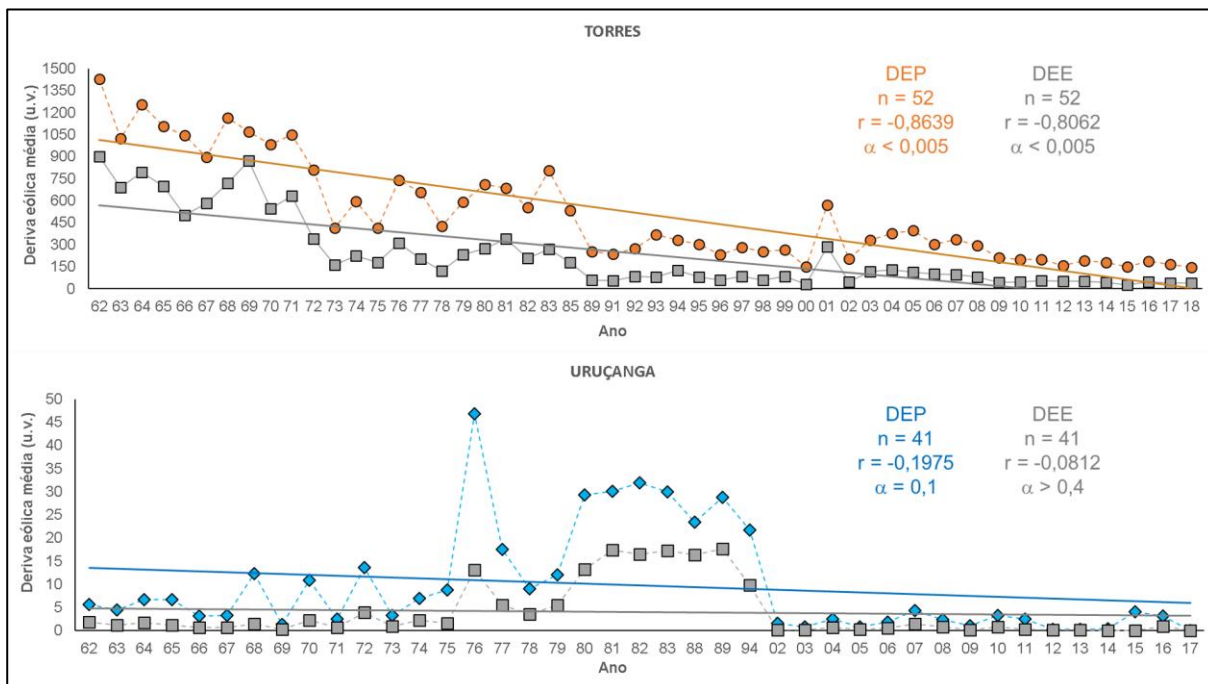


Figura 5.62. Variação ao longo do tempo (período 1962-2018) da DEP e da DEE nas estações convencionas de Torres e Uruçanga. Para o cálculo da DEE, foi utilizada a mesma fórmula da DEP, porém contabilizando-se os dados de ventos apenas dos dias em que a precipitação é inferior a 1mm.

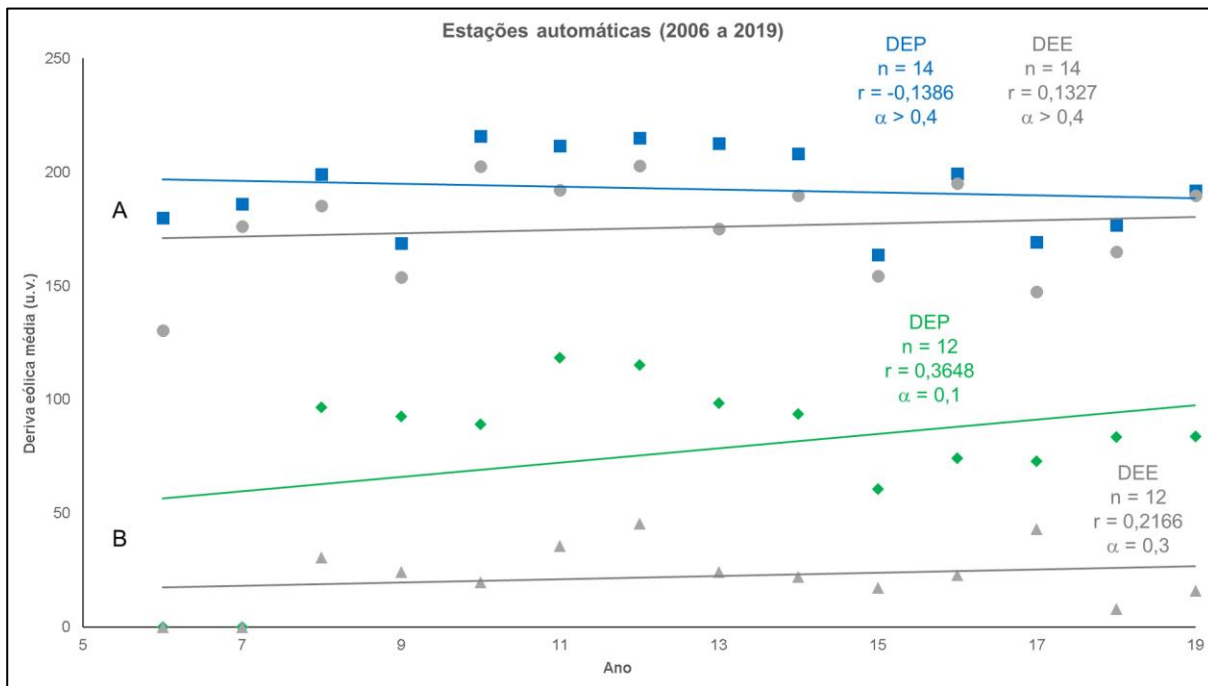


Figura 5.53. Variação ao longo do tempo (período 2006-2019) da DEP e da DEE para as estações automáticas de Torres (A) e Araranguá (B). Para o cálculo da DEE, foi utilizada a mesma fórmula da DEP, porém contabilizando-se os dados de ventos apenas dos dias em que a precipitação é inferior a 1mm.

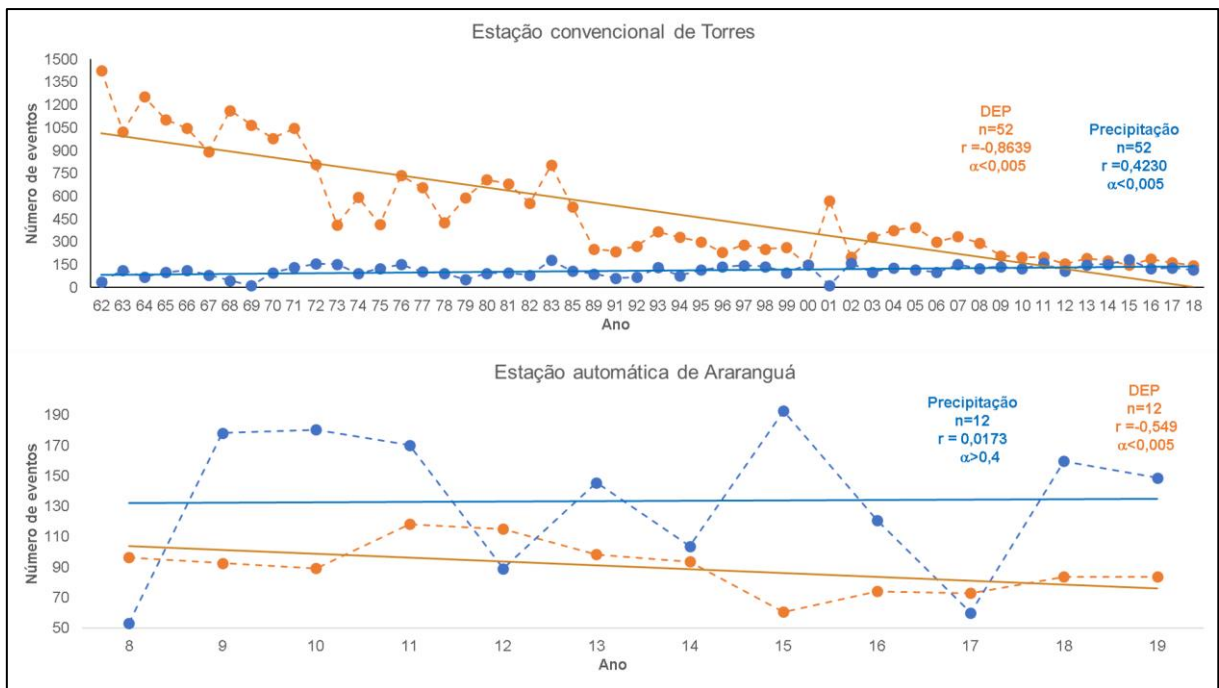


Figura 5.64. Variação da DEP (uv) com a precipitação (mm/a), para a estação convencional de Torres e a estação automática de Araranguá

5.4 Sensoriamento Remoto

O exame comparativo das imagens aéreas de 1938, 1957, 1978 e 2018 permitiu reconstituir a evolução morfológica do sistema eólico na área estudada. O objetivo foi verificar tendências de aumento versus redução da área coberta por areia e de avanço versus recuo ou estabilização dos limites do campo de dunas. Para isso, foram selecionadas duas porções específicas do sistema eólico, uma fortemente afetada por ocupação antropica no período e outra, pouco afetada.

Para representar a área ocupada, foi escolhida a região de Passo de Torres, situada no limite sudoeste do sistema (Figura 5.65). A comparação das imagens sugere a manutenção do campo de dunas, com pouca alteração, entre 1939 e 1957 (Figura 5.66), com deterioração a partir de então, que, neste caso, pode envolver fatores naturais e/ou antrópicos, haja vista a expansão da urbanização, evidente sobretudo a partir de 1978. Além disso, houve a abertura do atalho do canal do rio Mampituba e construção dos molhes, finalizados em 1973, o que modificou a sua foz.

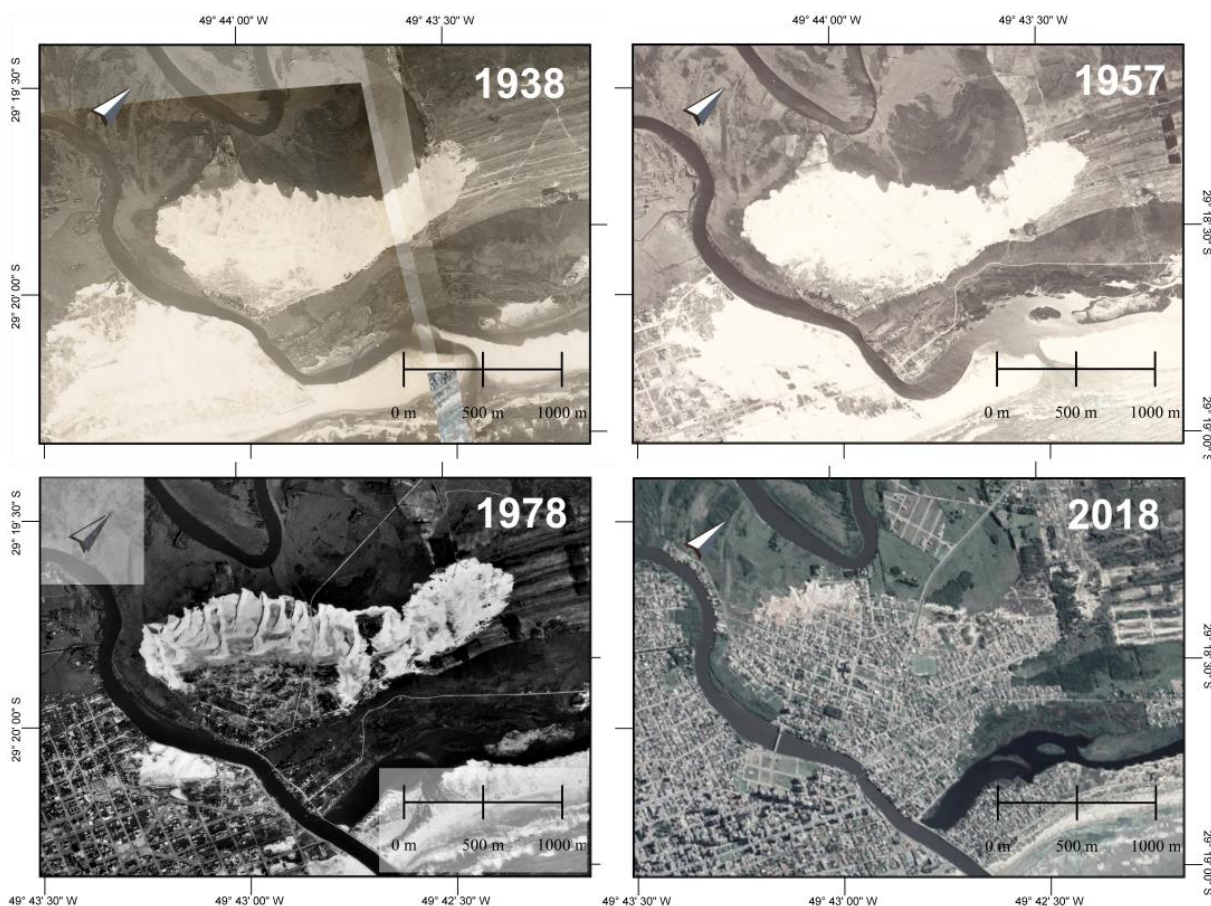


Figura 5.65. Variação do campo de dunas ao longo do tempo (período 1938-2018), em Passo de Torres, limite sul da área de estudo.

A Figura 5.66 demonstra as áreas cobertas por areia em cada data, o que permite quantificar a sua variação de modo mais preciso; assim, em 1938, a área coberta por areia do campo de dunas tinha 796 km²; em 1957, houve aumento desta área, passando a 922 km²; em 1978, ela foi reduzida para 561 km²; e em 2018, dela restavam somente 74 km².

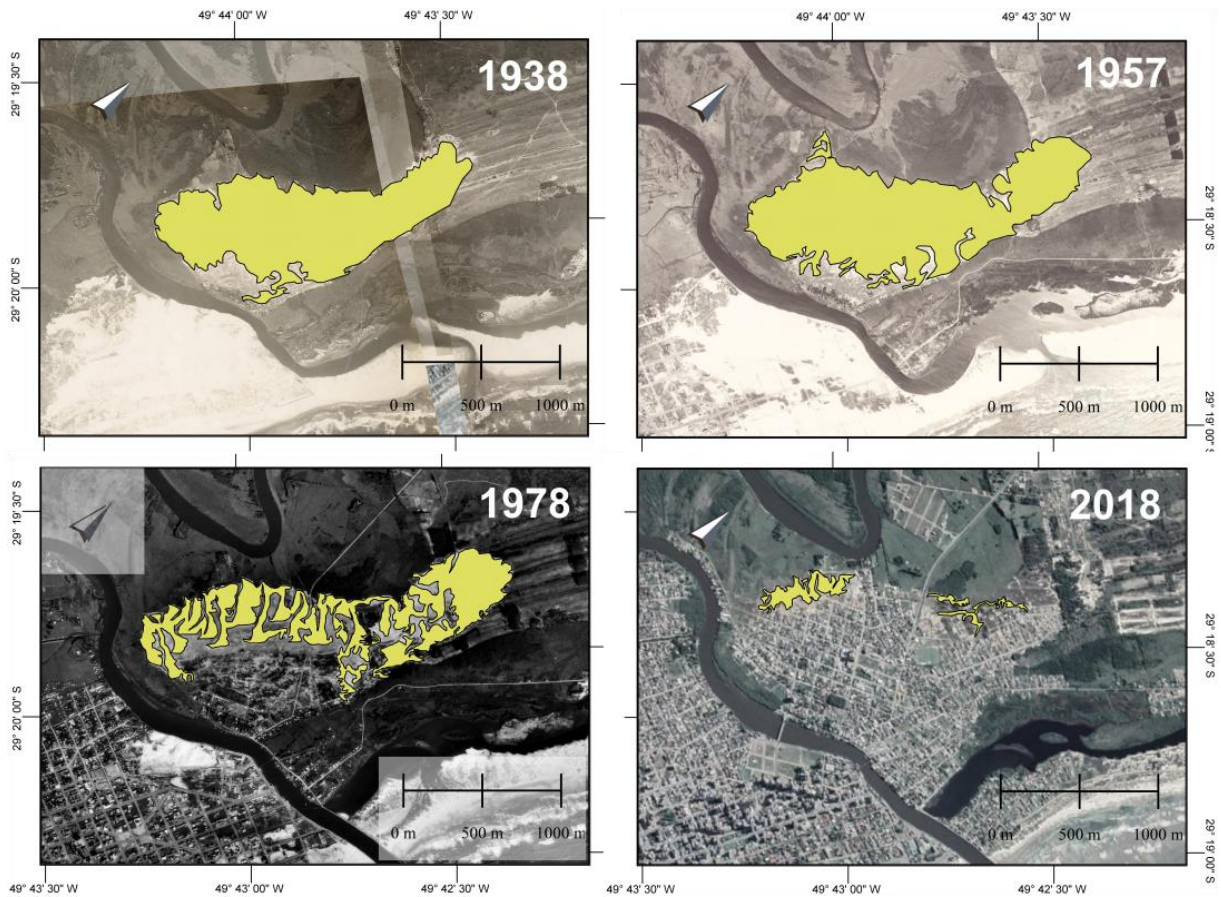


Figura 5.66. Campo de dunas com areia exposta em cada data ao longo do tempo, em Passo de Torres, limite sul da área de estudo.

A comparação da variação temporal do campo de dunas em Passo de Torres, por sobreposição de seus perímetros em cada data entre 1938 a 2018, é mostrada na Figura 5.67. É possível verificar que entre 1938 e 1957 houve tênue expansão do campo de dunas para W-NW e N-NE. Entre 1957 a 1978, quando a área coberta por areia diminuiu, o campo de dunas continuou a migrar para N-NE e, levemente, para W-NW. Entre 1978 a 2018, o campo de dunas quase se extinguiu, restando apenas alguns cordões de precipitação na sua porção oeste, mais pronunciados, e poucos na porção centro-norte. Na porção oeste, houve ligeira migração rumo NW.

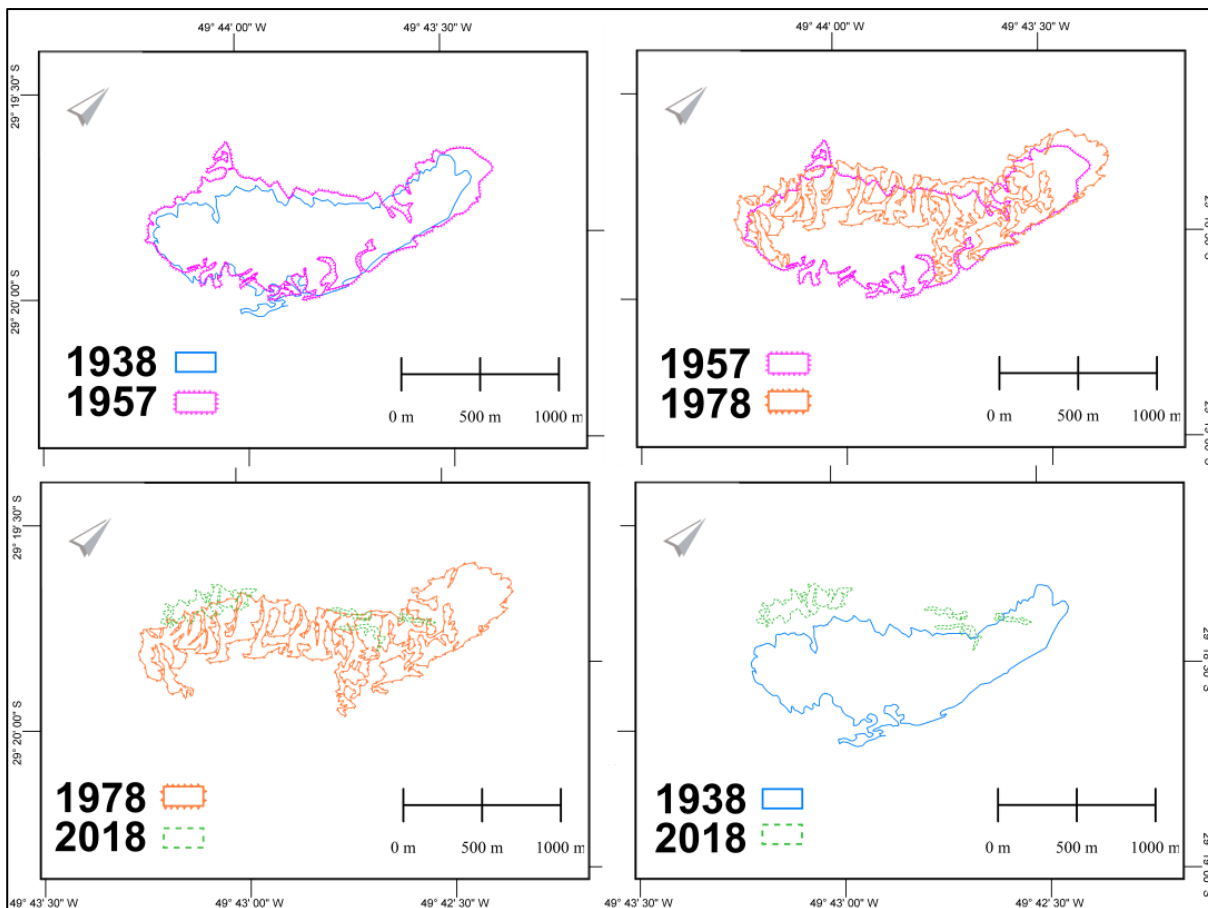


Figura 5.67. Comparação do perímetro do campo de dunas em diferentes datas, ao longo do período de 1938-2018, na região do Passo de Torres, limite sul da área de estudo.

A outra porção escolhida do sistema eólico (Figura 5.68) foi a região do Morro dos Conventos, na parte menos urbanizada a norte de Arroio do Silva até a foz do rio Araranguá. Ela encontra-se no limite da fotografia aérea de 1938, tendo sido esse limite extrapolado para as imagens de outras datas, a fim de manter constante a área comparada.

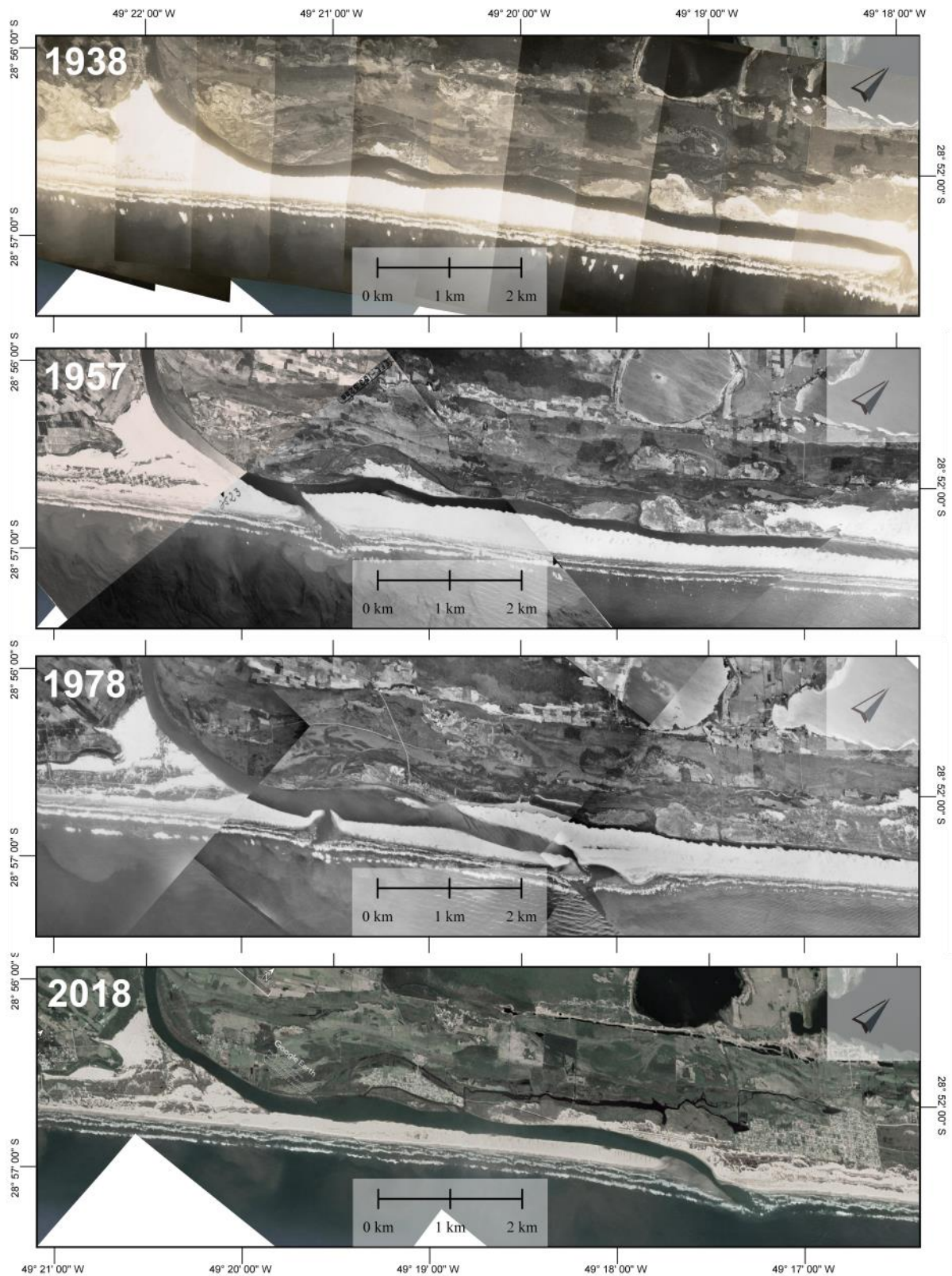


Figura 5.68. Variação do campo de dunas ao longo do tempo (período 1938-2018), na região do Morro dos Conventos e foz do rio Araranguá, limite norte da área de estudo.

