UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS
COSTEIROS QUATERNÁRIOS
ENTRE CAMPO BOM E A FOZ DO RIO ARARANGUÁ, SC**

Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2017

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS EÓLICOS
COSTEIROS QUATERNÁRIOS
ENTRE CAMPO BOM E A FOZ DO RIO ARARANGUÁ, SC**

Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2017

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.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e
Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Rodrigues, Fernanda Costa Gonçalves
Evolução dos sistemas eólicos costeiros
quaternários entre Campo Bom e a foz do Rio
Araranguá, SC / Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues.
- São Paulo, 2017.
138 p.: il + anexos + mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Giannini, Paulo Cesar Fonseca

1. Campo de dunas 2. Lençol de areia 3. Nível
relativo do mar 4. Mudanças climáticas 5. Datação
LOE I. Título

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Paulo C. F. Giannini, que nestes cinco anos de convivência muito me ensinou, não só sobre geologia, mas sobre o que é “fazer ciência” e a busca pelo conhecimento. Exemplo de orientador e pessoa, com sua ética de trabalho, respeito a todos e entusiasmo pelo ensino. Apesar de sua agenda lotada, acompanhou todos os passos desta dissertação, oferecendo ideias e discussões sempre construtivas.

À Prof^a. Dr^a. Milene Fornari, minha querida coorientadora, que me ajudou desde os primórdios até a finalização deste trabalho. Agradeço por tudo: apresentar-me a área de estudo, participar dos trabalhos de campo, estar sempre disposta a esclarecer minhas dúvidas ou simplesmente conversar sobre qualquer assunto, e principalmente por sempre me incentivar e acreditar em mim.

Ao Prof. Dr. André O. Sawakuchi e ao Prof. Dr. Francisco W. da Cruz Jr., por todas as sugestões e contribuições na discussão em relação às datações LOE e dados paleoclimáticos. À Prof^a Dr^a Ana Maria Goés pela ajuda na identificação dos minerais pesados, sempre que podia.

Aos Prof. Dr. Francisco S. C. Buchmann, Me. Tiago Atorre e Me. Erick A. Cruz pela companhia no campo e pela ajuda na aquisição dos dados de GPR e dos testemunhos (mesmo que os últimos não tenham entrado na dissertação).

A Thays D. Mineli, Luciana Nogueira e Jordana Zampelli, mais que técnicas do laboratório, amigas dispostas a ensinar, que me deram todo o apoio necessário tanto durante as análises laboratoriais quanto depois.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado e pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo apoio financeiro para os trabalhos de campo e para cursos em outras universidades e também por colocar à disposição os laboratórios cujas análises foram feitas.

RESUMO

O sistema eólico quaternário do litoral sul de Santa Catarina foi dividido em inativo e ativo. O sistema inativo é composto por depósitos eólicos indiferenciados (DEI), lençol de areia e campo de dunas. O sistema ativo possui três associações de feições morfológicas: praia-duna, planície deflacionária e campo de dunas livres. Os DEI ocorrem preferencialmente associados a interflúvios alongados segundo a direção SW-NE. Formam o substrato dos demais depósitos eólicos e apresentam idades mínimas de luminescência opticamente estimulada (LOE) entre 625 ka e 134 ka. O lençol de areia corresponde a terraço, com ondulações de cerca de 10 m de comprimento de onda e até 3 m de altura. Iniciou-se em 22 ka, durante o Último Máximo Glacial (UMG), quando o rebaixamento do nível de base de erosão provavelmente favoreceu a disponibilidade de areia incoesa, em paralelo com a escavação dos vales incisos que mais tarde dariam origem ao sistema estuarino-lagunar Uruçanga – Araranguá. O término dos lençóis de areia deu-se por volta de 5 ka atrás, ao final da transgressão marinha holocênica, época em que o estabelecimento do contexto costeiro na região, com linha de costa aproximadamente estável, já permitia também o início da formação dos campos de dunas. O campo de dunas inativo apresenta lobos deposicionais, cadeias barcanoides e cordões de precipitação, datados entre 6,1 ka e 2,3 ka. Ele foi responsável pelo represamento dos principais lagos da área de estudo e progradou em pulsos, em resposta à regressão holocênica. Desse modo, sua taxa de progradação diminuiu após 4 ka, que é quando termina o período de aumento de precipitação e de regressão costeira registrado no Holoceno médio na região. No sistema eólico ativo, a associação praia-duna caracteriza-se por praia dissipativa e dunas frontais incipientes com morfologia dominante de cordão, enquanto a associação planície deflacionária é composta por retrocordões associados ao avanço do campo de dunas livres, rastros lineares, *blowouts* e dunas parabólicas. A associação campo de dunas livres apresenta-se como corpos arenosos formados por cordão de precipitação, cadeias barcanoides e lobos deposicionais e separados da área fonte (associação praia-duna) pela planície deflacionária. O sistema ativo apresenta modificação de estágio morfodinâmico entre 1938 e hoje. De 1938 a 1957, caracterizava-se por saturação em areia de quase 90% e pela conexão direta entre as associações campo de dunas livres e praia-duna; atualmente, praia e campo de dunas separam-se entre si por planície deflacionária e a saturação em areia é de apenas 30%. Nesta escala de tempo, dos últimos 60 anos, o processo em andamento de estabilização do sistema eólico é condicionado por aumento da pluviosidade e diminuição da deriva eólica.

Palavras-chave: campo de dunas, lençol de areia, mudanças climáticas, nível relativo do mar, datação LOE.

ABSTRACT

South Santa Catarina coastal eolian system was subdivided into inactive and active. The inactive system is composed by undifferentiated eolian deposits (UED), sandsheets and dunefields. The active system has three associations of morphological elements: beach-dune, deflation plain and dunefield. The UED occur preferentially associated with elongated interfluvies in the SW-NE direction. They constitute the substratum for other eolian deposits and present minimum optically stimulated luminescence (OSL) ages between 625 ky and 134 ky. The sandsheets correspond to terraces, with gentle undulations about 10 m long and up to 3 m high. Their deposition started at 22 ka, during the Last Glacial Maximum (LGM), when the lowering of the erosion base level probably favored non-cohesive sand