A Figura 5.69 demonstra e permite quantificar a variação da área coberta por areia em cada data: em 1938, essa área tinha 4.431 km²; em 1957, ela aumentou

para 4.520 km²; em 1978, foi reduzida para 3.993 km²; e em 2018, caiu quase pela metade, restando 2.575 km². Em 2009 houve abertura do canal do Araranguá, nas proximidades onde estava a posição da foz em 1978.

A comparação da variação temporal do campo de dunas de Morro dos Conventos, por sobreposição de seus perímetros em cada data entre 1938 a 2018, é mostrada na Figura 5.70. A fotografia de 1938 mostra a foz no extremo nordeste, com o baixo curso do rio (últimos 9 km) delimitando uma barreira arenosa de menos de 500m de largura (Figuras 5.69 e 5.70). Em 1957, a abertura natural de um canal-atalho, na altura da raiz dessa barreira, levou ao fechamento da antiga desembocadura; ao mesmo tempo, mais a SW, houve ligeira diminuição da área de campo de dunas. Em 1978, é possível observar a barreira com duas desembocaduras, devido à formação de uma nova abertura cerca de 3km a NE da anterior. No morro dos Conventos, aparecem falhas na cobertura eólica, evidenciando estabilização das dunas em progressão (Figuras 5.69 e 5.70).

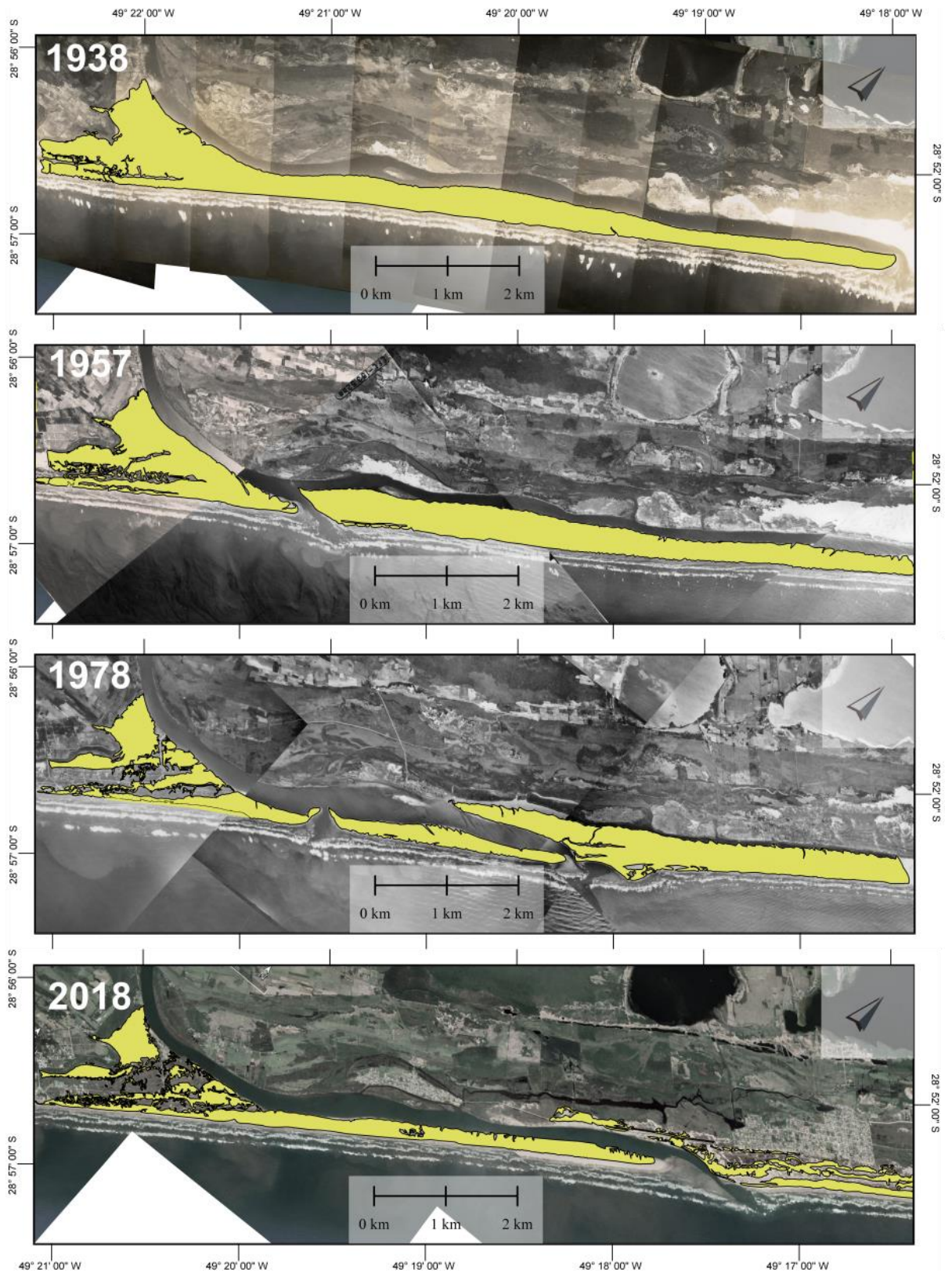


Figura 5.69. Campo de dunas com areia exposta ao longo do tempo (período 1938-2018), na região do Morro dos Conventos e foz do rio Araranguá, limite norte da área de estudo.

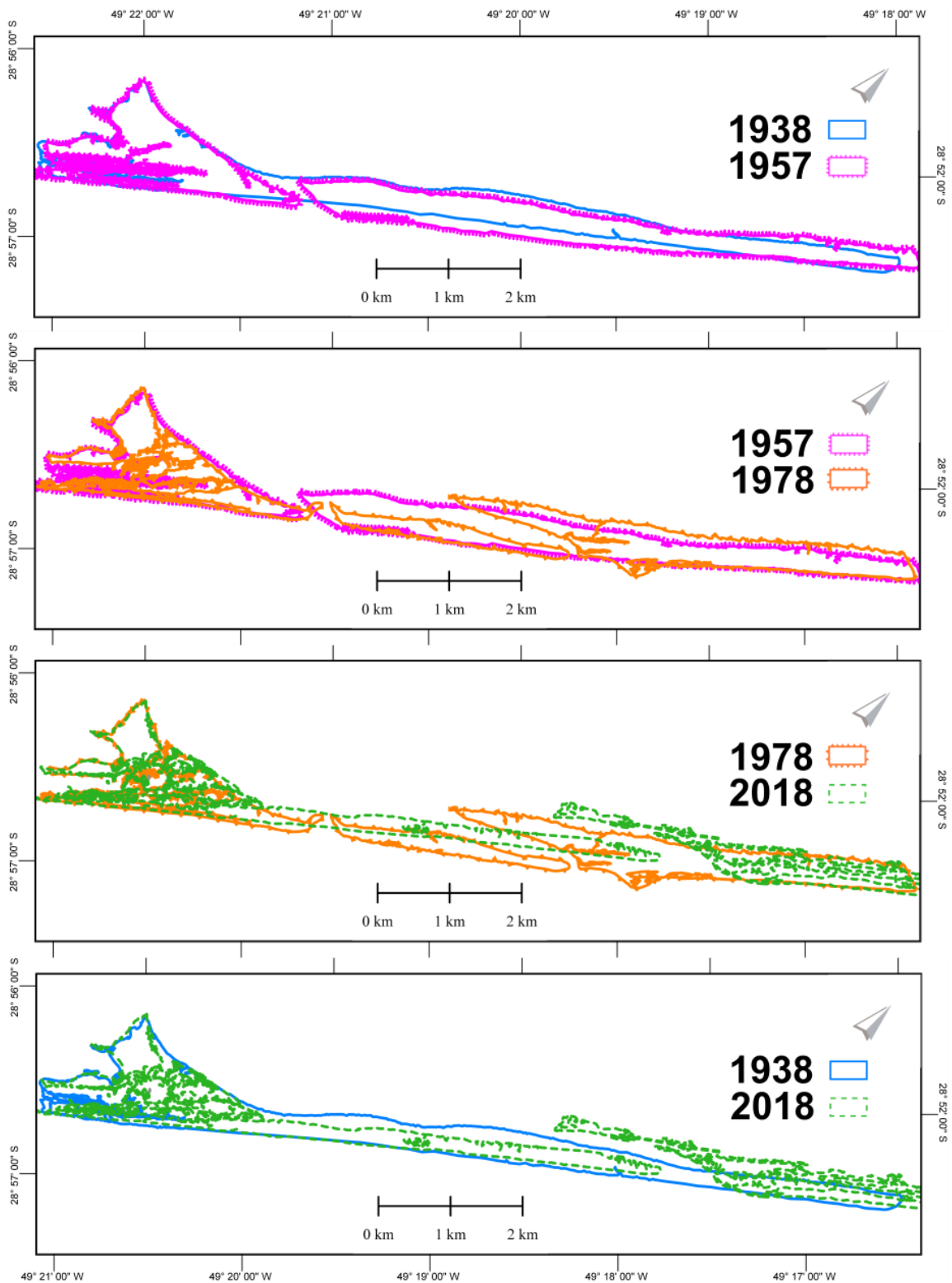


Figura 5.70. Comparação entre datas de fotografias aéreas, ao longo do período entre 1938 a 2018, da área exposta por areia, na região do Morro dos Conventos e foz do rio Aranguá, limite norte da área de estudo.

6. DISCUSSÃO

6.1 Dados Meteorológicos e Dinâmica do Sistema Ativo

Dados pluviométricos das estações em torno da área estudada indicam aumento na quantidade de chuvas, principalmente com base nas estações convencionais, com maior abrangência temporal (1962 a 2018), o que está de acordo com os dados obtidos por Mendes & Giannini (2015) para diferentes setores da costa catarinense mais a norte.

Segundo esses autores, a formação de campos de dunas poderia estar preferencialmente associada a períodos de baixa umidade e ventos fortes, relacionados ao aquecimento do hemisfério Norte e enfraquecimento do SMAS, e a sua estabilização, a períodos úmidos com ventos fracos, relacionados a intensificação do SMAS e resfriamento do hemisfério Norte. Esses eventos poderiam ser assim, segundo eles, inferidos a partir das dunas costeiras, sobretudo as formadas sob condições de NRM aproximadamente estável. Desse modo, esses campos de dunas seriam possíveis indicadores paleoclimáticos, já que são sensíveis a mudanças sutis na umidade e ventos e têm potencial na preservação de registros costeiros quaternários.

Os ventos nas estações meteorológicas de Torres são de NE, mais ativos na primavera e verão, enquanto que os ventos de W-SW são pouco frequentes e mais ativos nos meses do outono. Este resultado é semelhante ao encontrado por Tomazelli (1993) e Hesp *et al.* (2007).

Os ventos de Araranguá predominantes são os de S, mais ativos no inverno e outono, e os de E, mais ativos na primavera e verão, com ventos subordinados de NE e SE. Em Uruçanga (SC), localizada ao norte da área de estudo e mais ao interior (33 km da costa), os ventos dominantes são de NE, mais intensos na primavera, e, com menor frequência, de SE, mais ativos no verão. Ocorre uma mudança importante em termos de distribuição dos azimutes de ventos entre Araranguá e Torres, com aumento da importância relativa dos ventos de S, em comparação com os de N, NE e E, em Torres (Figura 5.58). A Figura 6.1 ilustra a ação de ventos para W e SW, em lobos deposicionais e *blowouts* próximo de Araranguá e de ventos para NW e NE em

blowouts próximo de Passo de Torres. Essa mudança fica em parte evidenciada nas rosas de areia e nos vetores resultantes calculados para o Farol de Santa Marta, distante 60 km a nordeste (Laguna, SC) e em Torres, RS (Figura 6.2) e tem reflexos perceptíveis nas direções de migração de feições eólicas nessas duas áreas.

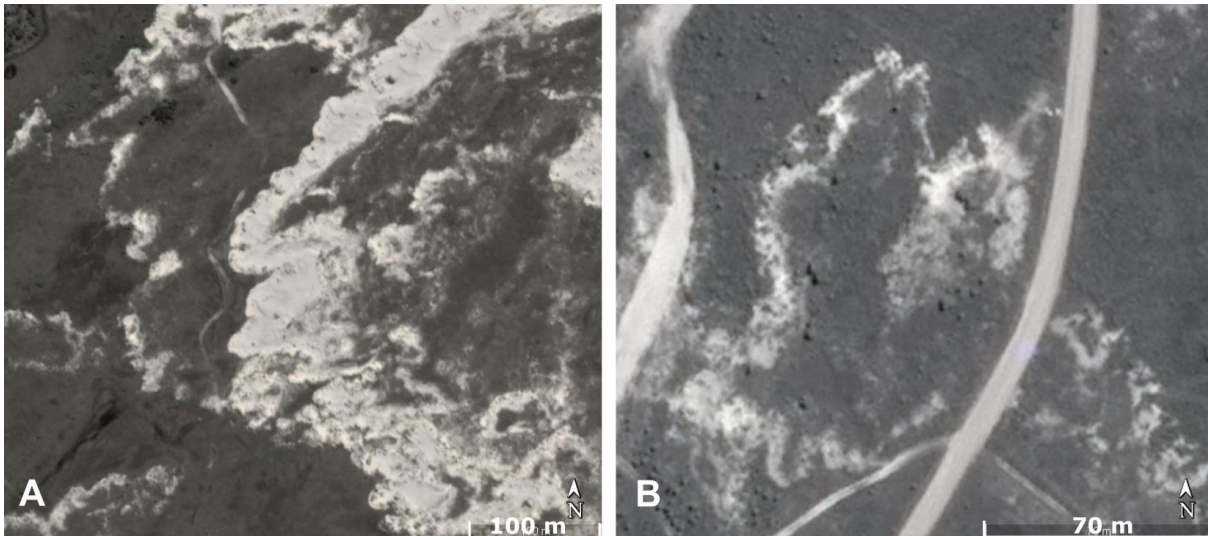


Figura 6.1. Feições eólicas com rumos distintos de avanço, em diferentes porções da área de estudo: A) Lobos deposicionais e *blowouts* voltados para W a SW, a sudoeste de Araranguá (SCP-40), norte da área estudada; B) *blowouts* migrando para NW e NE, a nordeste de Passo de Torres (SCP-24), sul da área estudada. Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

A variação de direção de ventos na área de estudo pode em parte estar associada a um cavado invertido à superfície (sistema de mesoescala) que se forma com frequência entre o sul de Santa Catarina e o centro-norte do Rio Grande do Sul (Monteiro 2007). Segundo este autor, esse sistema tem sido constatado nas análises das cartas sinóticas realizadas diariamente no setor de Meteorologia do Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia (CIRAM) pertencente à EPAGRI. O cavado caracteriza-se por ventos que sopram de NE no litoral sul catarinense, até as proximidades de Araranguá; daí para o sul, até o Rio Grande do Sul, os ventos passam a soprar do oceano para o continente atraídos pelos centros de baixa pressão. A formação desse cavado ajuda a explicar os ventos predominantes de E para Araranguá, os quais não estão bem representados em Torres (Figura 5.58).

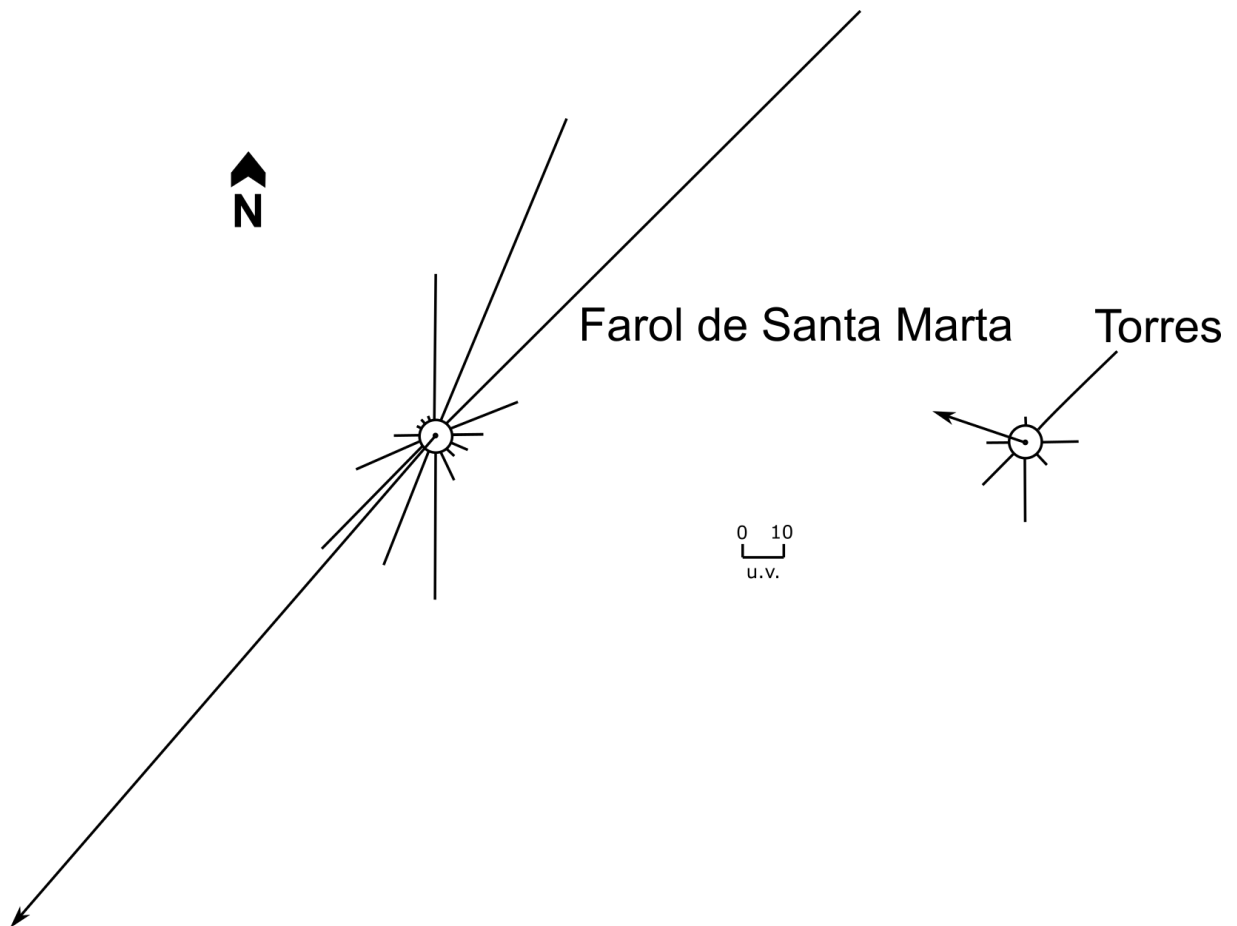


Figura 6.2. Rosas de areia calculadas no Farol de Santa Marta, com velocidade limiar de 4,8 m/s, e em Torres, com velocidade limiar de 5 m/s (Hesp *et al.* 2009)..

A comparação de fotos aéreas e imagens de satélite de diferentes datas entre 1938 a 2018 (Figuras 5.65 a e 5.70) permitiu constatar um processo de estabilização de campos de dunas em andamento na área de estudo. Efeitos similares já haviam sido notados em áreas imediatamente a sul, por Martinho *et al.* (2010), no litoral do Rio Grande do Sul, e a norte, por Rodrigues (2017) e Rodrigues *et al.* (2020), entre Campo Bom e a foz do rio Araranguá. Mendes & Giannini (2015) demonstraram ainda que esses efeitos se estendem pela costa de Santa Catarina pelo menos até Florianópolis. Ele manifesta-se no aumento da planície de deflação em detrimento do campo de dunas livres, ao longo das últimas cinco a seis décadas, podendo estar relacionado às mudanças climáticas detectadas nesse período, isto é, aumento de precipitação e queda na velocidade dos ventos, com consequentes diminuição do transporte eólico e crescimento de vegetação, o que levaria a essa estabilização; Mendes & Giannini (2015) demonstraram que a queda da precipitação neste caso

correlaciona-se preferencialmente com os ventos de norte, mais ligados ao SMAS. Outros fatores controladores possíveis nesse processo regional de estabilização do sistema eólico costeiro são queda do suprimento de areia na fonte praial, por exemplo devido a um aumento hipotético de progradação subaquosa provocado pelo aumento de precipitação e vazão dos rios (Giannini 2007, Giannini *et al.* 2014, Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2010), e mudanças na direção do vento. O cordão de precipitação e os lobos deposicionais são a última porção do sistema eólico costeiro a se estabilizar (Mendes *et al.* 2015, Mendes & Giannini 2015), o que explica o fato de, em grande parte da área de estudo, o sistema eólico ativo hoje se restringir quase exclusivamente ao próprio cordão de precipitação.

6.2 Comparação Sedimentológica entre Elementos Morfológicos

Diagramas em caixa (*boxplot*) comparativos entre seis dos elementos morfológicos ou associações de elementos morfológicos estudados (fluvial, terraço alto, planície de deflação, cordão de precipitação, cordão eólico e praia-duna), quanto a classes e estatísticas granulométricas (Figuras 6.3 e 6.4), mostram, em termos de intervalo interquartis, similaridade entre quatro unidades: planície de deflação, cordão eólico, cordão de precipitação e praia-duna, todas correspondentes a unidades costeiras e/ou eólicas do Holoceno. Elas apresentam sedimentos mais ricos em areia fina (Figura 6.3) e mais bem selecionados que os depósitos fluviais e de terraço alto (Figura 6.4). A comparação mostra também que o terraço alto se destaca pelos maiores valores de areia média (Figura 6.3) e os sedimentos fluviais diferenciam-se completamente dos demais pelo tamanho médio de grão mais fino e assimetria menos positiva (dominantemente nula a negativa) (Figura 6.4). Esses resultados sugerem certo parentesco entre os sedimentos fluviais e de terraço alto, de um lado, e as demais unidades entre si, de outro, provavelmente mais em termos de proveniência que de processos deposicionais.

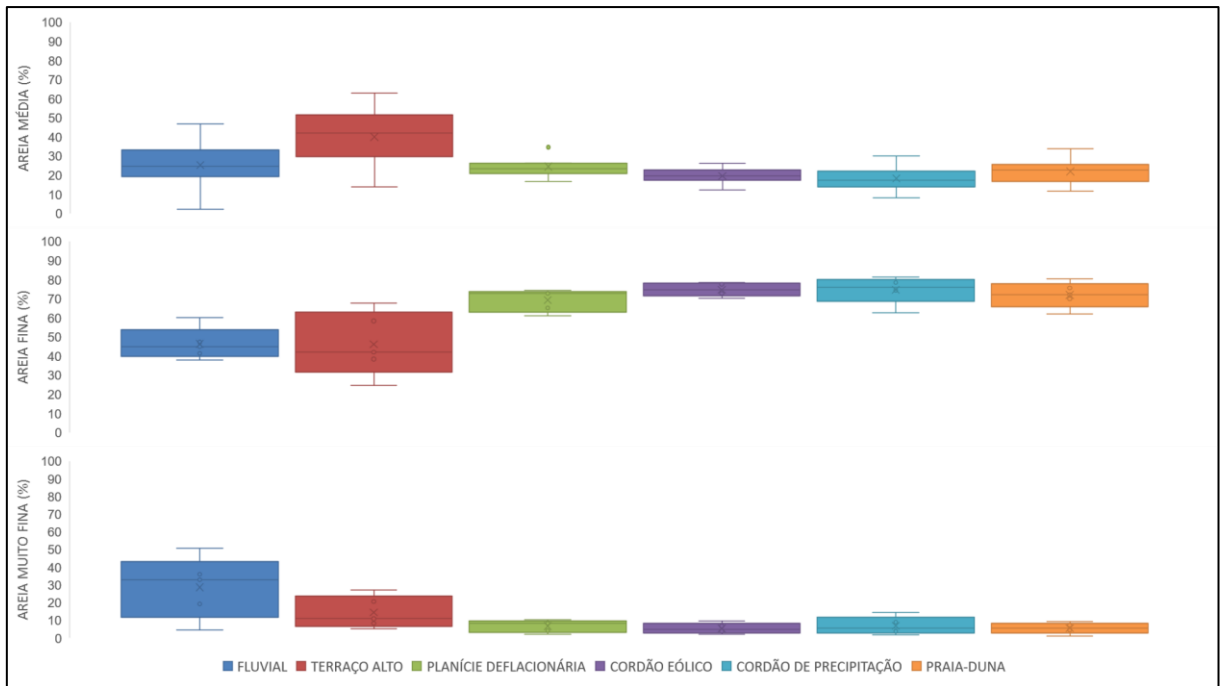


Figura 6.3. Diagrama em caixa (*boxplot*) para proporções de classes granulométricas de diferentes elementos morfológicos, com rumo de ordenação aproximado NW-SE. Notar clara distinção dos sedimentos fluviais em relação aos demais, quanto aos valores da caixa interquartis. Número de amostras: fluvial 6, terraço alto 11, planície 7, cordão litorâneo 10, cordão de precipitação 57 e praia-duna 48.

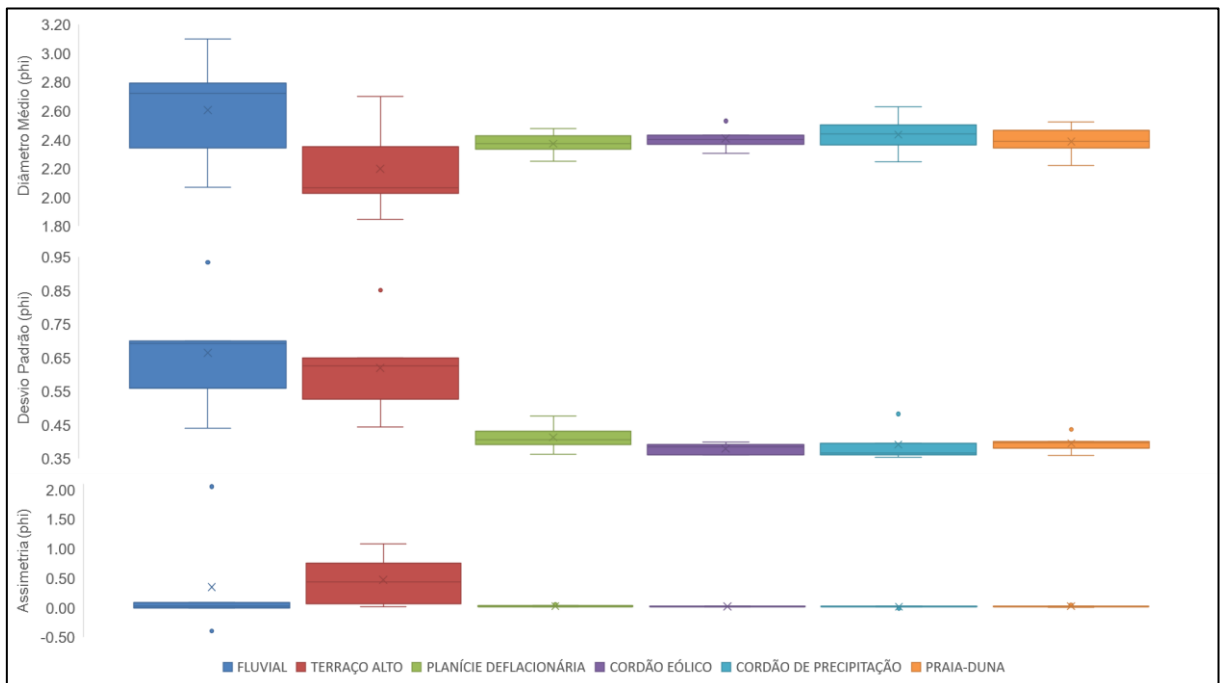


Figura 6.4. Diagrama em caixa (*boxplot*) para diâmetro médio, desvio padrão e assimetria de diferentes elementos morfológicos, com rumo de ordenação aproximado NW-SE. Notar distinção dos sedimentos fluviais em relação aos demais, quanto aos valores da caixa interquartis de diâmetro médio e assimetria. Número de amostras: fluvial 6, terraço alto 11, planície 7, cordão litorâneo 10, cordão de precipitação 57 e praia-duna 48.

A Figura 6.5 sintetiza as variações mineralógicas das amostras de todos os elementos morfológicos estudados. Na comparação das assembleias entre os minerais, destacam-se tendências para: concentrações mais elevadas de zircão e rutilo na praia-duna atual e nos terraço altos antigos (pré-máximo NRM holoceno); concentrações mais elevadas de epídoto e turmalina na planície de deflação, nos cordões eólicos e nos cordões de precipitação; concentrações mais elevadas de hornblenda nos cordões de precipitação. Zircão e rutilo são dois dos minerais transparentes ultraestáveis e, ao mesmo tempo, os principais “pesados pesados” (isto é, com densidade acima de ~4) da assembleia. Sua maior concentração na praia-duna pode ser indicador de proximalidade deste elemento morfológico e refletir a atuação dos sedimentos da linha de costa como fonte direta ou indireta para os demais elementos analisados. Já no terraço alto, a concentração elevada destes dois minerais pode refletir pelo menos dois fatores: a atuação de processos deflacionários, concentrando “pesados pesados” como material residual (*lag*); ou o maior grau de dissolução pós-deposicional nestes depósitos, pelo fato de serem os mais antigos e, portanto, há mais tempo submetidos a processos diagenéticos, o que levaria à eliminação preferencial de minerais mais instáveis, com concentração de ultraestáveis e estáveis. Reforçando esta segunda hipótese, as areia de lençol eólico são caracterizadas também por relativo aumento na concentração de estauroлита, mineral estável, e redução de hornblenda, instável. Turmalina, ultraestável, e hornblenda, instável, são os principais “pesados leves” da assembleia. Considerando o efeito da seleção hidráulica, estes dois minerais caracterizam-se pela facilidade de transporte e são indicadores de distalidade, o que explica sua maior concentração nos cordões de precipitação, os quais constituem o elemento morfológico mais distal do sistema eólico costeiro estudado.

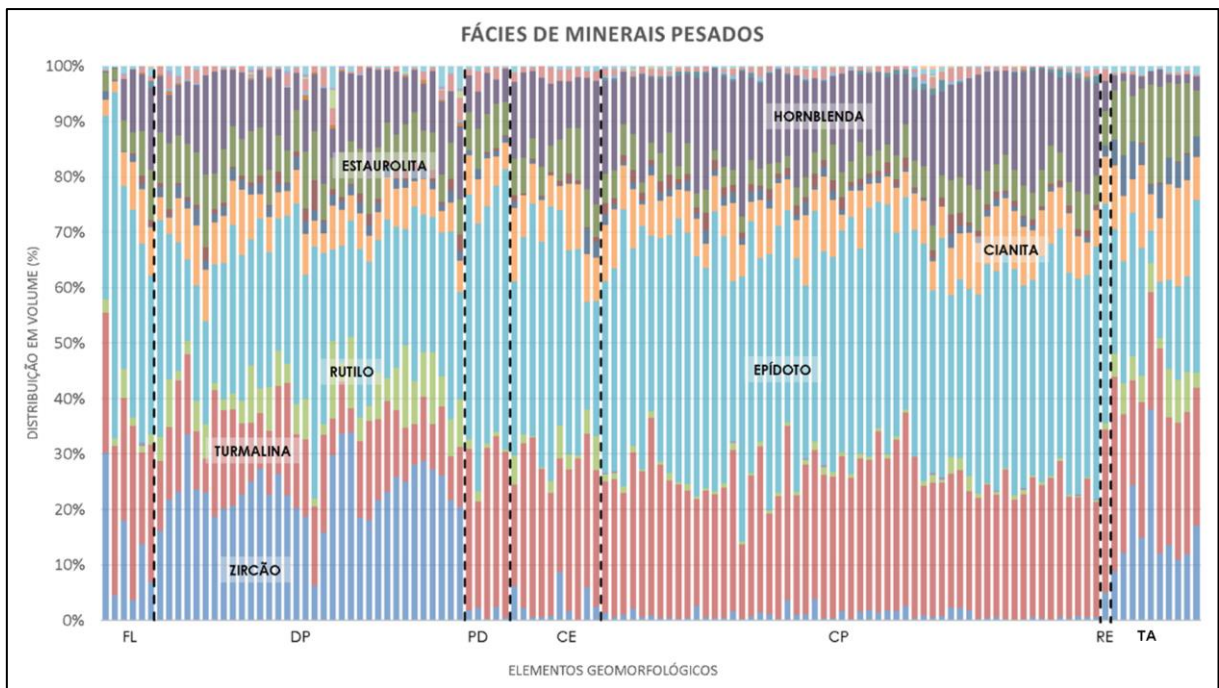


Figura 6.5. Minerais pesados mais frequentes de todas as unidades morfológicas da área de estudo, com amostras ordenadas, dentro de cada elemento, de SW para NE. Elementos morfológicos: FL=fluvial, DP=duna-praia, PD=planície de deflação, CE=cordão eólico, CP=cordão de precipitação, RE=rampa eólica, TA=terraço alto .

O índice ZTR (Figura 6.6) apresenta valores de caixa interquartis mais elevados nos sedimentos de lençol eólico, rampa eólica e praia-duna de que nos demais elementos morfológicos; além disso, os cordões de precipitação destacam-se pelos valores de ZTR mais baixos, sobrepondo-se apenas levemente com os sedimentos fluviais, que são os de maior variabilidade. O ZTR elevado da praia-duna deve-se provavelmente ao seu caráter proximal ou de fonte sedimentar, com enriquecimento nos “pesados pesados” zircão e rutilo; no terraço alto, o alto ZTR pode ser atribuído à concentração residual daqueles dois “pesados pesados” pela deflação e à dissolução pós-deposicional mais prolongada; já o ZTR baixo dos cordões de precipitação deve-se provavelmente à redução destes “pesados pesados” inicialmente fornecidos pela praia-duna, com aumento de hornblenda, pesado leve instável.

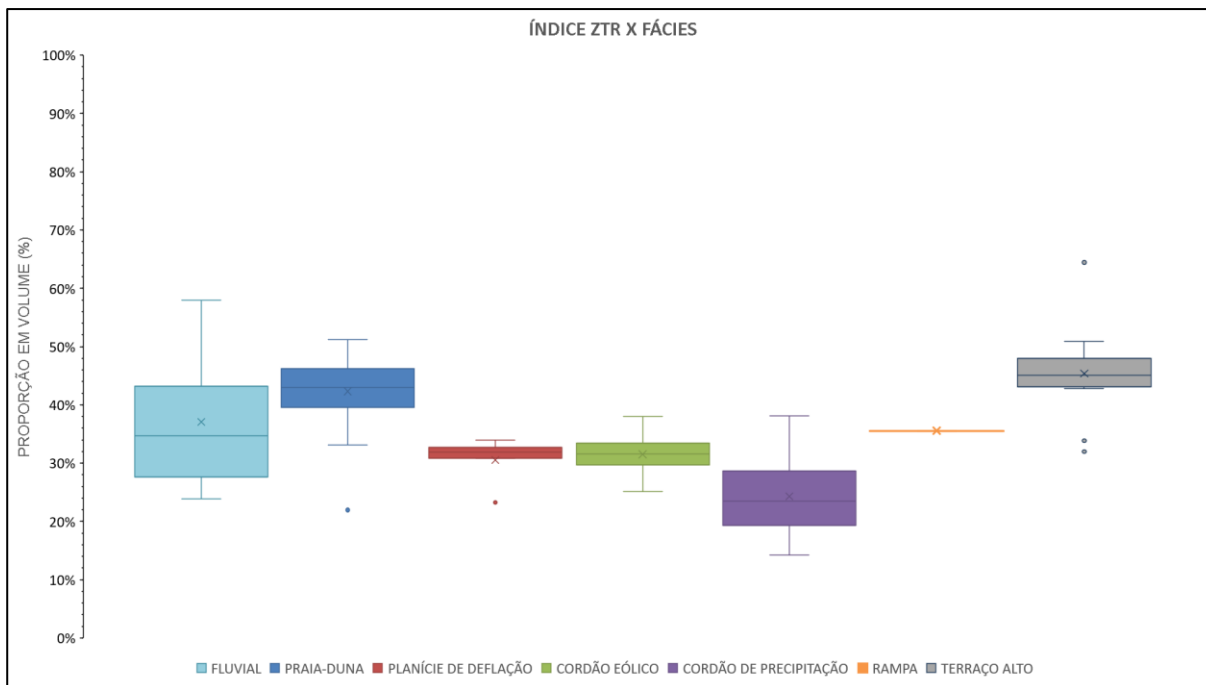


Figura 6.6. Variação do índice ZTR nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar caixa interquartis a valores mais baixos nos cordões de precipitação.

Com relação ao índice supostamente relacionado a proveniência, o ZRi (Figura 6.7) apresenta valores mais baixos para os elementos planície de deflação, cordão eólico e cordão de precipitação, que são justamente as unidades que possuem contagens de zircão e rutilo muito baixas (5%). Como se trata de dois minerais “pesados pesados” e ultraestáveis, uma interpretação para o contraste na sua concentração é que as unidades com maior presença destes dois minerais, lençol eólico, rios e praia-duna, são, de algum modo, mais proximais e têm atuado como fonte para as demais, que são tipicamente as unidades do sistema eólico costeiro holoceno. No caso do terraço alto, em vista de sua idade mais antiga, sobrepõe-se ao efeito da atuação como fonte o efeito dos processos diagenéticos, que podem enriquecer residualmente o sedimento nestes dois minerais ultraestáveis; e também o efeito da concentração mecânica residual por deflação.

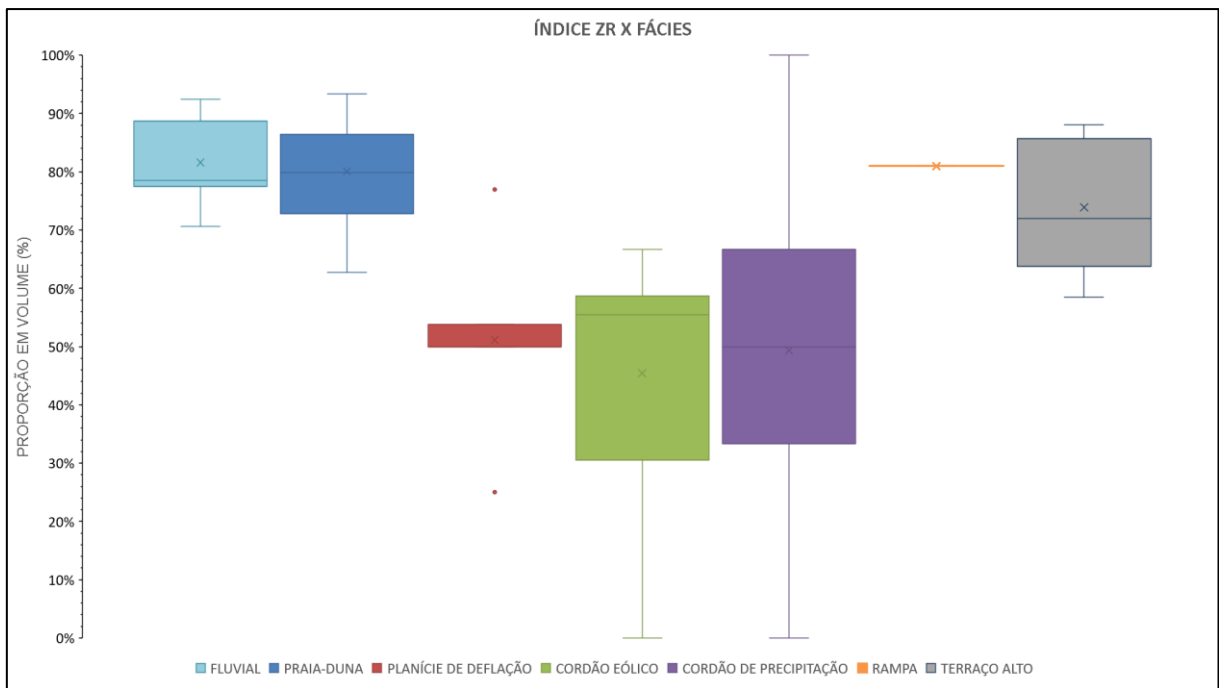


Figura 6.7. Variação do índice ZR nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores de intervalos interquartis mais baixos na planície de deflação, cordão eólico e cordão de precipitação.

Na análise de variação do índice TH (Figura 6.8), as unidades fluvial, planície de deflação, rampa eólica e terraço alto apresentam valores mais elevados que as demais, sem sobreposição exceto no caso da fluvial. Os sedimentos de praia-duna destacam-se pelos valores de caixa interquartis mais baixos que todos os demais, havendo pequena sobreposição apenas com os cordões de precipitação. Considerando que TH_i é um indicador de maturidade, o seu baixo valor na praia-duna é um sinal de que a linha de costa continua a receber aporte sedimentar novo, rico em minerais instáveis (*e.g.* hornblenda). Mais uma vez, os sedimentos fluviais são os que apresentam maior variabilidade, expressa na caixa interquartis mais ampla. Destacam-se também os elevados valores de TH_i no terraço alto, os mais altos dentre as unidades costeiras, o que é compatível com a idade mais antiga desta unidade, a qual teria sido, portanto mais intensamente submetida à eliminação de minerais instáveis (hornblenda) por dissolução pós-deposicional.

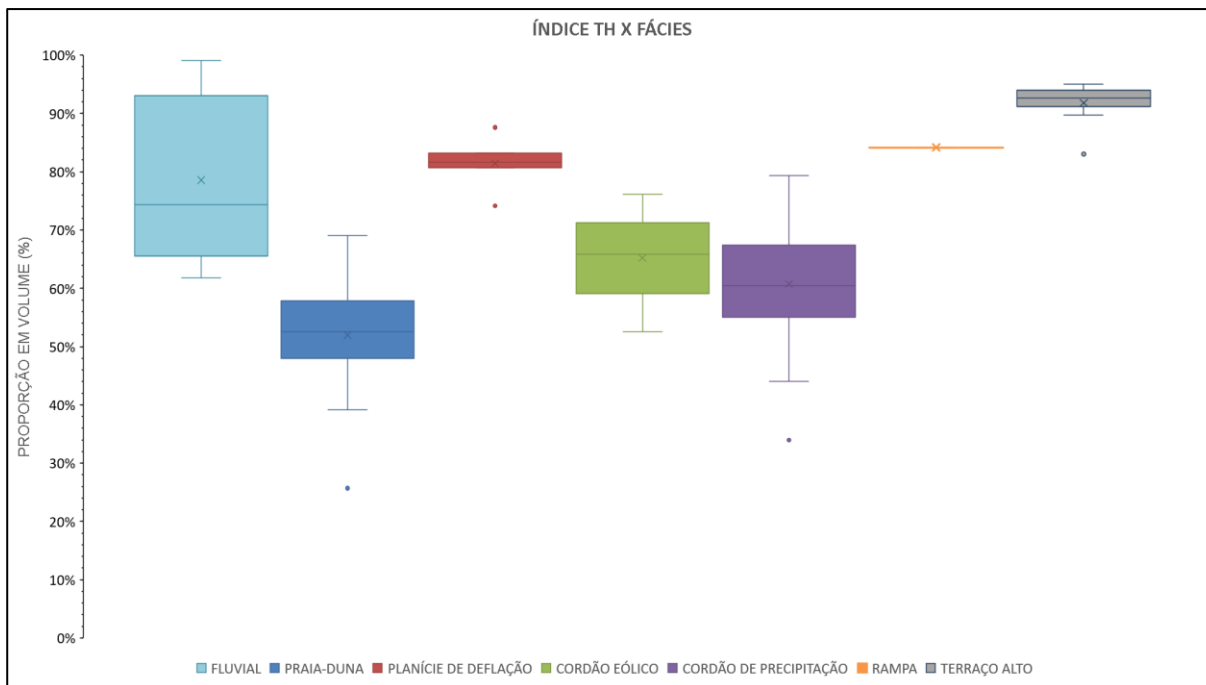


Figura 6.8. Variação do índice TH nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores de intervalos interquartis mais baixos nos sedimentos de praia-duna

Quanto ao índice EsEp (Figura 6.9), o elemento morfológico terraço alto destaca-se bem dos demais, pelos valores mais elevados da caixa interquartis. Este índice também pode ser considerado de maturidade e sua elevação no terraço alto é compatível com a idade mais antiga e o maior tempo de atuação de dissolução pós-deposicional nesta unidade.

Com relação aos índices supostamente relacionados com seleção hidráulica, no ZTi (Figura 6.10), os elementos fluvial, praia-duna e terraço alto apresentam valores maiores que os outros quatro elementos, sendo que o praia-duna distingue-se de todos os demais pelos valores mais altos, sem sobreposição de intervalo interquartis; este resultado reforça o caráter proximal ou de fonte sedimentar destas três unidades, e, sobretudo, da praia-duna, neste estudo de caso; e a atuação de concentração mecânica residual de zircão, por deflação, no lençol eólico. Já os índices EpSi e EpSiAnCi mostram o terraço alto destacado dos demais elementos por seus menores valores (Figura 6.11 e 6.12 respectivamente). A razão provável para isso é o efeito mais prolongado da dissolução pós-deposicional nesta unidade, que é a mais antiga, o que é coerente com o fato de que o epídoto, apesar de ter equivalente hidráulico maior e tender em tese a concentrar-se por deflação (supostamente atuante no terraço alto), mostrar-se em areias quaternárias mais sensível à dissolução que

sillimanita e cianita (De Mio & Giannini 1997, Giannini *et al.* 1997). Este resultado sugere também que as razões Ep_{Sii} e $Ep_{SiAnCii}$ não são eficientes como indicadoras de seleção “hidráulica” residual quando se comparam unidades de idades diferentes.

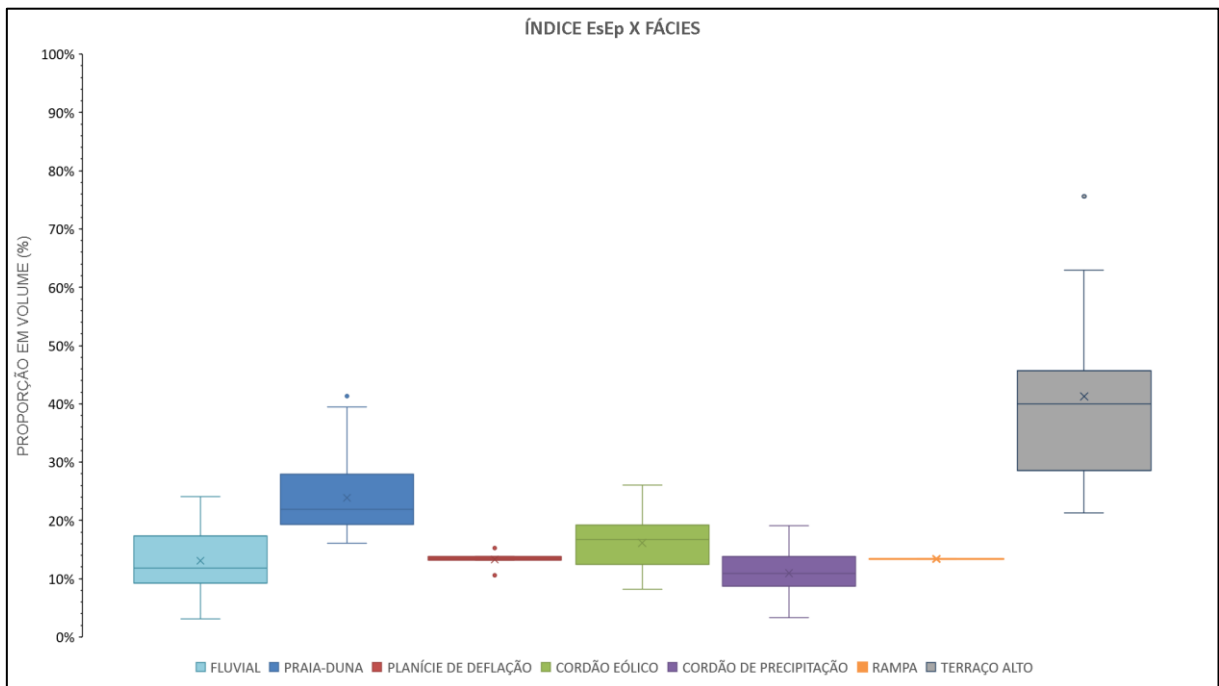


Figura 6.9. Variação do índice EsEp nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar caixa interquartis de terraço alto destacando-se das de demais elementos por seus valores mais elevados.

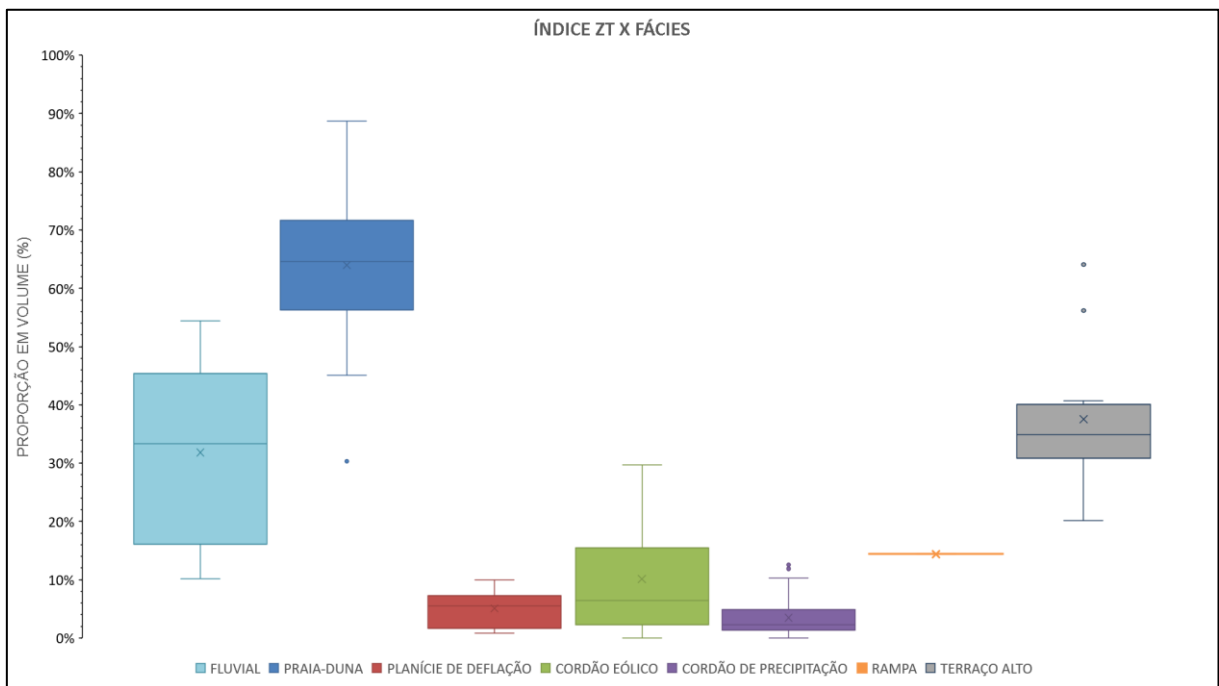


Figura 6.10. Variação do índice ZT nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar valores mais elevados do intervalo interquartis da praia-duna.

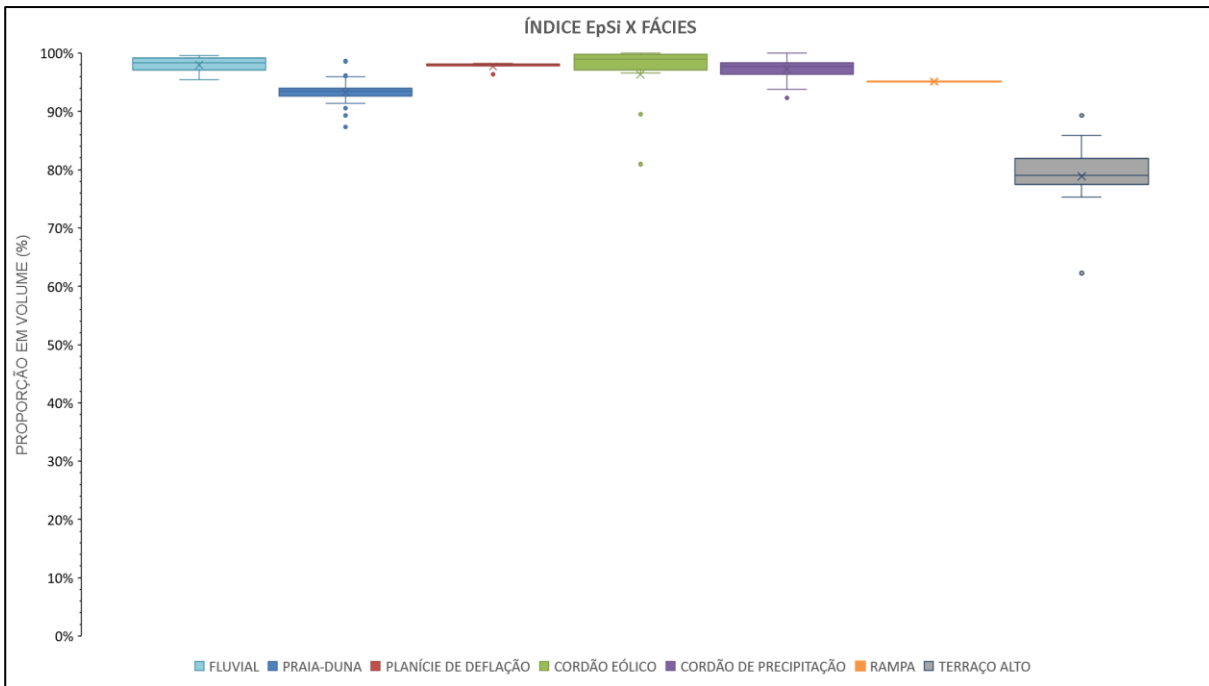


Figura 6.11. Variação do índice EpSi nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar terraço alto diferenciando-se dos demais elementos.

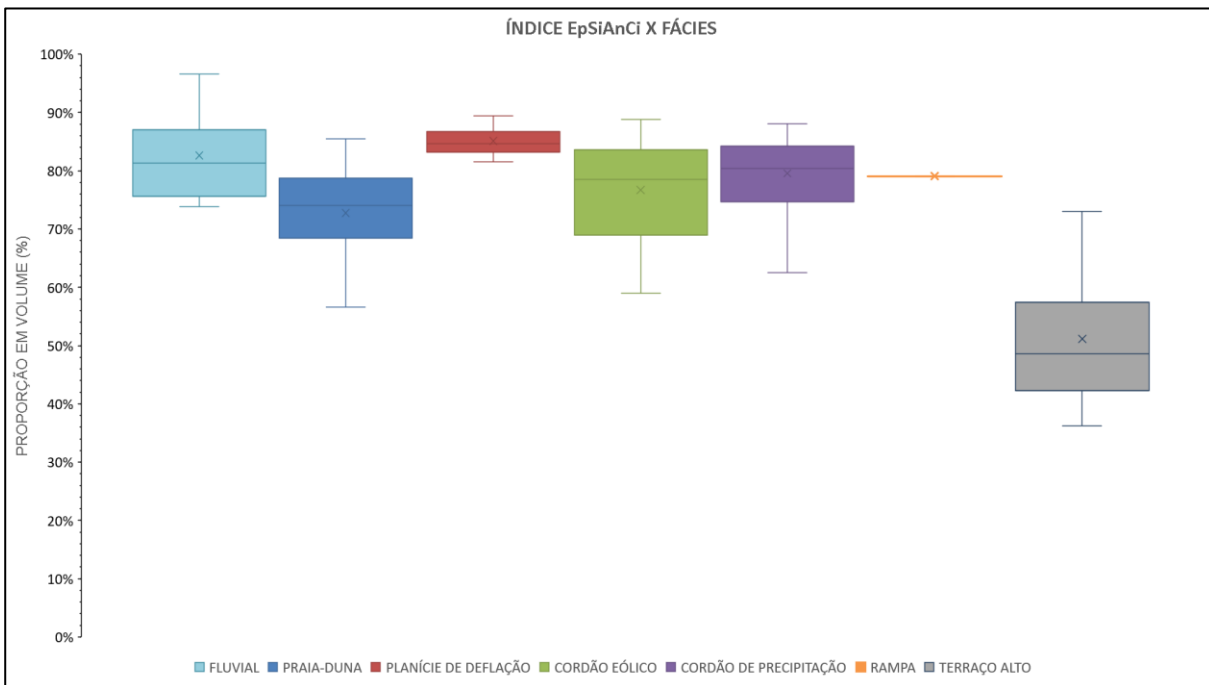


Figura 6.12. Variação do índice EpSiAnCi nos diferentes elementos morfológicos da área de estudo. Notar terraço alto diferenciando-se dos demais elementos.

Em suma, a praia-duna destaca-se pelos valores altos de ZTi, que sugerem sua atuação como fonte para as demais unidades de sedimentos costeiros. A unidade terraço alto destaca-se por possuir, dentre as unidades não fluviais, os valores mais elevados de ZTR, EsEpi e THi, todos índices em tese relacionados de modo direto à

maturidade; ela possui ainda os mais baixos índices EpSi e EpSiAnCi, os quais, neste caso, também são relacionados à maturidade, só que de modo inverso.

A unidade que mais se assemelha ao terraço alto em vários destes índices mineralógicos (e.g. ZRi, ZTi, THi) é a fluvial, a exemplo do já observado, de modo ainda mais evidente, com os resultados granulométricos. Isto reforça a hipótese de proveniência em comum para estas duas unidades; por exemplo, derivação dos sedimentos dos rios a partir, sobretudo, de depósitos de terraço alto ou de paleopraias do Pleistoceno subjacentes.

6.3 Distribuição Tempo-Espacial dos Elementos Morfológicos

Para a interpretação dos elementos morfológicos reconhecidos, buscou-se seu tratamento como unidade morfoestratigráficas, em que tanto as formas superficiais quanto as idades, sejam relativas sejam absolutas, são importantes na sua distinção. Seguindo essa lógica, esses elementos serão discutidos, neste item, na ordem cronológica, dos mais antigos para os mais novos, com apoio das idades LOE obtidas. Podem ser assim reconhecidos três sistemas deposicionais mais bem representados em área: um sistema eólico predominantemente pleistoceno (pré-máxima inundação pós-glacial), parcialmente afogado na máx ma inundação marinha do Holoceno; o sistema estuarino-lagunar formado nessa inundação, do qual os rios Mampituba e Araranguá e as lagoas Sombrio e Caver  são remanescentes; e outro sistema eólico, inteiramente holoceno (p s-máxima inundação), desenvolvido na barreira costeira arenosa à frente da paleolaguna de Sombrio-Caver , do qual o campo de dunas ativo, mas em processo de estabilização, é o remanescente.

6.3.1 Sistema eólico pr -máxima inundação

6.3.1.1 Lençol Eólico

Terraços arenosos altos (altitude superior a 5 m), de topo aproximadamente plano a levemente ondulado (Figura 5.45), situados ao interior da margem paleolagunar e no entorno montante dos vales incisos dos dois rios, foram de início, como hipótese de trabalho, atribuídos a paleopraias do Pleistoceno, formadas durante a regressão que sucedeu ao máximo transgressivo associado ao NRM alto de 120 ka

AP (EIM 5e), o qual teria alcançado na costa brasileira, inclusive em Santa Catarina, até $8 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ acima do atual (Martin *et al.* 1988).

As oito amostras desses depósitos analisadas por LOE mostraram idades que variam entre 49.961 ± 3.759 anos e 7.928 ± 777 anos, mostrando que eles teriam sido formados, portanto, antes da máxima inundação do Holoceno (NRM de $2,1 \pm 1,0$ m mais alto que o atual, 5916-5597 ^{14}C cal AP, *cf.* Angulo *et al.* 1999, 2006). Em vista destes resultados de datação, mais novos que o EIM5e, e em vista também da geomorfologia da unidade, com presença eventual de ondulações de comprimento heptamétrico e altura métrica, e da altitude de até 25m, muito superior ao admitido para o nível do mar máximo de 120 ka AP, sua deposição foi considerada como de lençol eólico, o qual teria se formado por retrabalhamento de areias do terraço marinho alto desse EIM, por sua vez correlato à barreira III descrita por Villwock *et al.* (1986) e Villwock & Tomazelli (1995) no litoral do Rio Grande do Sul. Não foram reconhecidos alinhamentos de cordões que permitissem atribuir-lhes relação genética direta com a regressão costeira.

Esta unidade morfoestratigráfica é fortemente correlacionada com um dos tipos morfológicos da geração G2, descrito por Giannini (1993) e Mendes *et al.* (2015), no litoral central e centro-sul de Santa Catarina, como depósitos de ondulações suaves, com altitude média de 25 m. As idades LOE obtidas por Mendes *et al.* (2015) para esta unidade variam entre $50,5 \pm 4,1$ ka e $10,4 \pm 1,1$ ka, intervalo muito parecido com o encontrado aqui para o terraço alto. Na região entre Campo Bom e Araranguá, Rodrigues (2017) e Rodrigues *et al.* (2020) também encontraram terraços arenosos elevados, com morfologia de lençóis de areia e idades entre 22 ka e 5 ka, e correlacionaram-na à G2 descrita por Giannini (1993) e Mendes *et al.* (2015). Desse modo, a correlação dos terraços altos entre Araranguá e Mampituba com os lençóis de areia descritos por Giannini (1993), Mendes *et al.* (2015) e Rodrigues *et al.* (2020) parece reforçada.

O intervalo modal das idades das amostras mais superficiais desta unidade, entre 16.878 ± 1.728 e 8.572 ± 804 anos (87% das idades), indica que a estabilização final do lençol eólico deu-se a partir da época do evento estadal Heinrich 1 (HS1). O HS1 é tido como época de resfriamento no hemisfério Norte, com forte aumento de precipitação e enfraquecimento dos ventos em grande parte do sul da América do Sul, o que ajuda a explicar o cessamento no transporte e deposição eólica. O intervalo de idades modal dentre estas oito amostras mais superficiais, de 17.750 ± 1770 a 13.940

± 1270 (50% dos casos) é, de fato, simultâneo ou imediatamente posterior ao HS1 e bastante parecido com o intervalo de idades de amostras superficiais das paleodunas mais novas da região dos Lençóis Maranhenses, no Nordeste do Brasil (Guedes *et al.* 2017), cuja estabilização também é atribuída por esses autores ao HS1. Outro intervalo com boa incidência de idades dentre as amostras superficiais desta unidade (37% dos casos), 12.410 ± 1270 e 8.572 ± 804 anos, abrange o estágio *Younger Dryas* (YD), também admitido, analogamente ao HS1 mas em intensidade menor, como de aumento de umidade no sul da América do Sul, incluindo a Região Sul do Brasil (Mendes *et al.* 2015).

A idade dos depósitos analisados mostra tendência grosseira de redução com o aumento da altitude, o que pode ser considerado indício de atuação mais duradoura ou recorrente de processos eólicos nos depósitos mais altos. Ao mesmo tempo, os depósitos mais altos e mais novos apresentam tendência para granulometria mais grossa. Considerando que lençóis de areia são feições com forte atuação de processos deflacionários e pedogenéticos (Lancaster 1993, Bristow & Mountney 2013, Rodrigues *et al.* 2020), a granulometria mais grossa dos depósitos mais elevados é coerente com a hipótese de mais ação eólica (deflacionária) nestes depósitos.

6.3.1.2 Rampa Eólica

A rampa eólica, situada aproximadamente no meio da área, entre Sombrio e Balneário Gaivotas, atinge elevação de 19 m, muito acima dos cordões de precipitação inativos mais próximos, que têm elevação média de 10 m. O aumento localizado na espessura de acumulação de areia deve-se à combinação de duas condições: existência de grande estoque sedimentar disponível e efeito de anteparo natural, promovido pela corpo aflorante de diabásio, o que favoreceu o empilhamento sedimentar e ao mesmo tempo a proteção do acúmulo à erosão superimposta. Um modelo análogo moderno para essa situação foi encontrado próximo ao morro dos Conventos, em Araranguá, extremo nordeste da área (e.g. ponto SCP-37), onde o cordão de precipitação atual sobe o talude do morro até altitudes semelhantes à encontrada na rampa eólica antiga.

Os índices mineralógicos de maturidade (ZTR, THi e EsEpi) dos sedimentos de rampa são comparativamente elevados e estão entre os que mais se aproximam da

unidade de lençol eólico (com os índices mais altos). Isto pode ser um indício de que a rampa é geneticamente relacionada e com idade parecida com o lençol eólico.

6.3.2 Sistema estuarino-lagunar

Os depósitos sedimentares de lençol de areia eólica formaram-se entre 49.961 ± 3.759 anos e 7.928 ± 777 anos, intervalo de tempo com NRM mais baixo que o atual, incluindo o nível do mar mínimo associado ao Último Máximo Glacial ($\sim -130\text{m}$, 21 ka AP). É provável, portanto, que parte destes depósitos, ou mesmo os terraços marinhos pleistocenos sobre os quais supostamente eles repousam, tenham sido submetidos ao efeito do abaixamento do nível de base de erosão, com formação de vales incisos, que, mais tarde, na máxima inundação do Holoceno, foram amplamente afogados e, desde então passaram a ser assoreados. Nessa inundação, os vales incisos de orientação transversal à costa teriam dado origem a estuários, enquanto vales subparalelos formariam lagunas.

Estes vales incisos afogados e assoreados são representados na geografia atual por zonas baixas, brejosas ou mesmo ainda parcialmente inundadas, em contato com os terraços arenosos altos antigos (Figura 6.13). Eles dividem-se em três vales principais: dois transversais à costa, grosso modo coincidentes com as planícies aluviais inferiores dos rios Mampituba e Araranguá; e um subparalelo à costa, entre a borda interna dos terraços altos e o pé da escarpa da Serra Geral. Na máxima inundação do Holoceno, os dois vales incisos transversais à costa e o paralelo à costa foram inundados, tornando-se provavelmente interligados. Formou-se assim um amplo sistema estuarino-lagunar, que, em seguida, no transcorrer do final do Holoceno Médio e no Holoceno Tardio, foi sucessivamente assoreado, deixando como remanescentes praticamente só os dois cursos fluviais atuais. No entanto, é provável que outra laguna tenha sido gerada, mais ao menos ao mesmo tempo, à retaguarda da barreira costeira arenosa hoje coberta por dunas eólicas ativas e inativas. Assim, o sistema paleoestuarino-lagunar abrange, além dos estuários do Mampituba e Araranguá, duas lagunas, uma interna, de afogamento, que é mais larga e de contorno irregular; e outra externa, mais estreita e retilínea, que geneticamente pode ser tanto de afogamento como, mais provavelmente, de retrobarreira (atrás de uma possível barreira costeira transgressiva). As lagoas de Sombrio e Caberá são os corpos de água remanescentes desta laguna mais externa.

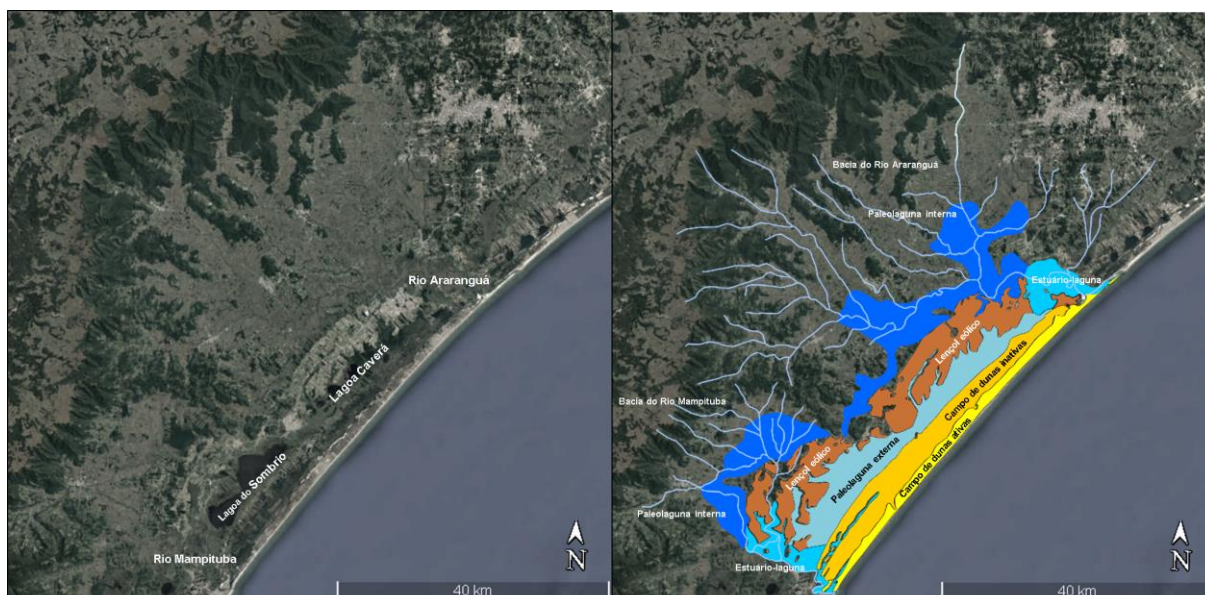


Figura 6.13. Principais unidades morfoestratigráficas ou elementos morfológicos reconhecidos entre os rios Mampituba e Araranguá, sobrepostos a imagem de satélite (extraída de Google Earth 2020; Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus).

Evidências geomorfológicas de campo da presença deste sistema estuarino-lagunar encaixado em vales incisos são os “degraus” de relevo (Figura 6.14), com desnível métrico, encontrados na borda do lençol eólico, tanto junto à paleolaguna ao interior deste lençol, quanto junto à margem ocidental da laguna mais externa (de Sombrio-Caverá), parcialmente assoreada.

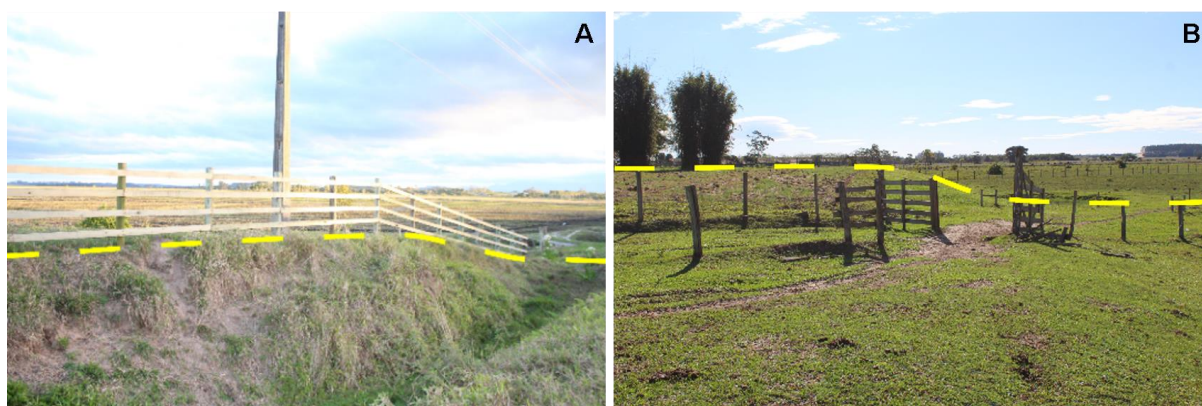


Figura 6.14. Desnível métrico encontrado no contato entre o lençol eólico e a paleolaguna; A) limite do lençol eólico e paleolaguna interna, ponto SPR-06; B) desnível entre lençol eólico e paleolaguna externa, na planície assoreada da Lagoa do Caverá.

O sistema deposicional estuarino-lagunar não foi amostrado diretamente nesse estudo, mas apenas os terraços suspensos e o leito dos dois rios que correm hoje sobre os antigos estuários assoreados. Pela observação de campo, estes rios correm mais precisamente em meio a depósitos de suas próprias planícies aluviais, estas por

sua vez encaixadas nos antigos vales estuarinos, incisos sobre depósitos da unidade lençol de areia. O fato de os sedimentos coletados nas margens dos dois rios revelarem mistura de granulometria desde argila até areia média deve-se a estas margens corresponderem a terraços fluviais (ou flúvio-estuarinos) antigos, de época, dentro do Holoceno tardio, de nível relativo do mar e nível de base mais altos que o atual. O material pelítico pode ser atribuído assim à eopedodiagênese atuante nestes depósitos, não podendo ser descartada, porém, a infiltração deste material nos terraços durante eventos de inundação fluvial maiores. A presença de areia média, por sua vez, deve-se ao fato de este sistema flúvio-estuarino encontrar-se em vales incisos sobre os lençóis eólicos, os quais são bem representados nesta classe granulométrica (Figura 6.3) e cujos sedimentos lhe teriam atuado como fonte imediata.

Os sedimentos do leito fluvial, coletados mais em direção às fozes dos rios, mostram aumento na proporção de areia fina e areia muito fina em comparação com o lençol eólico; o rio Mampituba é mais rico em areia fina que o Araranguá, em detrimento de areia muito fina.

Os resultados da análise de pesados opacos ou semiopacos (Figura 5.4) e de espécies de transparentes (Figura 5.5) mostram que algumas das maiores diferenças detectadas entre os dois rios são o fornecimento muito maior de leucóxênio, hornblenda e cianita, todos componentes de baixo equivalente hidráulico, no Mampituba, e de opacos e zircão, dois componentes de elevado equivalente hidráulico, no Araranguá. Esta diferença é importante de ser destacada, já que pode obliterar a variação esperada ao longo das areias de praia, de aumento de pesados leves rumo NE, que é o sentido regional da deriva litorânea longitudinal (Tomazelli & Villwock 1992, Giannini 1993, Dillenburg *et al.* 2009, Rodrigues 2017).

Ainda na comparação da mineralogia de pesados entre os dois rios, a diferença no ZRi, índice de fonte, e a semelhança no ZTi, índice de seleção “hidráulica”, permitem suspeitar que os citados contrastes de mineralogia de pesados entre eles devam-se a diferenças antes de proveniência que de grau de seleção por transporte sedimentar.

Quando se comparam os atributos sedimentológicos dos sedimentos fluviais com os de demais unidades (item 6.2), a unidade mais próxima, em vários dos atributos estudados, é a de terraço alto de lençóis eólicos, o que reforça a hipótese de alimentação dos rios pelos sedimentos dos lençóis e de formação do antigo sistema estuarino-lagunar em vales incisos neste terraço. Entre os atributos sedimentológicos

com similaridade entre fluvial e lençol eólico, destaca-se o ZTi (Figura 6.10), em que estas duas unidades apresentam total sobreposição de caixas interquartis, a valores diferentes (mais altos) que as demais unidades. Outras semelhanças entre fluvial e lençol eólico encontram-se no THi (Figura 6.8), no ZTR, um pouco mais baixo no fluvial (Figura 6.6), e no desvio padrão granulométrico (Figura 6.4), que é relativamente elevado em ambas as unidades, mas um pouco maior no fluvial.

6.3.3. Sistema eólico pós-máxima inundação

O sistema eólico ativo da barreira costeira entre os rios Araranguá e Mampituba possui três componentes morfológicas bem distintas (Figura 6.15), coincidindo com a divisão tripartite proposta por Giannini *et al.* (2014). Do mar para o interior, a primeira componente, junto à linha de costa, corresponde à praia-duna, formada por dunas frontais, às vezes afetadas por *blowouts*; a segunda é uma zona de deflação, composta sobretudo por cordões eólicos sinuosos, subparalelos entre si e à margem externa do campo de dunas, separados por áreas brejosas; e a terceira é o campo de dunas livres *sensu stricto*, composta por raras cadeias barcanoides mal desenvolvidas, por cordão de precipitação e por lobos deposicionais voltados para SW e para o interior (Figura 6.15). A existência deste campo de dunas é descontínua, o que é ligado à sua descaracterização morfológica por dois fatores: a ocupação antrópica; e as variações locais, ao longo das últimas décadas a séculos, da razão energia do vento / aporte sedimentar, como exemplificado pela ampliação, nos últimos 80 anos, de áreas com elementos eólicos estabilizados pela vegetação, em detrimento de áreas de areia eólica exposta.

O sistema eólico ativo estudado possui várias semelhanças com os das costas vizinhas a sul (Rio Grande do Sul; Tomazelli 1990, Martinho *et al.* 2010) e a norte (Araranguá a Campo Bom; Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2020). Entre estas semelhanças, destacam-se a separação da praia por uma zona de deflação, as cadeias barcanoides eventuais a barlavento do cordão de precipitação e a presença de lobos deposicionais esparsos, tanto com escassez de areia, na zona deflacionária, quanto mais altos e volumosos, no cordão de precipitação. O movimento das dunas é restrito pela presença de sangradouros (*washouts*), mais nítidos e regularmente espaçados no Rio Grande do Sul (Calliari *et al.* 2010) do que em Santa Catarina.

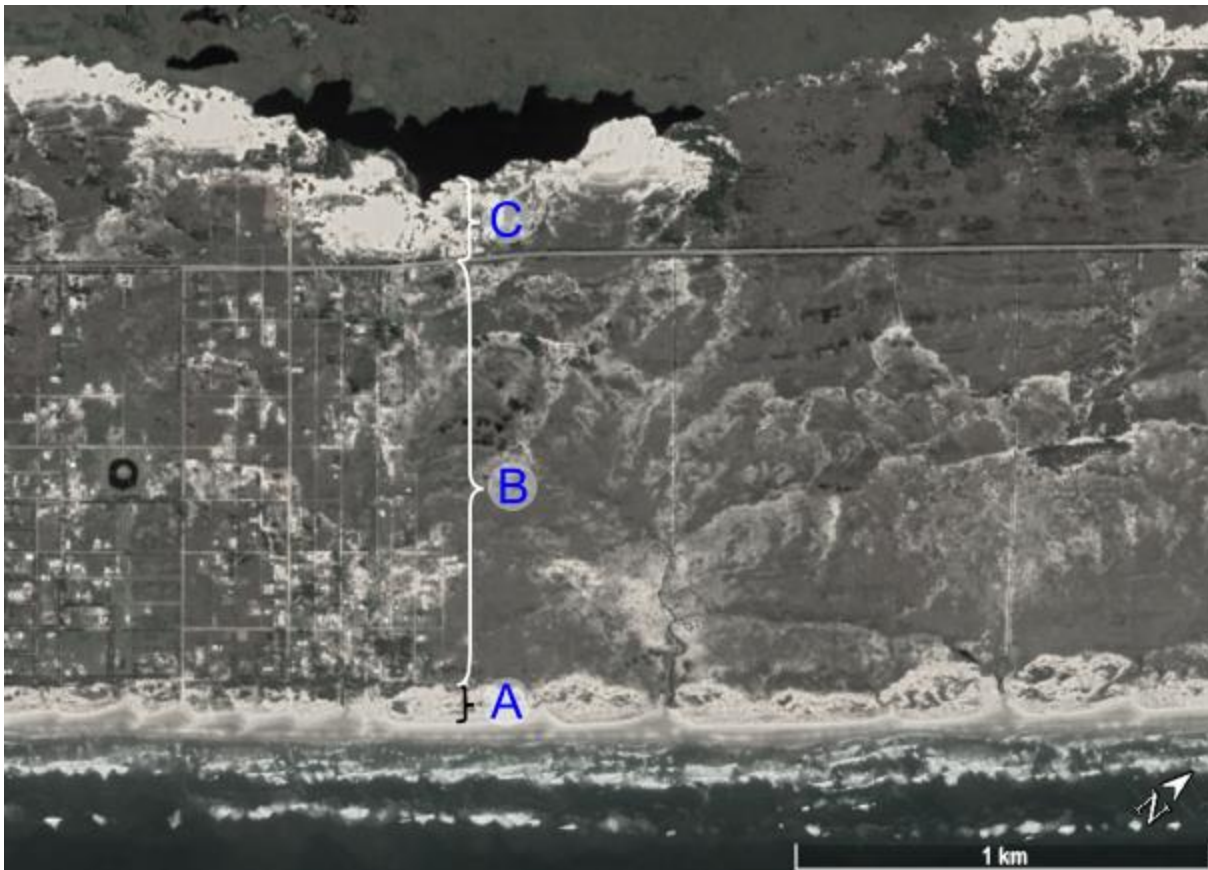


Figura 6.15. Partes componentes do sistema eólico ativo a norte do Balneário Gaivota: A) praia-duna; B) planície de deflação; e C) campo de dunas livres. A planície de deflação encontra-se em ampliação nas últimas décadas, em detrimento do campo de dunas, que tende cada vez mais a restringir-se à sua porção mais distal, o cordão de precipitação. Notar na parte norte da imagem a presença de cristas de areia parabolizadas (discutidas em 6.3.3.2). Imagem extraída de Google Earth 2020 (Satélites Maxar Technologies: Landsat / Copernicus)

6.3.3.1 Praia-Duna

6.3.3.1.1 Morfologia e sedimentologia

Os depósitos de praia-duna são discutidos aqui apenas quanto a seu representante atual, já que não se encontraram na área evidências de cordões praias (*beach ridges sensu stricto*) nem afloramentos de depósitos de praia antigos.

Em várias porções da planície, as DFEs aparecem parcial ou totalmente cobertas por DFIs com *blowouts*, que podem representar a geração ou reconstrução dunar em resposta à erosão provocada por ondas de tempestade (Hesp 2002, Giannini 2007). Anomalias no desenvolvimento das DFI, isto é, dunas baixas (<1,0 m) ou ausentes, restringem-se às proximidades das desembocaduras da foz dos dois rios que delimitam a área ou às regiões com evidente interferência antrópica (ver item 6.3.3.2).

Nos resultados granulométricos ao longo da praia-duna, a similaridade de comportamento espacial entre praia e duna frontal é sugestiva de interação mútua entre estes depósitos vizinhos, como de fato esperado em praias dissipativas, onde o alcance das dunas pelas ondas de preamar é regular. No entanto, padrão combinado de variação longitudinal das estatísticas granulométricas indicativo de transporte conforme McLaren & Bowles (1985) (no caso, melhora de seleção, com afinamento e queda de assimetria) só foi encontrado em um segmento da praia (o sudoeste) e em outro da DFI (o nordeste), e com rumos opostos entre eles; assim, enquanto no trecho sudoeste, o rumo de transporte sedimentar longitudinal encontrado na praia é NE, o que é compatível com o esperado pelo padrão conhecido de deriva litorânea longitudinal na região (Tomazelli & Willwock 1992, Giannini 1993, Rodrigues 2017), no setor nordeste o transporte indicado nas dunas frontais é rumo SW, o que pode ser explicado pela existência, observada em campo, de *blowouts* com esse rumo de atuação. O fato de a deriva longitudinal regional para NE, descrita na literatura, não deixar seu registro nos sedimentos dos setores central e nordeste da praia em estudo tem como razão mais provável a própria influência dos sedimentos dunares na praia, com erosão regular das dunas, cuja areia é frequentemente reincorporada na antepraia. O não aparecimento de evidência granulométrica de deriva para NE será especialmente válido se o transporte eólico ao longo das DFI for para SW, rumo

oposto ao da deriva, o que parece ser de fato o caso dos segmentos central e nordeste da praia com base nas evidências de campo (orientação dos *blowouts*) e, no setor nordeste, com base na aplicação do método de McLaren & Bowles (1985).

Quando se comparam duna e praia ponto a ponto, o número de casos de sedimentos de duna frontal mais grossos, pior selecionados e mais negativos que os de praia não é muito diferente do número de casos em que essa relação é a inversa, com exceção do trecho sudoeste, no km 0 ao 17. Isto pode estar relacionado a dois fatores: a presença de dunas frontais dominadas por processos deflacionários (o que explica especialmente os casos de areia de duna mais grossa que a de praia) ou a existência de transporte eólico subparalelo à praia, especialmente se em rumo oposto ao de deriva litorânea longitudinal dominante (o que ajuda a explicar os casos de areia dunar mais grossa e pior selecionada que a de praia). A atuação de processos deflacionários é de fato confirmada em campo pela ocorrência de *blowouts*, com *lags* bioclásticos associados; e o transporte eólico em rumo oposto ao da deriva regional para NE é também coerente com a presença, nas DFIs, de *blowouts* predominantemente voltados para SW, exceto no segmento sudoeste, onde os *blowouts* dominantes têm a mesma orientação que a deriva litorânea longitudinal regional, NE. Sendo assim, o setor sudoeste da praia é o único com padrão de McLaren tanto na direção longitudinal (deriva para NE) quanto no transversal (transporte seletivo da praia para a DFI), por ser o único em que o rumo dominante dos *blowouts* coincide com a deriva.

A leve tendência para aumento, na metade nordeste da praia, de estágios mais erosivos na classificação de DFIs de Hesp (1988) acompanha outras duas ligeiras tendências, nesse setor: para praia mais estreita e para DFIs mais altas. Os estágios erosivos de DFIs costumam estar ligados à ação de ondas de preamar e/ou *blowouts*, mas provavelmente, DFIs de morfodinâmica mais erosiva relacionam-se também com a relação (elevada) entre vento e estoque sedimentar a ele disponível no prisma intermarés, este último muito influenciado pela deriva litorânea longitudinal (Giannini 2007). Em praias longas e predominantemente dissipativas do litoral paulista, o aumento da altura das dunas frontais no rumo da deriva longitudinal tem sido encontrado com alguma frequência (Bentz 2004, Nascimento Jr. 2006), acompanhado de aumento de largura da praia, tendo sido atribuído ao aumento, nesse rumo, do grau de dissipatividade e do estoque de areia disponível na antepraia inferior (Giannini 2007). Essas praias paulistas apresentam *blowouts* para NW. Na praia em estudo, diferentemente, não se observa aumento de largura da praia no rumo suposto de

deriva longitudinal e o aumento de altura das DFIs é pouco claro. Uma explicação possível é a ação de *blowouts* com rumo oposto ao da deriva em maior parte da praia-duna, o que tornaria mais complexo o sistema de transferência longitudinal da areia nesta associação de elementos morfológicos. Quanto à cobertura florística, o ligeiro aumento na representatividade de *B. portulacoides* no setor nordeste da praia-duna, com DFIs de padrão levemente mais erosivo, estaria ligado ao umedecimento e erosão mais frequente pelas ondas nesse setor mais estreito da praia. Já *I. pescaprae* e *S. secundatum* estariam ligados à colonização dos *blowouts* superimpostos à DFI.

6.3.3.1.2 O problema da interferência antrópica e da legislação ambiental dúbia

As áreas de intervenção antrópica nas dunas frontais da área de estudo encontram-se em Balneário Arroio do Silva e Balneário Gaivotas. Na primeira, entre as distâncias 47 e 51 km rumo NE do praia-duna, tanto DFIs quanto DFEs foram removidas, com autorização da prefeitura.

O efeito prático da intervenção de Balneário Arroio da Silva foi a retroalimentação negativa natural do sistema eólico, porém com a reconstrução das dunas, de início sem vegetação, junto a construções da avenida beira-mar, sobretudo casas; com isso, além dos danos materiais aos proprietários destas casas, houve a transferência da zona de amortecimento de ondas de tempestade para a área urbana, o que põe em risco a infraestrutura de toda a orla.

Na legislação brasileira, a preservação das dunas eólicas “móveis” é regulamentada pela Constituição (Lei 4661/1988 - Decreto 5300/2004 – capítulo I – art.3, capítulo III – art.15 e capítulo IV – art.23), por resoluções do Conselho Nacional do Meio Ambiente (Conama, nº 303/2002 e nº341/2003) e pelo Código Florestal (Lei nº 12.651/2012). Definidas no decreto de 2004 como “corpos de areia acumulados naturalmente pelo vento e que, devido à inexistência ou escassez de vegetação, migram continuamente, também conhecidas por dunas livres, dunas ativas ou dunas transgressivas”, as dunas são incluídas entre as Áreas de Preservação Permanente (APPs) listadas pelas resoluções Conama de 2002 e 2003. A primeira resolução define como APP áreas de restinga numa faixa de 300m da linha de espraiamento de preamar máxima; a segunda, regulamentando especificamente as APPs em dunas

costeiras, estabelece que somente é possível a intervenção “em casos de utilidade pública ou interesse social” e em “dunas originalmente desprovidas de vegetação”, o que aparentemente abre a possibilidade de ocupação de campos de dunas livres ativos, citados no decreto de 2004. Já o Código Florestal de 2012 passa a considerar como APPs as áreas com vegetação de restinga fixadora de dunas ou estabilizadora de mangues, o que reforça a associação entre duna e vegetação, esvazia a definição de duna de seu significado geológico, desconsiderando sua importância para o equilíbrio sedimentar costeiro, e põe em risco as feições eólicas ativas não vegetadas.

Em Santa Catarina, existe legislação própria do IMA (Instituto de Meio Ambiente de Santa Catarina, antiga FATMA), que dentre outras funções normativas, regulamenta o gerenciamento costeiro, como a implantação de APPs (decreto 3159/2010, IMA 2010). Lá, a ambiguidade e inadequação da legislação do ponto de vista geológico na definição das APPs costeiras foi aprofundada por uma decisão de junho de 2018 do Tribunal de Justiça de Santa Catarina (TJ-SC), segundo a qual zonas com vegetação de restinga só devam ser consideradas APP, quando esta vegetação possuir função ambiental de fixação de dunas ou estabilização de mangues (TJSC 2018). Mais uma vez, o conceito de duna é reduzido a seu aspecto florístico.

Independentemente da legislação considerada, no entanto, a intervenção feita em Balneário Arroio do Silva foi completamente ilegal, pois envolveu a destruição de dunas frontais, com vegetação de restinga pioneira e à distância muito menor que 300m da linha de preamar. Apesar disso, não houve, até onde se sabe, reação do Ministério Público. Em Balneário Gaivotas, em caso pouco anterior de ocupação de dunas frontais, a Prefeitura foi intimada pelo Ministério Público, via Termo de Ajuste de Conduta (processo administrativo nº 1.33.003.000428/2003-87; Bitencourt *et al.* 2013), a adotar medidas de reversão da degradação ambiental e de proteção de ecossistemas costeiros. As medidas impostas foram: impedir novas construções em APP e em terrenos de marinha, além de remover as existentes; remover as espécies exóticas e substituí-las por espécies nativas, características de vegetação fixadora de dunas; implantar passarelas suspensas de madeira, para evitar que as dunas frontais sejam danificadas; e implementar estruturas fixadoras de dunas, com placas informativas. Medidas similares caberiam no caso de Balneário Arroio do Silva.

6.3.3.2 Planície Deflacionária

Os elementos morfológicos reconhecidos na planície deflacionária consistem principalmente de retrocordões, os quais são mais facilmente identificados no sistema eólico ativo. Nos sistemas inativos, a dificuldade de identificação destes elementos deve-se à sucessiva sobreposição das planícies de deflação antigas pelos cordões de precipitação de gerações mais novas.

A raridade e pouca nitidez de rastros lineares longitudinais está provavelmente ligada à pequena distância do campo de dunas em relação à linha de costa (cerca de 2 km), menor que em alguns campos de dunas na costa catarinense a norte do cabo de Santa Marta, como Ibraquëra, onde os rastros são tão bem ou melhor desenvolvidos que os retrocordões (Giannini 1993, 2007, Martinho & Giannini 2001, Martinho 2004, Martinho *et al.* 2006, Mendes *et al.* 2015). Assim, enquanto os ventos transversais à costa não tem pista suficiente para deixar rastros, ou subparalelos provavelmente não têm areia suficiente.

Uma questão intrigante no exame de imagens aéreas mais recentes do sistema eólico ativo em estudo é: a que elementos morfológicos corresponderiam as linhas sinuosas presentes na planície de deflação, subparalelas ao cordão de precipitação, e que se repetem a barlavento dele com espaçamento de algumas centenas de metros? Poderiam ser retrocordões ou antigos cordões de precipitação? Em vista dos resultados de comparação de imagens aéreas de diferentes datas, desde 1938, e que mostram que essa área era ocupada antes pelo campo de dunas (item 5.4), o mais provável é que se trate apenas de antigas formas de leito eólicas do campo de dunas, por exemplo barcanoides. Com a estabilização em curso do campo de dunas nas últimas décadas e a expansão em área da planície deflacionária, essas antigas cristas dunares se vegetaram parcialmente, e passaram a ser modificadas por *blowouts* e parabólicas superimpostas. O rumo de avanço dos lobos deposicionais destes *blowouts* e parabólicas varia gradualmente de NW a NE, na parte sudoeste da área, para W a SW na porção centro-nordeste (e.g. Figura 6.1). Em campo, essas linhas aparecem como cristas de areia com poucos metros de altura, em meio à vegetação arbustiva, frequentemente ladeadas ao interior por brejos ou mesmo pequenos corpos de água (largura métrica). Os dados de campo e imagens de satélite mostram que os

retrocordões da área são mais baixos, menos sinuosos e mais finamente espaçados que estas cristas de areia (Figura 5.15).

Nas colunas realizadas sob a planície deflacionária atual, em que se reconheceram três camadas (A, B e C, da base para o topo; Figura 5.17), observaram-se estratificações cruzadas de inclinação suave para SE, na camada intermediária. Considerando que se trate de fato de depósitos de planície deflacionária, as estratificações cruzadas podem ser atribuídas ao lado barlavento de retrocordões, passíveis de preservação graças à estabilização por vegetação (Martinho 2004, Giannini 2007).

O escurecimento ascendente gradual observado dentro de cada uma das camadas inferiores (A e B), além de concentrações de marcas de raízes no topo, marca a existência de dois hiatus deposicionais.

A cronologia LOE dos estratos sedimentares mostra que a camada mais inferior (A) depositou-se aproximadamente 1298 anos atrás, e o hiato deposicional materializado no paleossolo do topo desta camada envolveu exposição e erosão, com fotoesvaziamento, ocorridas por volta de 1086 anos atrás. A camada intermediária (B), com idade próxima da inferior (990 anos), marca a retomada da deposição ao final do hiato. Novo hiato deve ter ocorrido após a deposição dessa camada intermediária, como indicado tanto pelos indícios de paleossolo no topo desta camada, quanto pela diferença de vários séculos na idade da camada C, imediatamente acima (479 anos). A estabilização da planície deflacionária nesta área, com a formação do solo atual, ocorreu após esta data. Já a idade ^{14}C mais velha das partículas carbonosas na base da camada intermediária (B) refere-se provavelmente a restos orgânicos redepositados de antigos brejos da planície deflacionária, expostos e erodidos durante o primeiro hiato.

O intervalo de idades obtido nas fácies mais superficiais (B e C) dos depósitos da planície de deflação (990 ± 92 anos a 479 ± 41 anos) corresponde provavelmente à última atividade deposicional desta porção da planície deflacionária, antes de ela se tornar dominada por erosão e/ou estabilização. Já as idades encontradas na fácies A correspondem possivelmente ao momento em que esta porção do sistema ainda não era deflacionária, a julgar pelo mergulho das suas estratificações e do próprio topo da fácies para NW. Nesse contexto, o paleossolo no topo da fácies A marca possivelmente a instalação da planície deflacionária neste local. Nesse contexto, o engrossamento ascendente da granulometria (Figura 5.20), com aumento na

proporção de areia média (Figura 5.19), parece de fato representar o estabelecimento de condições cada vez mais deflacionárias.

Não há, porém, evidências deste aumento de deflação nos índices mineralógicos relacionados a seleção aero-hidrodinâmica (Figura 5.21). A diferença considerável entre os três estratos quanto ao índice relacionado à proveniência (Z_{Ri}) realça a importância do hiato representado pelo paleossolo do topo da camada A. Os índices supostos como de maturidade (Z_{TR}, T_{Hi} e E_{sEpi}) são maiores nesta camada, o que pode estar relacionado à maior dissolução de minerais instáveis na camada mais antiga e com paleossolo mais desenvolvido.

6.3.3.3 Cordões de Precipitação

A distribuição espacial dos resultados de datação nos cordões de precipitação antigos confirma o padrão previsto de idades cada vez mais novas rumo à costa (Figura 5.33), o que fica evidenciado em dois aspectos principais: a franca concentração de idades mais antigas que 5 ka ao interior (NW) da Lagoa de Fora, em contraste ao domínio de idades mais novas ao exterior; e os resultados dos três perfis transversais aos cordões a NE da Rodovia Prof. José Tiscoske e de Balneário Gaivota, com três pontos cada um, os quais respeitam a sequência decrescente de idades rumo à costa (Tabela 5.6). Além disso, discrepâncias de idade em relação à sequência esperada nos perfis vizinhos estão todas dentro da margem de erro das datações. Por outro lado, a distribuição dos resultados de datação ao longo do que seria aparentemente um mesmo alinhamento de cordão de precipitação, o mais interno, evidencia variação de idades de aproximadamente 6,1 ka a 4,9 ka, intervalo superior à margem de erro, o que sugere que a estabilização de parte dos cordões não ocorreu de modo uniforme.

As idades dos cordões de precipitação antigos variam entre 6,1 e 2,0 ka, ao longo de uma distância transversal à costa de menos de 3 km, o que permite estimar uma taxa de migração do cordão, em direção ao mar (“progradação” do campo de dunas), de 0,66 m/ano (dados do transecto sul na Tabela 5.6). Há um claro decréscimo na taxa de “progradação” no decorrer desse intervalo de tempo, passando de 1,50 a 4,08 m/ano, antes de 4,7 ka, para 0,26 a 0,54 m/ano, depois. Idades parecidas e o mesmo efeito de decréscimo da taxa de “progradação” ocorrem na barreira costeira

vizinha a norte, entre Araranguá e Campo Bom, onde Rodrigues *et al.* (2020) registraram idades de cordões de precipitação entre 6,2 e 2,3 ka e taxas de migração do campo de dunas variando de 0,89 m/ano, entre 6,2 e 4,2 ka, para 0,25 m/ano, entre 4,2 e 2,3 ka. Os valores de taxa de “progradação” maiores a sul de Araranguá (esta tese) de que a norte (Rodrigues *et al.* 2020) podem ser atribuídos ao fato de a área aqui estudada estar compreendida entre dois antigos estuários, portanto com maior aporte terrígeno à área costeira. É pela mesma razão que a progradação costeira iniciou-se antes a sul, entre Mampituba e Araranguá (6,6 ka) de que a norte, entre Araranguá e Campo Bom (6,2 ka), considerando que o início da progradação marca o momento em que o suprimento terrígeno superou a criação de espaço de acomodação (subida do nível do mar). Em ambos os casos, a progradação iniciou-se poucos séculos antes do máximo NRM na região (atingido entre 5,9 e 5,6 ka AP, segundo Angulo *et al.* 1999, 2006).

A redução regional da taxa de “progradação” a partir do final do Holoceno Médio (*i.e.*, a partir de 5,7 a 4,2 ka) pode ser atribuída a três fatores possíveis, não excludentes entre si: redução na taxa de declínio do nível relativo do mar; redução no aporte sedimentar continental; aumento do tamanho de equilíbrio (largura) do campo de dunas, devido a pequenas mudanças na razão entre força do vento e estoque sedimentar disponível na praia. Não há evidências que permitam defender a primeira hipótese, com base nos dados de nível do mar atualmente disponíveis em Santa Catarina (Angulo *et al.* 1999, 2006, Toniolo *et al.* 2020), e a terceira hipótese é difícil de ser testada no estágio atual de conhecimento da área. Já a segunda hipótese tem a seu favor, como já defendido por Rodrigues *et al.* (2020), o fato de a paleoprecipitação, inferida de dados de espeleotemas em Santa Catarina (Bernal *et al.* 2017), mostrar aumento acentuado entre 7 e 4 ka, tornando-se aproximadamente estável a altos valores a partir daí. Desse modo, a elevação da precipitação e do suprimento sedimentar no decorrer de grande parte do Holoceno Médio seria uma razão plausível para o aumento da taxa de progradação subaquosa e, por consequência, da taxa de “progradação” do campo de dunas (admitido seu equilíbrio posicional com a costa), verificado, na região entre Mampituba e Campo Bom, entre 6,6 e 4,2 ka.

A evidência estratigráfica de progradação subaquosa foi obtida por Silva (2011) ao realizar um perfil de GPR na borda da barreira holocena inativa, nas proximidades da Lagoa do Sombrio (Figura 6.16A). Na seção de radargrama (Figura 6.16B), o autor

reconheceu cinco radarfácies, que foram por ele interpretadas de acordo com a terminação dos refletores, geometria e padrão interno das reflexões (Figura 6.16C).

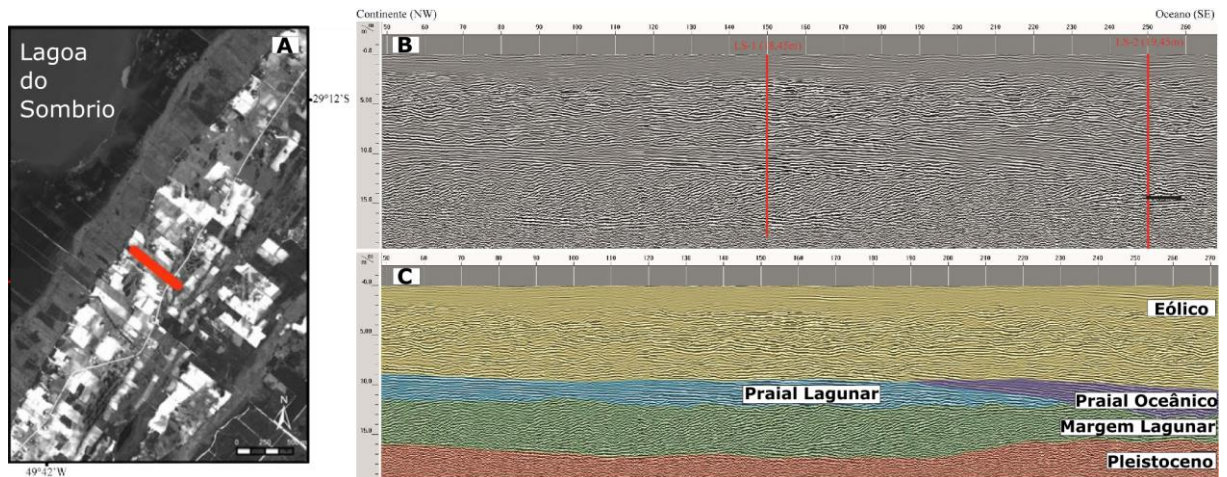


Figura 6.16. Levantamento de GPR feito por Silva (2011): A) Localização do perfil de GPR; B) seção de radargrama; C) radarfácies interpretados pelo autor.

Com base no radargrama de Silva (2011), as radarfácies foram aqui reinterpretadas, adicionando-se à interpretação original daquele autor os resultados das fácies observadas em campo nesta pesquisa. Nesta reinterpretação (Figura 6.17), reconheceu-se, sobre os depósitos pleistocenos da base da seção, o registro da retrogradação ocorrida no Holoceno, com clinofórmias mergulhando para NW, e, sobre ele, a radarfácies de progradação da linha de costa, com clinofórmias mergulhando no rumo oposto. A disposição dos refletores da radarfácies superior (Figura 6.17A), interpretada tanto aqui como por Silva (2011) como o registro do sistema eólico holoceno (Figuras 6.16C e 6.17B), evidencia que o campo de dunas transgrediu à medida que a costa progradava.

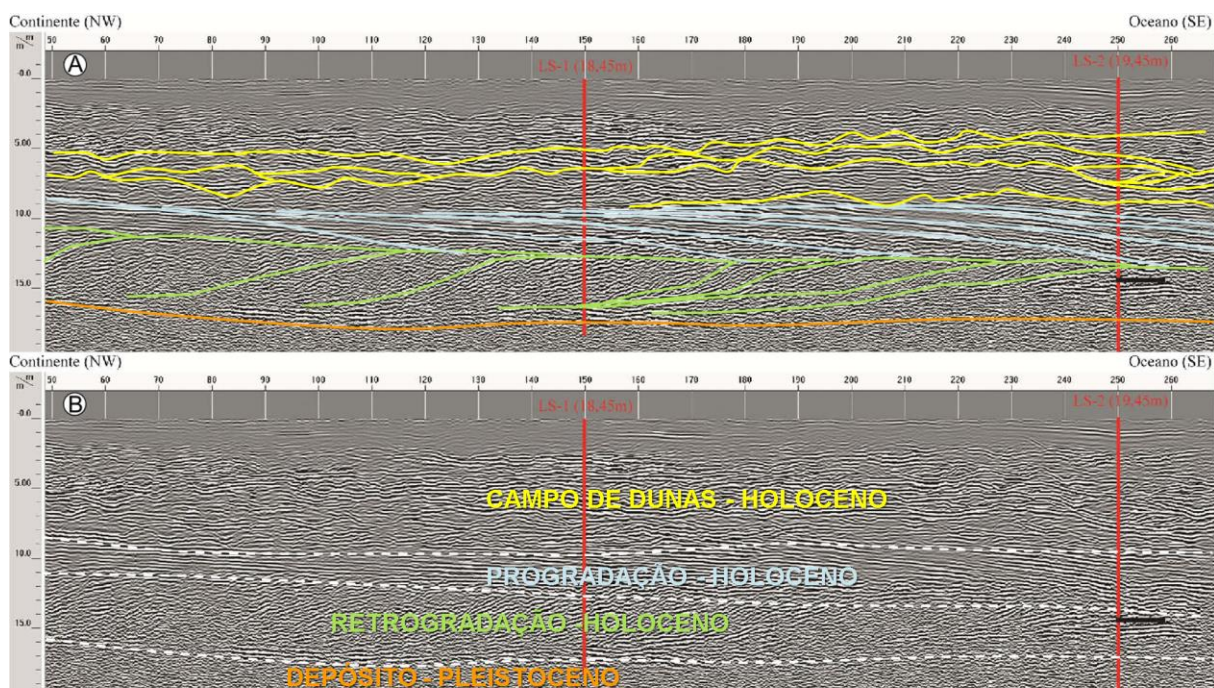


Figura 6.17. Reinterpretação do radargrama de Silva (2011), de acordo com os dados de campo, sensoriamento remoto e datações desta tese: A) seção de radargrama, com traçado dos principais refletorres, distintos, por cor, quanto a forma e rumo de mergulho aparente; B) representação das radarfácies reinterpretadas com base na geometria e atitude dos refletorres.

Terrenos com feições onduladas de até 1m de altura e grande comprimento de onda (dezenas de metros) foram reconhecidos a sotavento de cordões de precipitação antigos (observados nos pontos SCP-04, 05, 07 e 08; Figura 5.1), mostrados na Figura 6.18. Estes terrenos também poderiam ser atribuídos a possíveis lençóis eólicos, no caso formados pelo retrabalhamento distal de areias dos cordões de precipitação. A interpretação é que esse lençol, com presença, algumas vezes, de mini-cordão de precipitação terminal, em contato com paleolaguna, represente espasmos de transporte e deposição eólica, retrabalhando o cordão de precipitação principal. Como as relações temporais entre o mini-cordão e o cordão principal são duvidosas, o retrabalhamento em lençol pode ter sido contemporâneo ou posterior à atividade do cordão principal.



Figura 6.18. Lençóis eólicos de altura métrica e amplitude decamétrica observados a sotavento dos cordões de precipitação inativos (ponto SCP-04)..

A comparação sedimentológica entre diferentes gerações de cordões de precipitação a NW do Balneário Gaivotas, de CP-1, mais antigo, para CP-4, mais novo, mostra tendência de piora de seleção e aumento de assimetria de CP-1 a CP-3, com quebra deste padrão e mudança mais ou menos marcada nos atributos granulométricos de CP-3 para CP-4. De CP-4 para CP-A (cordão ativo), passa a aparecer tendência combinada de engrossamento, melhora de seleção e aumento de assimetria. Esta mesma tendência foi encontrada ainda do conjunto dos cordões inativos (CP-1 a CP-4) para o cordão ativo (CP-A). Como o padrão mais grosso, melhor selecionado e mais positivo é indicador de transporte sedimentar (McLaren & Bowles 1985), uma interpretação possível é que o registro deste padrão, neste caso ao longo do tempo (de CP-4 a CP-A e dos cordões inativos para o ativo), e não da distância de transporte, pode ser considerado sugestivo de retrabalhamento, isto é, os cordões mais antigos poderiam ter funcionado ou estar funcionando como fonte para os cordões mais novos ou o atual; no entanto, é difícil imaginar um mecanismo pelo qual isso possa acontecer neste caso, sem evidência de discordância na sucessão de cordões, e sob ação de ventos *onshore*; outra hipótese, mais

parcimoniosa, é a intensificação de processos deflacionários, concentrando seletivamente frações mais grossas, o que parece compatível com o aumento recente de precipitação verificado em dados meteorológicos (Martinho *et al.* 2010, Mendes & Giannini 2015, esta tese) e com o processo de estabilização, em andamento, no sistema eólico ativo (item 5.2.5.1). Já a quebra de padrão de variação de CP-3 para CP-4 pode estar ligada à mudança na taxa de progradação detectada nos resultados de datação, visto que uma linha de costa mais estacionária (menos progradante) favoreceria a chegada de maior quantidade de sedimentos, inclusive finos e, portanto, uma certa redução na taxa de deflação.

Quebra de tendência de variação sedimentológica de CP-3 para CP-4 foi observada também nos resultados de índices mineralógicos de maturidade, TH e ZTR (Figura 5.37). De CP-1 a CP-3, tem-se tendência de queda da maturidade, o que é compatível com a queda de idade e, portanto, de efeitos de dissolução pós-deposicional. Variações desse tipo, ainda que sutis, foram encontradas por Angulo *et al.* (1996), através de feixes de cordões litorâneos holocenos da Ilha do Mel. Já de CP-3 até CP-A, a maturidade passa a aumentar.

Geomorfologicamente, não existe nenhum aspecto que demonstre a quebra no comportamento longitudinal da granulometria dos cordões de precipitação ativos na altura da distância 45 km rumo NE (Figura 5.28). O que ocorre, de uma maneira mais geral, é o aumento da proporção de areia média e do tamanho médio dos grãos a partir dos limites dos dois rios em direção ao centro da área. Um dos reflexos disso é de engrossamento do tamanho médio de grão rumo NE até a distância 45 km, com afinamento a partir daí até a extremidade nordeste. O afinamento no setor nordeste é compatível com a redução do índice de seleção hidráulica (proximalidade) ZT, nesse setor. Os índices Ep_{Sii} e $Ep_{SiAnSii}$ aumentam rumo NE ao longo do segmento nordeste (Figura 5.30). Supõe-se, portanto, que, para esta feição, na área de estudo, os índices envolvendo epídoto possam estar sendo influenciados por outros fatores que não o transporte sedimentar; por exemplo, a fonte.

No cordão inativo, o engrossamento (Figura 5.36) e o aumento de ZTi (Figura 5.38) para NE foram detectados, o que é compatível com o trecho amostrado mais restrito, correspondente ao trecho sudoeste do cordão ativo. Estas tendências de variação longitudinal são diferentes das observadas na praia-duna (Figura 5.9) e, portanto, não parecem ser herança da fonte. Podem talvez estar correlacionadas às

mudanças de direção e intensidade de ventos encontradas entre as estações de Araranguá e Torres (Figura 5.58).

6.3.3.4 Cordão Eólico

Os cordões eólicos são interpretados como antigos cordões de precipitação, apesar da morfologia mais descontínua e menos sinuosa que outros cordões de precipitação inativos da área. As duas principais evidências são: sua passagem lateral, rumo NE, para cordões de precipitação inativos típicos, sinuosos e paralelos aos cordões de precipitação ativos; e sua semelhança e paralelismo com os cordões de precipitação ativos da mesma área, os quais também são relativamente pouco sinuosos e mais paralelos à linha de costa.

A Figura 6.19 ilustra os alinhamentos de cordões de precipitação inativos e cordões eólicos, traçados a partir das fotografias aéreas de 1938, em que eles estão mais nítidos, em parte por se encontrarem melhor preservados. Observa-se que estes alinhamentos são mais numerosos e retilíneos na porção sudoeste da planície costeira, até os arredores de Balneário Gaivotas. A SE da Lagoa do Caverá, os alinhamentos reconhecíveis tornam-se ligeiramente mais sinuosos e em menor número, tendências que se acentuam a NE até Arroio do Silva, onde a sinuosidade aumenta mais (Figura 6.19). Esse mapa de alinhamentos evidencia a continuidade lateral entre os cordões de precipitação inativos e as feições aqui designadas como cordões eólicos (indiferenciados).

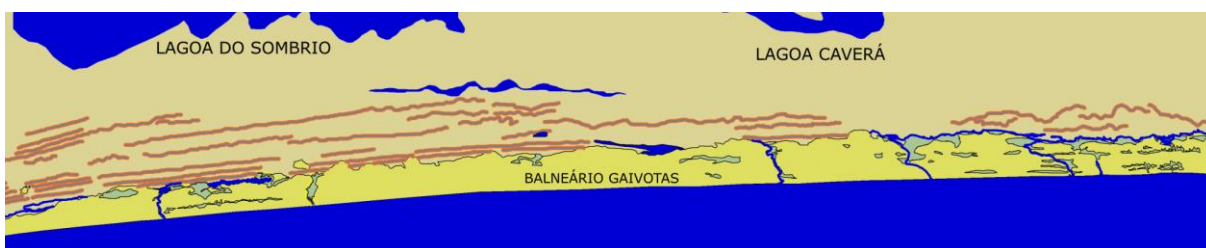


Figura 6.19. Variação dos cordões inativos de SW a NE, mostrados na cor laranja. O campo de dunas ativo é mostrado em amarelo enquanto que o inativo, junto com parte da paleolaguna, aparece em ocre. Morfologias interpretadas a partir de fotografias aéreas de 1938.

As idades destes cordões eólicos, entre $5,5 \pm 0,3$ ka e $2,5 \pm 0,2$ ka são similares às encontradas nos cordões de precipitação da área de estudo (de 6,6 ka a 2,2 ka) e também na planície costeira imediatamente a NE, entre Campo Bom e a foz do rio

Araranguá (entre 6,1 ka e 2,3 ka; Rodrigues 2017, Rodrigues *et al.* 2020). Essas idades são coerentes com a formação de seus depósitos ao final da última transgressão marinha, possivelmente acompanhando a regressão em pulsos da linha de costa.

As pequenas diferenças de idades encontradas entre os perfis Rio Novo e Estiva dos Rodrigues bem como com os cordões de precipitação mais a NE sugerem leves variações da dinâmica e estabilização do sistema ao longo da costa, o que pode ter relações com o maior ou menor aporte eólico.

As idades LOE destes cordões ficam cada vez mais novas à medida que se aproxima da linha de costa em ambos os perfis, o que confirma o suposto padrão regressivo. As taxas de progradação encontradas, entre 0,73 m/ano e 0,82 m/ano, também são da mesma ordem de grandeza das medidas nos cordões de precipitação da área estudada nesta tese e na área vizinha a norte, estudada por Rodrigues *et al.* (2020).

Tendências de variação sedimentológica detectadas dos cordões eólicos mais antigos para os mais novos tais como aumento da concentração de areia média, com melhora de seleção e engrossamento do tamanho médio e aumento de ZTi, EpSii e EpSiAnCii (Figura 5.25), são compatíveis com aumento de processos deflacionários ao longo do tempo, com concentração residual crescente de grãos mais grossos ou mais pesados.

Na Figura 6.20, é possível observar, de 1938 a 1957, o tênue acréscimo de área de areia exposta (campo de dunas ativo) tanto na área hoje intensamente ocupada de Passo de Torres, quanto em Morro dos Conventos (Araranguá), onde a ocupação antrópica é bem menor. De 1957 a 1978, houve ligeira redução na área de areia exposta na região do Morro dos Conventos, igualmente mostrada em Passo de Torres. Já de 1978 a 2018, a redução da área de areia exposta segue em Passo de Torres e é fortemente acentuada em Morro dos Conventos. Estes resultados demonstram que a tendência de estabilização do sistema, a partir do intervalo 1957-1978, ocorre independentemente da interferência antrópica.

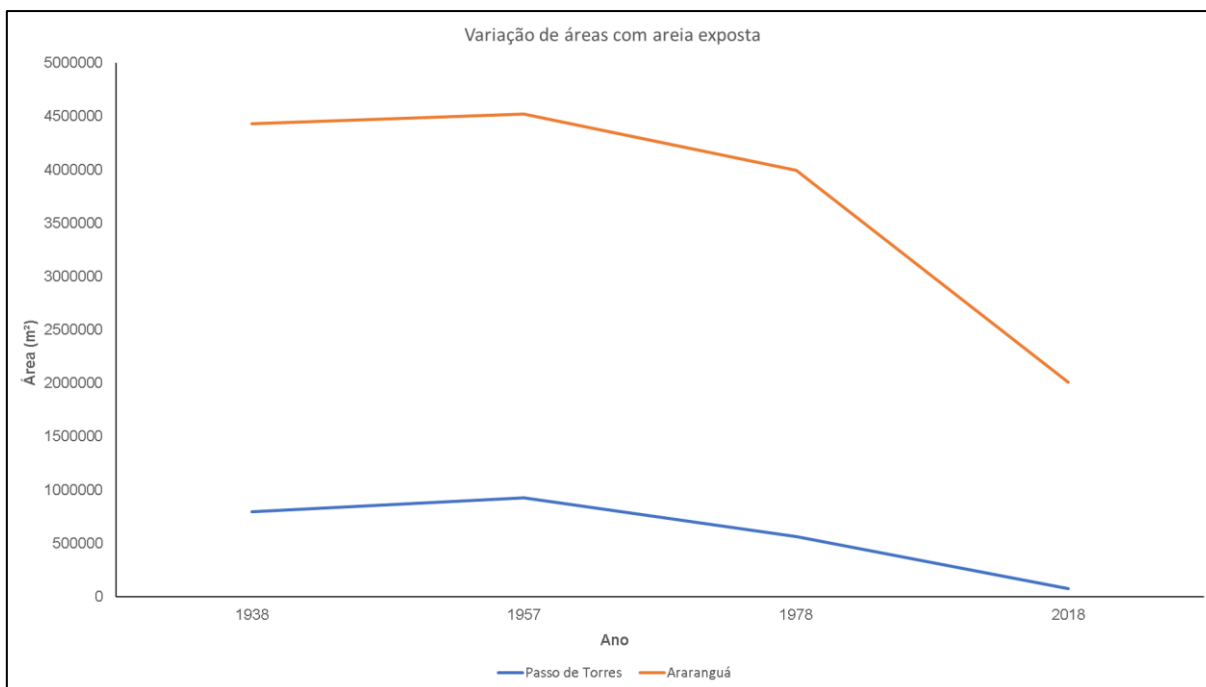


Figura 6.20. Variação da área do sistema eólico ativo com areia exposta avaliada nas imagens aéreas de 1930 a 2018.

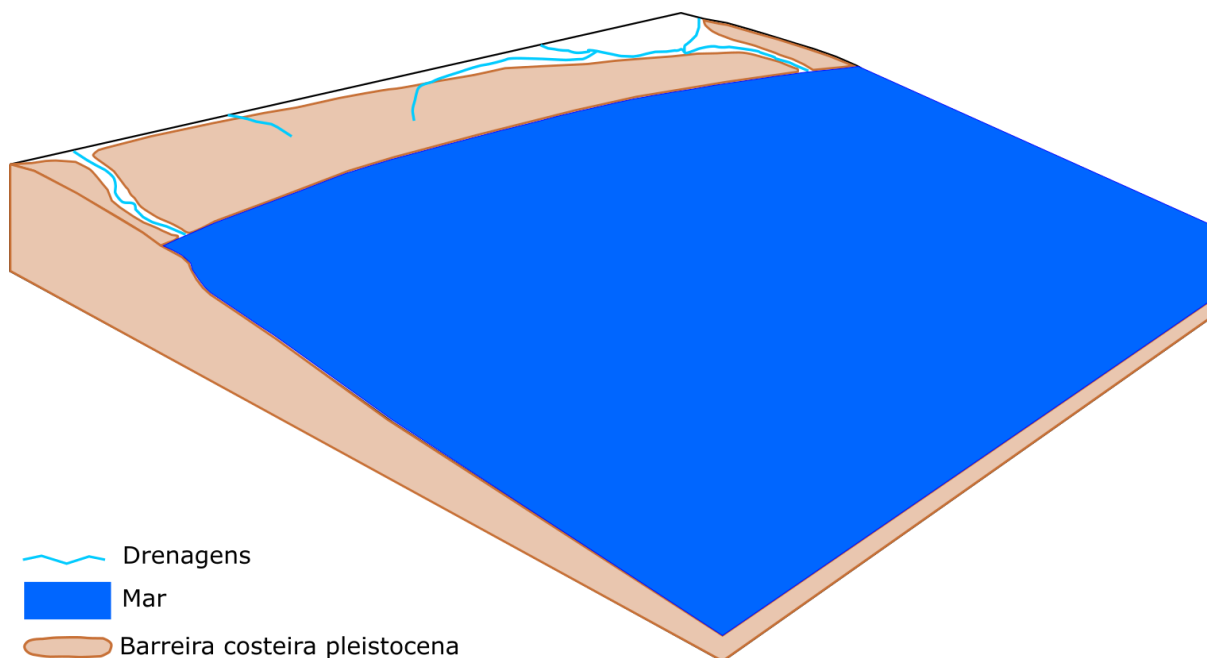
6.4 Modelo Evolutivo da Barreira Costeira

A partir dos resultados obtidos, construiu-se um modelo de evolução da barreira costeira entre as fozes dos rios Mampituba e Araranguá, mostrada das Figuras 6.21 a 6.25.

O modelo é apresentado em cinco estágios. O estágio I desenvolveu-se durante a máxima inundação associada ao NRM alto do Pleistoceno (MIS 5e). O estágio II representa a descida do NRM no UMG, até cerca de 120 m abaixo do atual. O estágio III corresponde à máxima inundação do Holoceno. O estágio IV é o fechamento do corpo lagunar; e o estágio V representa o campo de dunas transgressivo da barreira holocena, em sua configuração atual.

6.1. Estágio I

Representado pela formação de barreiras arenosas no Pleistoceno, cerca de 120 ka atrás (Figura 6.21), quando o NRM pode ter atingido cerca de 10 m na costa sul do Brasil (Martin *et al* 1988). Esta barreira serviria mais tarde de substrato para os depósitos de lençóis de areia que hoje sustentam os terraços altos.






-  Drenagens
-  Mar
-  Barreira costeira pleistocena

Figura 6.21. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais no MIS 5e, há cerca de 120 ka.

6.2. Estágio II

Marcado pela descida do NRM por mais de 120m e deslocamento da linha de costa por aproximadamente 100 km da posição atual (Figura 6.22). Com o abaixamento do nível de base de erosão, formaram-se os vales incisivos dos rios Mampituba e Araranguá, sobre a barreira costeira do Pleistoceno e a sua cobertura eólica então já existente. Esta cobertura foi em grande parte estabilizada logo em seguida, durante o episódio de aumento de umidade observado no HS1. As últimas estabilizações de lençóis eólicos ocorreram no YD, com aumento de umidade e melhoramento do clima no final do Pleistoceno.

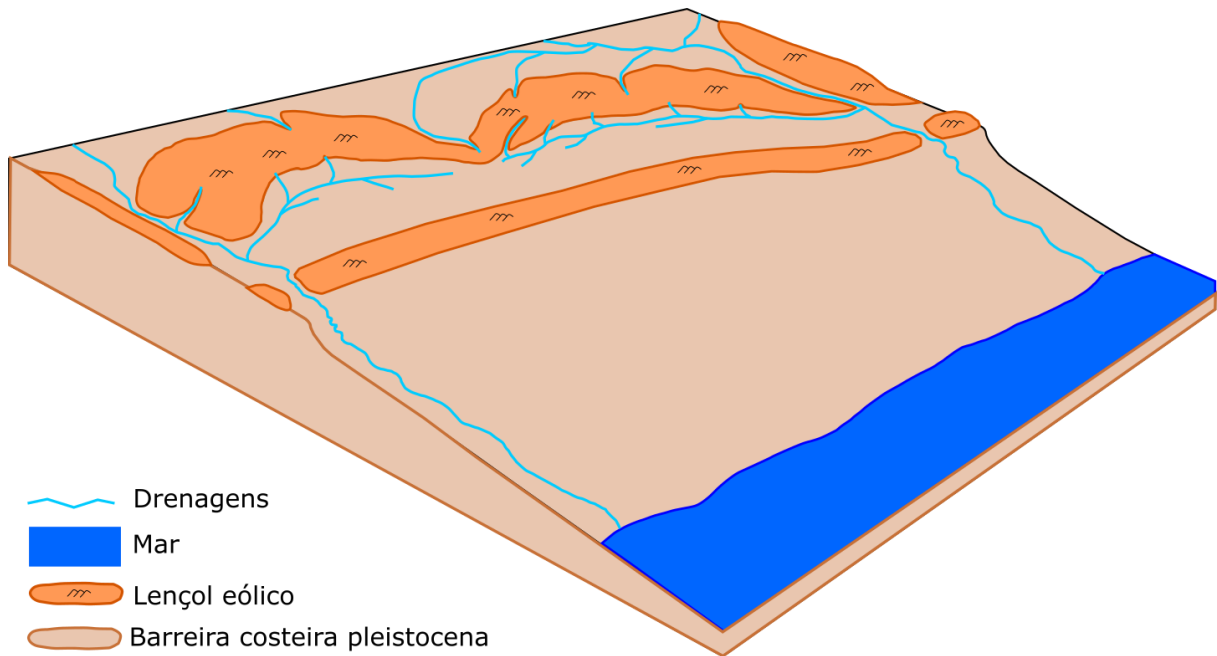


Figura 6.22. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais, no UMG (MIS 2), cerca de 21 ka atrás.

6.3. Estágio III

Representado pela máxima inundação ligada ao NRM alto pós-glacial, pelo menos 2 m acima do atual, com afogamento dos vales incisos anteriormente formados sobre os terraços altos (Figura 6.23). Tem-se assim o desenvolvimento dos sistemas estuarinos/lagunares dos rios Mampituba e Araranguá e o início da forma o de nova barreira costeira arenosa, junto às por oes mais retilíneas da linha de costa. Com isso, configuram-se duas lagunas, uma mais interna, de afogamento de vales   retaguarda do terraço alto (barreira arenosa antiga), e outro mais externo, entre o terraço alto e a nova barreira arenosa, supostamente transgressiva.

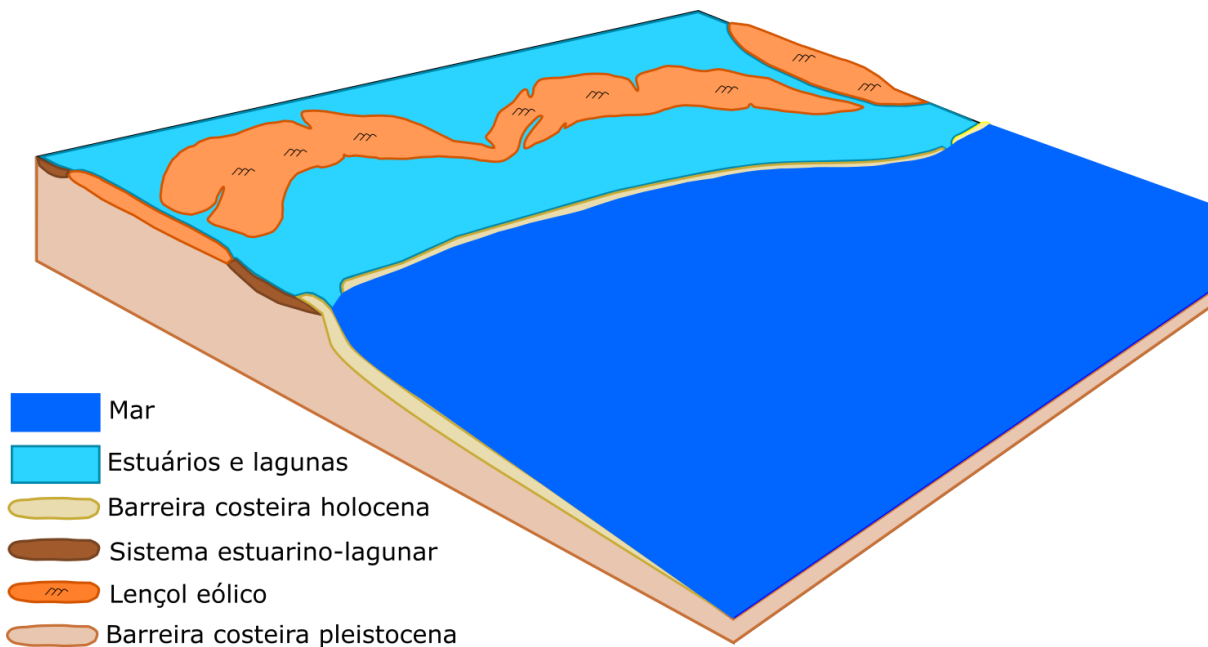


Figura 6.23. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais por volta da máxima inundação do Holoceno, cerca de 6 ka atrás.

6.4. Estágio IV

Marcado pelo início da regressão marinha (Figura 6.24), com assoreamento do corpo lagunar mais ao interior, isolamento do corpo lagunar externo (Lagoas do Sombrio e do Caver ) e da progradac o da barreira holocena, agora já coberta por campo de dunas transgressivas.

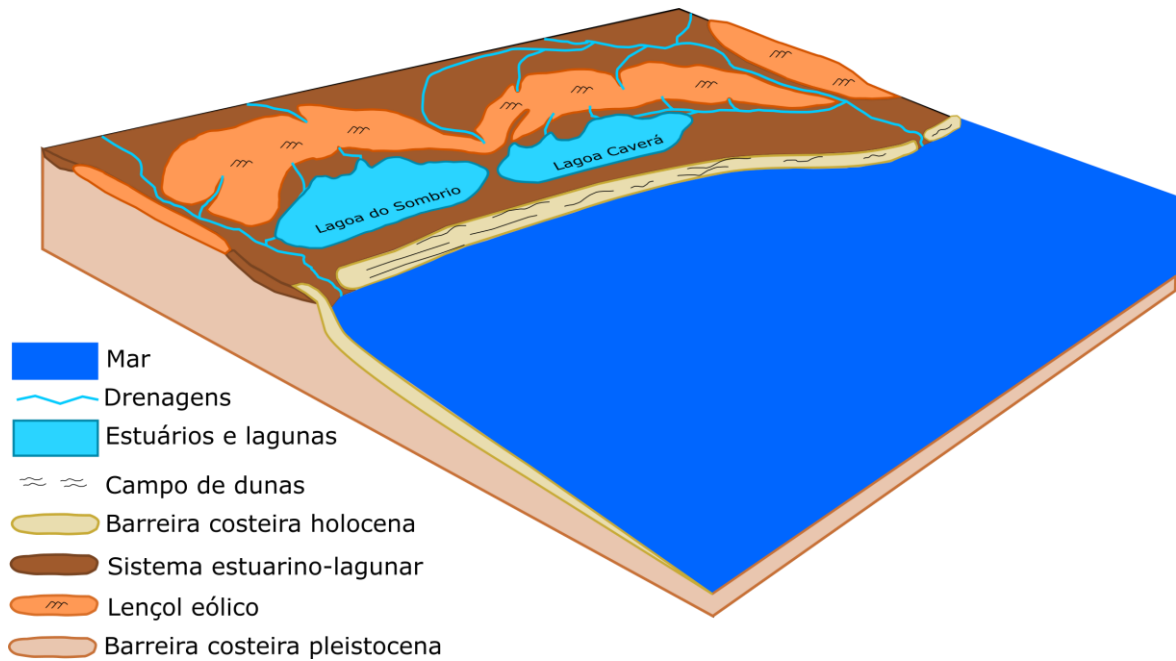


Figura 6.24. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais, no início da regressão marinha holocena.

6.5. Estágio V

Representa a configuração atual, com lagoas mais assoreadas e um feixe de antigos cordões de precipitação (Figura 6.25). Após sucessivos abandonos e estabilizações de cordões de precipitação, em resposta à regressão da linha de costa, o campo de dunas transgressivas atinge sua posição atual. Na escala das últimas cinco a seis décadas, entra em processo de estabilização, possivelmente por controle climático.

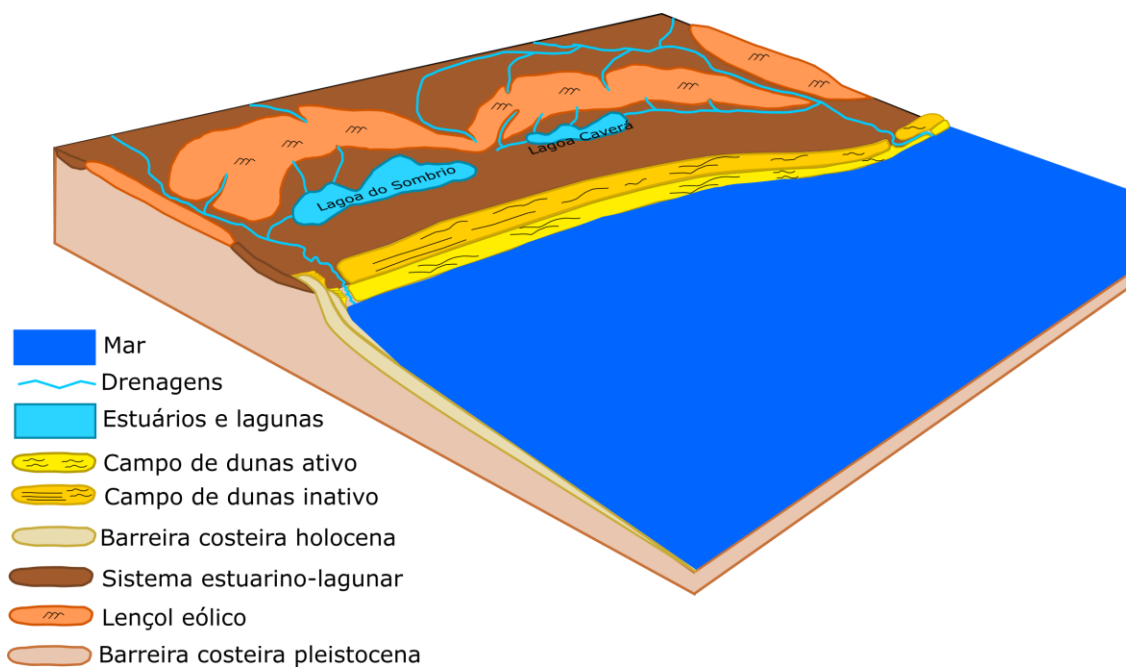


Figura 6.25. Modelo evolutivo de sistemas deposicionais na configuração atual.

7. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos e discutidos nesta tese, as principais conclusões são enumeradas a seguir:

- 1- A unidade morfoestratigráfica mais antiga da região corresponde aos lençóis eólicos, com altitudes de até 25m e idades anteriores à época de máxima inundação marinha do Holoceno (49.961 ± 3.759 anos e 7.928 ± 777 anos), formados a partir do retrabalhamento superficial, pelo vento, de areias marinhas correlatas à regressão que sucedeu à máxima inundação marinha do EIM5e. Além da altitude elevada, a evidência do caráter de lençol eólico é a superfície ligeiramente ondulada, porém sem indícios de paleodunas típicas.
- 2- O período de deposição dos lençóis de areia abrange pelo menos dois momentos de clima mais úmido que o atual na região, intercalados com um momento de clima mais seco no meio do intervalo (em torno de 30 ka). A formação de lençóis, que pressupõe intensa deflação e, portanto, cobertura vegetal esparsa, deve ter sido favorecida pelo clima mais seco do meio do período e também pela “continentalização” do clima da área, devido ao grande distanciamento do mar. Desse modo, com o avanço da transgressão no Holoceno Inicial, a cobertura vegetal mais densa teria se estabelecido e a formação dos lençóis cessado.
- 3- Os rios Mampituba e Araranguá possuem forte relação de proveniência com os lençóis eólicos, tanto por serem remanescentes de vales incisos nesses lençóis, como por terem ainda hoje parte de sua bacia de captação sobre eles. A relação de derivação dos sedimentos dos rios a partir dos lençóis é reforçada pela similaridade entre estas duas unidades em vários dos resultados granulométricos e mineralógicos obtidos (e.g. proporção de areia fina, desvio padrão, ZR_i, ZT_i, TH_i). Outra unidade que se assemelha sedimentologicamente à dos lençóis, provavelmente por ter origem e idade similar, é a de rampa eólica.
- 4- Sobre a barreira costeira arenosa holocena, formaram-se os sucessivos pulsos de campos de dunas transgressivas, reconhecidos principalmente pelos seus cordões de precipitação. As datações em cordões de

precipitação inativos mostram padrão de idades cada vez mais novas rumo à costa, confirmando que eles se formaram à medida que o campo de dunas se reposicionava, sem grandes mudanças de forma e tamanho, em resposta à regressão da linha de costa.

- 5- Ao exame de séries temporais de fotografias aéreas e imagens de satélite, as tendências de queda de DEP e aumento de chuvas, verificadas nos registros meteorológicos diários das estações meteorológicas próximas, desde 1962, refletem-se na diminuição de área coberta por elementos morfológicos eólicos de campo de dunas e aumento nas áreas deflacionárias e cobertas por vegetação em geral. Existe, portanto, em curso, um processo decadal de redução de saturação de areia e estabilização do sistema eólico costeiro; este processo tem caráter regional (Sul-Sudeste do Brasil) e controle climático, possivelmente ligado à dinâmica do SMAS.
- 6- A tendência de engrossamento e melhora de seleção encontrada dos cordões de precipitação mais antigos para o ativo pode estar ligada à intensificação de processos deflacionários, compatível com o aumento recente de precipitação e com o processo de estabilização, em andamento, no sistema eólico ativo.
- 7- Apesar da retração do campo de dunas, notado após as fotografias aéreas de 1957, existem ao longo do período estudado sinais de avanço das dunas nas bordas do sistema tanto para o interior (NW), quanto longitudinalmente (para N a NE e SW). Em Passo de Torres, no extremo sul da área, o avanço para N a NE foi maior que para SW.
- 8- A comparação entre Araranguá e Torres quanto a rosas de vento e rosas de areia mostra mudanças azimutais importantes nos ventos dominantes, com aumento relativo dos ventos de sul em Torres, em detrimento de ventos de norte e leste. Esta mudança reflete-se na direção de migração preferencial de lobos deposicionais de cordões de precipitação e *blowouts* da área de estudo.
- 9- A complexidade do padrão de variação longitudinal de granulometria no sistema praia-duna atual reflete tanto esta atuação de ventos de diferentes orientações, com variação espacial, quanto a forte interação entre sedimentos de praia e duna frontal, como esperado sob morfodinâmica

dissipativa. Os sedimentos dunares sofrem erosão regular por *blowouts* de orientação oposta à da deriva, e são frequentemente reincorporados, via erosão por ondas, na antepraia. Assim sendo, a deriva litorânea regional para NE ficou evidenciada pela regra de McLaren somente no terço sudoeste do perfil de praia, que é o menos afetado por *blowouts* para quadrantes de sul e oeste.

- 10- A praia-duna apresenta o valor mais elevado de ZTi dentre as unidades costeiras holocenas estudadas, o que pode decorrer do seu caráter mais proximal, de área fonte para essas unidades.
- 11- O aumento da urbanização, e interferências antrópicas associadas, no sistema eólico atual afetou e continua afetando a dinâmica dos elementos morfológicos, tanto na sua porção mais distal, onde plantas exóticas têm sido introduzidas para impedir o avanço dos cordões de precipitação, quanto também nas dunas frontais, onde, além da introdução de espécies exóticas, têm havido casos de remoção completa da vegetação ou das próprias dunas, como em Balneário Arroio do Silva.
- 12- A resposta da natureza à interferência invasiva de Balneário Arroio do Silva foi o deslocamento, por várias dezenas de metros, da área de acumulação eólica e da zona de amortecimento das ondas para os anteparos artificiais (muros e casas) da área urbana

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU DE CASTILHOS, J. & GRÉ, J.C.R. 1997. Praias da ilha de Santa Catarina: caracterização morfológica e problemas de erosão costeira. In: SIERRA DE LEDO, B.; KLINGEBIEL, A.; SORIANO-SIERRA, E. (eds.). Atas, Colóquio Franco-Brasileiro – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis: UFSC, pp.107-113
- ALFARRAH, N., WALRAEVENS, K. 2011. Hydrogeological and hydrogeochemical investigation of the coastal area of Jifarah Plain, NW Libya. Tese de Doutorado. PhD thesis, Laboratory of Applied Geology and Hydrogeology, Ghent University, Belgium.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. MeteorologischeZeitschrift, v.22, n.6, p.711-728.
- AMARANTE, O.A.C.; BROWER, M.; ZACK, J.; DE SÁ, A.L. 2001. Atlas do Potencial Eólico Brasileiro. Brasília, p. 45.
- ANDERTON, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. eds. Recent Developments and Applied Aspects. Oxford, The Geol.Soc. - Blackwell Scientific Publ. p.31-47.
- ANGULO R. J. 1984. As Praias do Parana - Problemas Decorrentes de Uma Ocupação Inadequada. Análise Conjuntural, Ipardes, Curitiba, 6(1):1-4. Curitiba
- ANGULO R. J. 1993. A ocupação Urbana do Litoral Paranaense e As Variações da Linha de Costa. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 41:73-81.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. 1996. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões holocênicos, como função da idade deposicional, na ilha do Mel (PR). Curitiba, Boletim Paranaense de Geociências, 44: 77-86.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSEDA, L.C.R. 1999. Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. Marine Geology, 159(1999): 323-339.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews, 25: 486-506.
- ARAÚJO, J.C.H. 2016. Entre expropriações e resistências: à implementação de parques eólicos na zona costeira do Ceará, Brasil. Cadernos do CEAS: Revista crítica de humanidades, n. 237, p. 327-346.
- BAGNOLD, R.A. 1941. The Physics of Blow Sand and Desert Dunes. London: Methuen, 265 p.
- BARBOSA, L.M. 1997. Campos de Dunas Costeiras Associados à Desembocadura do Rio São Francisco (SE/AL): Origem e Controles Ambientais. Salvador, BA, Universidade Federal da Bahia. Tese de Doutorado (inéd.), 202p.

- BARBOSA, L.M.; DOMINGUEZ, J.M.L. 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, Northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Process and Landforms*, 29(4): 443-456.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. & AYUP-ZOUAIN R.N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais. *Gravel*, Porto Alegre, v.6, n.1, p. 125- 138.
- BARBOUTI, A.I. & RASTIN, B.C. 1983. A study of the absolute intensity of muons at sea level and under various thickness absorber. *Journal of Physics G, Nuclear Physics*, 9: 1577-1595.
- BARRETO, G.A.M. 2011. O Papel da Maré e da Descarga Fluvial na Circulação do Estuário do Rio Araranguá. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 32p.
- BARROS, C. E., TOLDO Jr, E. E., & RIZZARDO, R. 2005. Concentração de Minerais Pesados das Praias do Litoral Norte e Médio do Rio Grande do Sul: Relações entre Deriva Litorânea e Processos Erosivos. In CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Vol. 10, p.
- BENTZ, D. 2004. Os Cordões Litorâneos da Planície de Una-Juréia, Municípios de Peruíbe e Iguape, SP. São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, IG-USP, 108 p., 4 anexos.
- BIANCINI, A. em produção. Análise geomorfológica e estratigráfica de barreiras costeiras regressivas, durante o Holoceno. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de doutorado.
- BIGARELLA, J.J. 1975. Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. *Catena*, 2, 107-152.
- BISCAYE, P.E., 1964. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. *Am. Mineral.* 49: 1281-1289.
- BITENCOURT, N.L.R.; SORIANO-SIERRA, E.J.; ERNANDORENA, P.R. 2013. Ações para conter impactos ambientais na orla marítima: caso do município Balneário Gaivota. *OLAM-Ciência & Tecnologia*, v. 13, n. 1.
- BITENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; FERREIRA, Y.A. 1983a. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2): 23-97.
- BITENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y.A. 1983b. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado de Sergipe. DGM/DNPM.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; MANZOLLI, R.P.; BARBOZA, E.G. 2020. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *GEOMORPHOLOGY*, v. 1, p. 107180.
- BRANNSTROM, C.; GORAYEB, A.; DE SOUZA MENDES, J.; LOUREIRO, C.; DE ANDRADE MEIRELES, A.J.; DA SILVA, E.V.; DE OLIVEIRA, R.F. 2017. Is Brazilian wind power development sustainable? Insights from a review of conflicts in Ceará state. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 67, 62-71.

- BRISTOW, C., MOUNTNEY, N.P., 2013. Aeolian stratigraphy. In: Shroder, J., Lancaster, N., Sherman, D.J., Baas, A.C.W. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, pp. 246–268.
- BRUUN, P. 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, 88(1), 117-132.
- CALLIARI, L.J.; GUEDES, R.M.C.; PEREIRA, P.S.; LÉLIS, R.F.; ANTIQUEIRA, J.A. & FIGUEIREDO, S.A. 2010. Hazards and risks associated to coastal processes along the southern Brazilian coastline: A synthesis. *Braz. J. Aquat. Sci. Technol.* 14(1): 51-63. ISSN 1808-7035.
- CAROL, E.; KRUSE, E.; POUSA, J. 2008. Environmental hydrogeology of the southern sector of the Samborombon Bay wetland, Argentina. *Environmental Geology*, v. 54, n. 1, p. 95-102.
- CARTER, R.W.G., NORDSTROM, K.F. & PSUTY, N.P., 1990. The study of coastal dunes. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. & Carter, R.W.G., *Coastal Dunes: Form and Process*, Wiley, Chichester, 1-14.
- CASTRO, J.W.A.; MALTA, J.V.; MIGUEL, L.L.A.J.; CABRAL, C.L. & PESSAMILIO, A.B. 2017. Chronological reconstruction of eolianites and transversal mobile dunes of northwest coast of Ceará State - Brazil, in the last 3000 calyrs BP. *Aeolian Research*, 28(2017): 51–57.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62, p.187-228, 2003.
- COASTAL Planning & Engineering do Brasil. 2011. Projeto básico com detalhamento construtivo dos molhes de fixação da barra do rio Araranguá, município de Araranguá (SC). Modelagem numérica de alternativas - análise dos efeitos nos processos de intrusão salina. Florianópolis. <https://docplayer.com.br/4121596-Projeto-basico-com-detalhamento-construtivo-dos-molhes-de-fixacao-da-barra-do-rio-ararangua-municipio-de-ararangua-sc.html>
- COHENCA, D.; SCHERER, M. E. G.; VIEIRA, C A. O. 2017. Ocupação na zona costeira do sul de Santa Catarina: uma análise histórica de vetores e processos. *Geosul*, v. 32, n. 64, p. 47-65.
- CORDAZZO, C.V., & SEELIGER, U. 1995. Guia ilustrado da vegetação costeira no extremo sul do Brasil. Editora da FURG.
- CORRÊA, I.C.S; MARTINS, L.R.; KETZER, J.M.M.; ELIAS, A.R.D.; MARTINS, R. 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.9, p.51-61.
- CRIPPA, L.M. 2015. Fatores que influenciam na evolução da barreira holocênica das regiões de Rio Grande, Torres/RS E Araranguá/SC. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. TCC, 64 p.
- CRUZ JR., F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A. 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 25, 2749–2761.
- CRUZ JR., F.W.; VUILLE, M.; BURNS, S.J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R.L.; KARMANN, I.; AULER, A.S.; NGUYEN, H. 2009. Orbitally driven

- east-west anti-phasing of South American precipitation, *Nature Geoscience*, 2(3), 210-214.
- DA FONSECA CARDOSO, F. B. *et al.* 2007. Mapa dos domínios hidrogeológicos de Santa Catarina: uma ferramenta para gestão de águas subterrâneas do Estado. *Águas Subterrâneas*, n. 1.
- D'AQUINO, C.A. 2010. Processos de Transporte e Retenção de Sedimentos Finos em Estuários Dominados por Rios. Doutorado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 132 p.
- D'AQUINO, C.A.; SCHETTINI, C.A.F.; BARRETO, G.A.M.; ANDRADE NETO, J.S. 2008. Hidrodinâmica do estuário do rio Mampituba, SC. In: Anais, Simpósio Barileiro de Oceanografia, 3. IO-USP, São Paulo. CD-ROM.
- D'AQUINO, C. A.; ANDRADE NETO, J. S.; BARRETO, G. A. M.; SCHETTINI, C. A. F. 2011. Caracterização oceanográfica e do transporte de sedimentos em suspensão no estuário do Rio Mampituba, SC. *Rev. Bras. Geof.*, v. 29, n. 2, p. 217-230.
- DAHIRU, T. 2008. P-value, a true test of statistical significance? A cautionary note. *Annals of Ibadan postgraduate medicine*, v. 6, n. 1, p. 21-26.
- DANTAS, E. J. D. A., ROSA, L. P., SILVA, N. F. D., PEREIRA, M. G. 2019. Wind Power on the Brazilian Northeast Coast, from the Whiff of Hope to Turbulent Convergence: The Case of the Galinhos Wind Farms. *Sustainability*, 11(14), 3802.
- DANTAS, M. E., GOULART, D. R., JACQUES, P. D., ALMEIDA, I. D. S., & KREBS, A. S. J. 2005. Geomorfologia aplicada à gestão integrada de bacias de drenagem: bacia do rio Araranguá (SC), zona carbonífera sul-catarinense.
- DAVIES, J.L., 1964. Morphogenic approach to world shorelines. *Ann. Geomorph.*, 8: 127 – 142.
- DE ALMEIDA, J.R.; SUGUIO, K. 2012. Potencialidade geoturística das dunas eólicas da Ilha Comprida-Estado de São Paulo. *Geociências*, v. 31, n. 3, p. 473-484.
- DE ANDRADE MEIRELES, A.J.; DA SILVA, E.V.; THIERS, P.R.L. 2006. Os campos de dunas móveis: fundamentos dinâmicos para um modelo integrado de planejamento e gestão da zona costeira. *GEOUSP Espaço e Tempo (Online)*, v. 10, n. 1, p. 101-119.
- DELANEY P.J.V. 1963. Quaternary geologic history of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Louisiana State University Studies, Coastal Studies Series no. 7*, Louisiana State University Press, 63 p.
- DE MIO, E. & GIANNINI, P.C.F. 1997. Variação de minerais pesados transversal à planície litorânea de Peruíbe-Itanhaém, SP. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 6, Curitiba. Resumos Expandidos... Curitiba, Abequa. p.109-114.
- DEPARTAMENTO DE GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO DA SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE E INFRAESTRUTURA (DRHS/SEMA). 2019. Fase A do Plano - Diagnóstico da Bacia Hidrográfica do Rio Mampituba. <http://www.comitemampituba.com.br/public/site/arquivos/documentos/arquivo20191223.pdf>

- DERICKSON, D., KOCUREK, G., EWING, R.C., BRISTOW, C.S. 2008. Origin of a complex and spatially diverse dune-field pattern, Algodones, southeastern California. *Geomorphology*, 99, 186-204.
- DIAS, A. O.; ADAMI, R. M. 2009. Disponibilidade Hídrica nas Bacias dos rios Araranguá e Urussanga. *Nossas Águas Relatório da Oficina 5. Projeto Piava Sul*. http://www.aguas.sc.gov.br/jsmallfib_top/Comite%20Rio%20Ararangua/Oficinas/5-Disponibilidade-X-demanda-de-agua;.pdf
- DILLENBURG, S.R. 1988. Contribuição à Evolução Paleogeográfica Quaternária da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 77p.
- DILLENBURG, S.R., & HESP, P.A. 2009. Coastal barriers—an introduction. In: *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* (pp. 1-15). Springer, Berlin, Heidelberg.
- DILLENBURG, S, R.; BARBOZA, E. G. 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 388, n. 1, p. 333-352.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model. *Journal of Coastal Research*, 16(1): 71-81.
- DILLENBURG, S.R., ESTEVES, L.S., & TOMAZELLI, L.J. 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(3), 611-623. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652004000300014>.
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., LIMA, L.G., & BECKER, J.E. 2007. A Barreira Costeira de Dunas Altas no Litoral Médio do Rio Grande do Sul: um exemplo de barreira agradacional ou estacionária. In *Resumos do 12º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P. AND AYUP-ZOUAIN, R.N., 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R. AND HESP, P.A. (eds.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 107, 53-91.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, v. 80, n. 3-4, p. 213-232.
- DURAN, O., & MOORE, L.J.. 2013. Vegetation controls on the maximum size of coastal dunes, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 110(43), 17,217–17,222, doi:10.1073/pnas.1307580110.
- EASTWOOD, E.; NIELD, J.; BAAS, A.; KOCUREK, G. 2011. Modelling controls on Aeolian dune-field pattern evolution. *Sedimentology* 58: 1391–1406.
- ESTEVES L.S., TOLDO Jr. E.E., DILLENBURG S.R. AND TOMAZELLI L.J. 2002. Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil. *J Coast Res SI* 36: 273-282.

- ESTEVEES L.S, DILLENBURG S.R. AND TOLDO JR. E.E. 2003. Regional alongshore variability of shoreline movements in southern Brazil. In: Coastal Sediments '03, 5, Clearwater Beach. Proceedings ..., CD Rom, Regional alongshore variability of shoreline movements.pdf, 11p
- ESTEVEES, L.S. 2004. Variabilidade espaço-temporal dos deslocamentos da linha de costa no Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 150p.
- EWING, R.C.; KOCUREK, G.; LAKE, L.W. 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 1176–1191.
- EWING, R.C.; KOCUREK, G. 2010. Aeolian dune-field pattern boundary conditions. *Geomorphology* 114: 175–187.
- FIGUEIREDO, S. A.; CALLIARI, L. J. 2006. Sedimentologia e suas implicações na morfodinâmica das praias adjacentes às desembocaduras da linha de costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*. 4: 73-87. Porto Alegre.
- FISHER, W.L. 1983. Facies analysis in reservoir geology. Ouro Preto, Univ. Federal Ouro Preto. Apostila de curso (inéd.) 66p.
- FLEXOR, J. M. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira.
- FORNARI, M. 2010. Evolução Sedimentar Holocênica da Retrobarreira na Região de Jaguaruna-Laguna, Santa Catarina, Brasil. 2010. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo, 2010.
- FOLK, R. L. 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93. doi:10.1111/j.1365-3091
- FOLK, R. L., 1968. Bimodal supermature sandstones: product of the desert floor. *Intern. Geol. Congr., 23rd, Prague, 1968, Proc., Sect. 8:9-32.*
- FOLK, R. L. and WARD, W. C., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27:3-26.
- FRATE, C. A., BRANSTROM, C., de MORAIS, M. V. G., DE AZEVEDO CALDEIRA-PIRES, A. 2019. Procedural and distributive justice inform subjectivity regarding wind power: A case from Rio Grande do Norte, Brazil. *Energy Policy*, 132, 185-195.
- FRYBERGER, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee, E.D. (Ed.) *A study of global sand seas*. Washington, D.C., U.S. Geological Survey. Geological Survey Professional Paper, 1052, 137-169.
- GALBRAITH, R.F.; ROBERTS, R.G.; LASLETT, G.M.; YOSHIDA, H.; Olley, J.M. 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41: 339–364. doi:10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987
- GALEHOUSE, J.S. 1971. Sedimentation analysis. In: R.E. Carver, (ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience. New York, NY, pp. 69-93.
- GARDNER, D.E. 1955. Beach-sand heavy-mineral deposits of eastern Australia: Australia Bur. Mineral Resources, Geology, and Geophysics. Bull. 28, 103 p.

- GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. 2009. Present-day South American climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 281: 14-32.
- GIANNINI, P.C.F. 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado (inéd.). 2 v., 2 mapas, 439 p.
- GIANNINI, P.C.F. 2007. Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil. São Paulo, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo. Tese de Livre-Docência, 205p.
- GIANNINI, P.C.F.; LESSA, G.C.; KOGUT, J.S.; ANGULO, R.J. 1997. Variação nas assembléias de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 6, Curitiba. Resumos Expandidos... Curitiba, Abequa. p.58-62.
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.P.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. 2005. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P.E.; OLIVEIRA, A.M. ed. Quaternário do Brasil. Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG. Ribeirão Preto, SP, Holos Editora, cap.11, p.235-257.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; TATUMI, S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coastal zone (southern Brazil). *Marine Geology*, 237: 143-168.
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; SAWAKUCHI, A.O. 2008. Ambientes eólicos. In: PEDREIRA DA SILVA, A.; ARAGÃO, A.N.; MAGALHÃES, A.J.C.. 2008.(Org.). Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. 1 ed. São Paulo: Beca, v. , p. 72-101.
- GIANNINI, P. C., SAWAKUCHI, A. O., MARTINHO, C. T., GUEDES, C. C. F., NASCIMENTO JR, D. R., TANAKA, A. P. B., FORNARI, M. 2011. Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em exemplos brasileiros. In Congresso Brasileiro de estudos do Quaternário (Vol. 13).
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MENDES, V.R.; ZULAR, A.; ANDRADE, H.A.A.; MARTINHO, C.T.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JR., D.R.; TANAKA, A.P.B.; FORNARI, M. 2014. Morfodinâmica de Sistemas Eólicos Costeiros: Um Modelo Baseado em Exemplos do Holocênico Brasileiro e seu Potencial Interpretativo. *Comunicações Geológicas*, Lisboa. v. 101, p. 681-685.
- GODFREY, P. J. 1977. Climate, plant response and development of dunes on barrier beaches along United-States East Coast, *Int. J. Biometeorol.*, 21(3), 203–215, doi:10.1007/Bf01552874.
- GORAYEB, A., BRANNSTROM, C., DE ANDRADE MEIRELES, A. J., DE SOUSA MENDES, J. 2018. Wind power gone bad: Critiquing wind power planning processes in northeastern Brazil. *Energy research & social science*, 40, 82-88.
- GOSLIN, J.; CLEMMENSEN, L. B. 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews*, v. 174, p. 80-119.

- GRÉ, J.C. 1993. Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina. Porto Alegre. 91p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO, D.R., Jr.; SAWAKUCHI, A.O.; TANAKA, A.P.B.; ROSSI, M.G. 2011. Controls of heavy minerals and grain size in a Holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 110-123.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; ZULAR, A. 2013. The Quaternary aeolian record from Lençóis Maranhenses, Northeast Brazil. In: LATIN-AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 6, São Paulo, SP, Proceedings.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; DEWITT, R.; AGUIAR, V.A.P. 2017. Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. *Quaternary Research*, 88: 1-13.
- GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29: 5–8.
- GUERRA, A. J. T. 1997. Novo dicionário geológico e geomorfológico. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 652 p.
- GRUNEWALD, R., 2006. Assessment of damages from recreational activities on coastal dunes of the southern Baltic Sea. *Journal of Coastal Research*, 22(5), 1145–1157. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- HELLEMAA, P. 1998. The development of coastal dunes and their vegetation in Finland. *Fennia* 176: 1, pp. Helsinki. ISSN 0015-0010.
- HESP, P. 1999. The beach backshore and beyond. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, p. 145-169.
- HESP, P.A. 1988. Morphology, Dynamics and Internal Stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology*. 55: 17-41.
- HESP, P.A. 2000. Coastal Sand Dunes. Form and Function. Massey, Massey University, 28 p. (CDNV Technical Bulletin, 4).
- HESP, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- HESP, P. A. 2006. Sand beach ridges: definitions and re-definition. *Journal of Coastal Research*, p. 72-75.
- HESP, P. A; TOMAZELLI, L.J.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TABAJARA, L.L.C.A.; CLEROT, L.C.P. 2005. 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*, 77(3): 495-508.
- HESP, P., ABREU DE CASTILHOS, J., MIOT DA SILVA, G., DILLENBURG, S., MARTINHO, C. T., AGUIAR, D., FORNARI, M., FORNARI, M. & Antunes, G. 2007. Regional wind fields and dunefield migration, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(4), 561-573.

- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. AND AYUP-ZOUAIN, R.N. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 407-414.
- HESP, P.A.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; MIOT DA SILVA, G.; ASP NETO, N.E. 2009. The Holocene barrier system of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. ed. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin – Heidelberg, Springer, p.93-134.
- HILBERT, N.N.; GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F. 2015. Morphologic and sedimentologic patterns of active aeolian dune-fields on the east coast of Maranhão, northeast Brazil. *Earth Surfaces Process and Landforms*. v. 41, n. 1, p. 87-97, 2016.
- HUBERT, J. F. 1962. 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*, 32(3), 440-450.
- HORN FILHO, N. O., & DIEHL, F. L. 2004. Santa Catarina coastal province, Brazil: geology, geomorphology and paleogeography. *Journal of Coastal Research*, SI39, 311-315.
- JELINEK, A. R.; BASTOS-NETO, A. C.; LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J. 2004. SHRIMP U-PB zircon dating of Pedras Grandes Suite, Southern Santa Catarina State, Brazil. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, 77(1):125-135.
- KENNEDY, M., KIM, J. W., CHOI, J. H., CHOI, K. H., BYUN, J. M. 2004. The development and luminescence chronology of a coastal dune from the Shindu dunefield, T'aeon peninsula. *Journal of the Korean Geographical Society*, 39(2), 269-282.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. American Association Petroleum Geologists (Memoir, 58), p.393-409.
- KOCUREK, G. & NIELSON, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33(6): 795-816.
- KOCUREK, G. & LANCASTER, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46: 505-515.
- KOCUREK, G.; TOWNSLEY, M.; YEH, E.; HAVHOLM, K.; SWEET, M. L. 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. *Journal of Sedimentary Research*, 62(4): 622-635.
- KREBS, A.S.J. 2004. Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da bacia hidrográfica do Rio Araranguá, SC. Florianópolis, 375p. Tese de Doutorado em Geografia, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina
- KREBS, A. S. J. & ALEXANDRE, N. Z. 2000. Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá-SC: Disponibilidade e Conflitos. *Águas Subterrâneas*. 1 st Joint World Congress on Groundwater.

- KRUMBEIN, W.C., 1934, Size frequency distributions of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 4, p. 65-77.
- KUMAR, N. P., HOTA, R. N. 2014. Geomorphological study of Sand Dunes with special reference to their Hydrogeology in Southern Coast of Odisha, India. *Int Res J Earth Sci*, v. 2, p. 15-21.
- KUTIEL, P.; ZHEVELEV, H.; HARRISON, R. 1999. The effect of recreational impacts on soil and vegetation of stabilised coastal dunes in the Sharon Park, Israel. *Ocean & Coastal Management*, v. 42, n. 12, p. 1041-1060.
- LANCASTER, N., 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. *Aeolian Sediments Anc. Mod.* 16, 71–83.
- LAVINA, E.L. 1988. The Passa Dois Group. In: *International Gondwana Symposium, Field Excursion Guide Book*. São Paulo, Instituto de Geociências. p. 24–30.
- LIMA, L.G., DILLENBURG, S.R., MEDEANIC, S., BARBOSA, E. G., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J., DENHARDT, B.A. & CARON, F. 2012. Sea-level rise and sediment budget controlling the avoluation of a transgressive barrier in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsmaes.
- LOITZENBAUER, E., & MENDES, C. A. B. 2015. O estuário como unidade de gestão costeira: uma aplicação na bacia do rio Itajaí, SC, Brasil. In *VIII Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa (Vol. 14)*.
- LUNA, M.C.M.M., PARTELI, E.J.R., HERRMANN, H.J., 2012. Model for a dune field with an exposed water table. *Geomorphology*, 159-160, 169–177.
- LEVIN, N.; TSOAR, H.; HERRMANN, H.J.; MAIA, L.O. & CLAUDINO-SLAES V. 2009. Modelling the formation of residual dune ridges behind barchans dunes in North-east Brazil. *Sedimentology* 56, 1623-1641.
- MANGE, M. A.; MAURER, H. 1991. *Schwerminerale in Farbe*. Ferdinand Enke.
- MARENCO, J. A. 2006. *Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do clima atual e definição de alterações climáticas para o território Brasileiro ao longo do século XXI*. Brasília: MMA. 212pp.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1986. Excursion route along the coastal plains of the states of Paraná and Santa Catarina. *Special Publication*, N. 1.
- MARTIN, L. MÖRNER, N. A., FLEXOR, J. M., SUGUIO, K. 1986. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, n. 4, p. 01-161.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.N.; AZEVEDO, A.E.G. 1988. Mapa Geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM, 40 p., 2 mapas (Série Geologia 28, Seção Geologia Básica 18).
- MARTÍNEZ, M.L, PSUTY, N.P, LUBKE, R.A. 2004. A perspective on coastal dunes. In: Martinez ML, Psuty NP (eds) *Coastal dunes. Ecology and conservation*. Springer, Heidelberg, pp 3–10.
- MARTÍNEZ, M. L.; PSUTY, N. P.; LUBKE, R. A. 2008. A perspective on coastal dunes. In: *Coastal dunes*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 3-10.

- MARTINHO, C. T. 2008. Morfodinâmica e evolução de campos de dunas transgressivos quaternários do litoral do Rio Grande do Sul. PhD Thesis, Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- MARTINHO, C.T. & GIANNINI, P.C.F. 2001. Petrografia e microscopia eletrônica de varredura de diferentes gerações de paleodunas eólicas quaternárias do morro de Santa Marta, Município de Laguna, SC. Pesquisas em Geociências (UFRGS), Porto Alegre, 28(2): 53-66.
- MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F. 2002. Geomorphology of the Ibraquëra dunefield, Santa Catarina coast. Rio de Janeiro, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 74(3): 545.
- MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; HESP, P.A. 2006. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields of the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State, Southern Brazil. Journal of Coastal Research, SI39: 673-677.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. Marine Geology, 256: 49-64.
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R. 2010. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. Geomorphology, 117: 14-32.
- MCKEE, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: McKEE, ed. A Study of Global Sand Seas. Washington. US Geol. Surv. Prof. Paper, 1052. 1-19.
- MCLACHLAN, A., 1990. The exchange of materials between dune and beach systems, In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and R. W.G. Carter (Editors), Coastal Dunes: Form and Process. Wiley, Chichester, pp. 201-215.
- MCLAREN, P. & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. Journal of Sedimentary Petrology, 55(4):457-470.
- MELO, M.S.; SINFRÔNIO, E. A. S.; GIANNINI, P. C. F.; FACHINI, M.; VICTORINO, M. C. 2004. Manual de Procedimentos Analíticos. Labsed – Laboratório de Sedimentologia. Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental. Instituto de Geociências da USP. São Paulo. 50p.
- MENDES, V. R. 2012. Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da costa catarinense entre Ouvidor e Florianópolis. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- MENDES, V. R. & GIANNINI, P.C.F. 2015. Coastal dunefields of south Brazil as a record of climatic changes in the South American Monsoon System. Geomorphology, 246, 22-34.
- MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C. C. F.; DEWITT, R.; ANDRADE, H. A.A. 2015. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. Brazilian Journal of Geology, 45, 79-95.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews, 22: 261-308.

- MEIRELES, A. J. A. 2011. Danos socioambientais originados pelas usinas eólicas nos campos de dunas do Nordeste brasileiro e critérios para definição de alternativas locais. *Confins [Online]*, v. 11, Disponível em: <http://confins.revues.org/6970>.
- MILANI, Edison J.; RAMOS, Victor A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A. FERNANDES; LA e FRANÇA, AB, 2007. Bacia do Paraná In: *Cartas Estratigráficas–Boletim de geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287.
- MMA - Ministério do Meio Ambiente. Resolução Conama nº 303, de 20 de março de 2002. Dispõe sobre parâmetros, definições e limites de Áreas de Preservação Permanente. Brasília, DF.
- MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.
- MONTEIRO, M. A. 2007. Dinâmica atmosférica e a caracterização dos tipos de tempo na Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá. Tese de Doutorado. UFSC, Florianópolis, SC.
- MORTON, A. C., & HALLSWORTH, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90(3-4), 241-256.
- MORTON, A. C., & HALLSWORTH, C. R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary geology*, 124(1-4), 3-29. 3-4), 241-256.
- MUEHE, D. 1994. Geomorfologia costeira. In: A. J. T. GUERRA e S. B. CUNHA (Orgs.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p. 253-302.
- MUEHE, D. C. E. H. 2006. Erosão e progradação do litoral brasileiro. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, v. 1, p. 475.
- MURRAY, A. S., & WINTLE, A. G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation measurements*, 37(4-5), 377-381.
- NASCIMENTO, D.R, Jr. 2006. Morfologia e Sedimentologia ao Longo do Sistema Praia-Duna da Ilha Comprida, SP. São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, IGc-USP, Dissertação de Mestrado.
- NAVARRO-PONS, M., MUÑOZ-PÉREZ, J.J., ROMÁN-SIERRA, J., Garcia, S. 2016. Evidence of coastal dune mobility increases over the last half century in response to historical human intervention. *Sci. Mar.* 80(2): 261-272. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/scimar.04336.16A>
- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology; principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 6: 261–330.
- NIMER, E. 1977. Clima. In: *Geografia do Brasil. Região Sul* (ed. IBGE). IBGE:Rio de Janeiro, pp. 35-79.

- NORDSTROM, K. F. 2010. Recuperação de praias e dunas. Oficina de Textos. São Paulo. 21p.
- OLIVEIRA, J. F. 2019. A Dinâmica e a evolução costeira do litoral ao sul do Cabo de Santa Marta, estado de Santa Catarina. Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado.
- ORSELLI, J. 1986. Climatologia. In: GAPLAN-SC. Atlas de Santa Catarina. p. 38-39.
- OTVOS, E. G. 2000. Beach ridges — definitions and significance, *Geomorphology*, Volume 32, Issues 1–2, Pages 83-108.
- QUADRO, M.F.L. 2012. Estudo de Vórtices Ciclônicos de Mesoescala associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 141 f., São Paulo.
- PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F., & SIEGLE, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53-70.
- PORSANI, J.L. 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta Metodológica de Emprego em Estudos Geológico-Geotécnicos nas Regiões de Rio Claro e Descalvado – São Paulo. São Paulo, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 145 pp.
- PSUTY, N. 2008. The coastal foredune: A morphological basis for regional coastal dune development, in *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*, *Ecol. Stud.*, vol. 171, edited by M. L. Martínez and N. P. Psuty, pp. 11–27, Springer, Berlin.
- PESQUERO, J. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. 2010. Um sistema simples de identificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul em rodadas longas de mudanças climáticas. XVI Congresso de Meteorologia,
- PORTZ, L. C., GRUBER, N. L. S., STROHAECKER, T., & MANZOLLI, R. P. 2014. Iniciativas de manejo de dunas frontais como medida de controle de erosão no estado do Rio Grande do Sul. *Nuevas miradas a la problemática de los Ambientes Costeros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina*, 1, 9-26.
- POTTER, R. O., de CARVALHO, A. P., FLORES, C. A., & BOGNOLA, I. 2004. Solos do Estado de Santa Catarina. *Embrapa Solos-Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento*, n 46.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23: 497–500. doi:10.1016/1350-4487(94)90086-8
- PROFILL. 2014. Plano estratégico de gestão integrada da bacia hidrográfica do Rio Araranguá—Etapa C. Governo do Estado de Santa Catarina, Secretaria de Estado de Desenvolvimento Sustentável, Diretoria de Recursos Hídricos, Florianópolis.
- PUHL, P. R. 2017. O campo de dunas transgressivo da barreira costeira holocênica no litoral norte do Rio Grande do Sul: possíveis controles do seu desenvolvimento. Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado.
- PUHL, P. & DILLENBURG, S.R. 2018. Controles no desenvolvimento dos campos transgressivos de dunas da barreira costeira holocênica, litoral norte do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)*.

- RAMSEY, C. B. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.
- REED, D. J.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; PERILLO, G. M. 2009. Estuaries, coastal marshes, tidal flats and coastal dunes. *Geomorphology and global environmental change*, v. 30, n. 3, p. 130-157.
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., ... & GROOTES, P. M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- ROBERTS, R.G.; GALBRAITH, R.F.; YOSHIDA, H.; LASLETT, G.M.; OLLEY, J.M. 2000. Distinguishing dose populations in sediment mixtures: A test of single-grain optical dating procedures using mixtures of laboratory-dosed quartz. *Radiation Measurements*, 32: 459–465. doi:10.1016/S1350-4487(00)00104-9
- RODRIGUES, S.I. 2009. Contribuições dos Métodos GPR e Eletromagnético Indutivo em Estudos de Sítios Arqueológicos de Sambaquis Costeiros no Estado de Santa Catarina. São Paulo, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado (inéd.), 235 pp.
- RODRIGUES, F.C.G. 2017. Evolução dos sistemas eólicos costeiros quaternários entre Campo Bom e a foz do Rio Araranguá, SC. 2017. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- RODRIGUES, F. C., GIANNINI, P. C., FORNARI, M., & SAWAKUCHI, A. O. 2020. Deglacial climate and relative sea level changes forced the shift from eolian sandsheets to dunefields in southern Brazilian coast. *Geomorphology*, 365, 107252.
- ROSA, Liane Serra da; CORDAZZO, César Vieira. 2007. Perturbações antrópicas na vegetação das dunas da Praia do Cassino (RS). *Cadernos de Ecologia Aquática*, v. 2, n. 2, p. 1-12.
- ROSA, M. L. C. D. C., BARBOZA, E. G., ABREU, V. D. S., TOMAZELLI, L. J., & DILLENBURG, S. R. 2017. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Brazilian Journal of Geology*, 47(2), 183-207.
- RUBIRA, F. G. & PEREZ FILHO, A. 2017. Análise do perfil longitudinal e Índice SL do rio Araranguá (SC) para identificação de anomalias associadas a deformações neotectônicas e controles estruturais. *Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*, 1, 5903-5916.
- SANTA CATARINA. 2006. Secretaria de Estado da Agricultura e Desenvolvimento Rural. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável. Estudos dos instrumentos de gestão de recursos hídricos para o Estado de Santa Catarina e apoio para sua implementação: Relatório Final. Síntese dos estudos desenvolvidos. Florianópolis, jun. (Programa de Recuperação Ambiental e de Apoio ao Pequeno Produtor Rural/PRAPEM/ Microbacias 2).
- SAWAKUCHI, A.O. 2006. Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras estudo baseado em exemplos brasileiros. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade São Paulo. 316p.

- SAWAKUCHI, A. O., KALCHGRUBER, R., GIANNINI, P. C. F., NASCIMENTO JR, D. R., GUEDES, C. C. F., & UMISED, N. K. 2008. 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*, 27(21-22), 2076-2090.
- SAWAKUCHI, A.O.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; TANAKA, A.P.B. 2009. Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba-Jaguaruna coast, Southern Brazil: depositional controls linked to relative sea level changes. *Sedimentary Geology*, 222: 226-240.
- SAWAKUCHI, A.O.; BLAIR, M.W.; DEWITT, R; FALEIROS, F.M.; HYPPOLITO, T.; GUEDES, C.C.F. 2011. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Quaternary Geochronology*, 6: 262-272.
- SCHNEIDER, R.L.; MULHMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. e NOGUEIRA, A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p. 41-65.
- SCHRAMM, L. F. P., HORN FILHO, N. O., & TORTORA, P. Análise qualitativa e proveniência dos minerais pesados da praia de muita água, município de Imbituba, litoral centro-sul de Santa Catarina, sul do Brasil. *Ciências exatas e da terra e a dimensão adquirida através da evolução tecnológica/ Organizadores Jorge González Aguilera, Alan Mario Zuffo. – Ponta Grossa, PR: Atena Editora, 1-388.*
- SEMA - Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Sul. 2002. Relatório Anual sobre a situação dos Recursos Hídricos no Estado do Rio Grande do Sul. Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas. Porto Alegre, RS. 344 p.
- SIEGLE, E; ASP, N. E. 2007. Wave refraction, and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Braz. J. Oceanogr*, Vol.55. no. 2 p.109-120, 2007
- SILVA, M.A.S.; LEITES, S.R.; CARUSO JR, F. 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Criciúma (SH.22-X-B-), estado de Santa Catarina. CPRM, Brasília, 3 cartas (escala 1:250000), 85p.
- SILVA, A. B. D. 2011. Análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região da Lagoa do Sombrio, SC.
- SOARES, M. C. C. 2007. Aplicação de geoindicadores e isótopos de Sr e Pb no escudo geoquímico de sistemas fluviais: o exemplo do Rio Mampituba (RS/SC). Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 23p.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M. & EL-ROBRINI, M., 2000. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern Pará, Brazil. In: I Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas, Itajaí. Anais. ABEQUA: 401-402. STUIVER, M., REIMER, P.J., and REIMER, R.W. 2018. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2018-5-5
- STRÍKIS, N. M., CHIESSI, C. M., CRUZ, F. W., VUILLE, M., CHENG, H., DE SOUZA BARRETO, E. A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R. L., Bernal, J. P. & SALES, H. D. R. 2015. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5477-5484A.

- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: ACIESP (org.). Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira. Anais. v. 1. p. 1-28.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C., DOMINGUEZ, J. M., FLEXOR, J. M., & DE AZEVEDO, A. E. 1985. 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*, 15(4), 273-286.
- TABAJARA, L. L.; GRUBER, N.L.S.; MARTINHO, C. T. 2005. Controle morfodinâmico na formação das dunas frontais e transgressivas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: X Congresso da Abequa, Guarapari (ES). p. 100.
- TANAKA, A.P.B. 2010. Sedimentologia, Cronologia e Dinâmica Progradacional das Planícies Costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC). São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, IGc-USP.
- TANAKA, A.P.B.; GIANNINI, P.C.F.; FORNARI, M.; NASCIMENTO JR., D.R.; SAWAKUCHI, A.O.; RODRIGUES, S.I.; MENEZES, P.M.L.; DEBLASIS, P.; PORSANI, J. L. 2009a. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 39: 750-766.
- TANAKA, A.P.B.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O. 2009b. Variação das propriedades sedimentológicas em uma sucessão de cordões litorâneos da planície do Ji (Laguna, Santa Catarina, Brasil). In: IV Congreso Argentino de Cuaternario, XII Congreso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur, 2009, La Plata, Argentina. Resúmenes. La Plata: AACG, Universidad Nacional de La Plata, Abequa, p. 166-166.
- TOLDO JUNIOR, E. E., ALMEIDA, L. E. S. B. D. A., NICOLODI, J. L., & MARTINS, L. R. S. 2005. Retração e progradação da zona costeira do estado do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3: 31-38. Porto Alegre.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao Estudo dos Sistemas Deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico. Porto Alegre, Universidade Federal Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado (inéd). 270p.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M., DE RIOS, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Ed. Universidade/UFRGS. p.375-406. Porto Alegre.
- TOMAZELLI, L. J., DILLENBURG, S. R., BARBOZA, E. G., & STRIM, J. 2003. O sistema de dunas eólicas transgressivas do litoral norte do Rio Grande do Sul: situação atual e definição de áreas prioritárias a preservação. In Congresso, 9º, Anais, CD-ROM (Vol. 4).
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. 2005. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, Porto Alegre, n. 3, p. 109-115.
- TONIOLO, T. F., GIANNINI, P. C. F., ANGULO, R. J., DE SOUZA, M. C., PESSEDA, L. C. R., & SPOTORNO-OLIVEIRA, P. 2020. Sea-level fall and coastal water cooling

- during the Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Marine Geology*, 428, 106281.
- TRAVESSAS, F., DILLENBURG, S. & CLEROT, L. 2005. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*. 57. 57-73. 10.5380/geo.v57i0.6043.
- TRIBUNAL DE JUSTIÇA DE SANTA CATARINA TJ-SC. 2018. Apelação cível: AC 20140790827, Capital 2014.079082-7 – Inteiro Teor. Disponível em: <https://tj-sc.jusbrasil.com.br/jurisprudencia/944162502/apelacao-civel-ac-20140790827-capital-2014079082-7/inteiro-teor-944162550>.
- TURKOYSKA, O., CASTRO, G., KLINGLER, M., NITSCH, F., REGNER, P., SOTERRONI, A. C., SCHIMIDT, J. 2020. Land-use impacts of Brazilian wind power expansion. *Environmental Research Letters*. 16 (2021) 024010
- VANZ, A., ARAUJO, C. E. S., GARBOSSA, L. H. P., & BOLL, M. G. 2017. Variação da maré na costa catarinense. In Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar (Vol. 17, pp. 1120-1121).
- VIEIRA, L. DE F.; DE ANDRADE MEIRELES, A. J.; DE CASTRO, H. S. 2019. IMPACTOS AMBIENTAIS CAUSADOS POR ATIVIDADE DE MINERAÇÃO DE AREIA EM DUNAS FIXAS, CAUCAIA, CEARÁ. *Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS)*, v. 21, n. 2, p. 1060-1069.
- VERA, C.S., VIGLIAROLO, P.K., BERKERY, E.H., 2002. Cold season synoptic-scale waves over sub-tropical South America. *Mon. Weather Rev.* 130, 684–699.
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)* 16: 5-49.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; Loss, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN-FILHO, N.O.; BACHI, F.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (Org.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 79–97.
- VUILLE, M., BURNS, S. J., TAYLOR, B. L., CRUZ, F. W., BIRD, B. W., ABBOTT, M. B., & NOVELLO, V. F. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309-1321.
- WALKER, R.G. 1976. Facies and facies models. General introduction. In: Walker, R.G. (ed.) *Facies Models*. Toronto, Geosc. Canada. p.17.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology*, 30: 377-392.
- WERNER, B.T. 1995. Eolian dunes: computer simulations and attractor interpretation. *Geology*, 23: 1107-1110.
- WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; TONIOLO, J.A.; BINOTTO, R.B.; IGLESIAS, C.M.F.; LAUX, J. H. 2014. Mapa geológico do estado de Santa Catarina. Escala 1:500000. CPRM, Programa Geologia do Brasil, Subprograma de Cartografia Geológica Regional. Porto Alegre.
- WINTLE, A. & MURRAY, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration

dating protocols. *Radiation Measurements* 41(4): 369-391, DOI 10.1016/j.radmeas.2005.11.001.

WRIGHT, L. D., CHAPPELL, J., THOM, B. G., BRADSHAW, M. P., & COWELL, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*, 32(1-2), 105-140.

ZAITLIN, Brian A.; DALRYMPLE, Robert W.; BOYD, R. O. N. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change.

ZASSO, L. A. 2012. Alterações na deriva litorânea e no balanço de sedimentos: molhes do rio Mampituba e praias adjacente, divisa entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 58p.

ZASSO, L. A., BARBOZA, E. G., & GRUBER, N. L. S. 2013. Alterações na deriva litorânea e no balanço sedimentar nas adjacências dos molhes do rio Mampituba/RS-SC. *Gravel*, 11, 1-17.

ZEMBRUSCKI, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias adjacentes. In: CHAVES, H.A.F. (eds.). *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas adjacentes (Relatório Final)*. (Série Projeto REMAC). Rio de Janeiro: PETROBRÁS. CENPES. DINTEP. V.7. p.129-177.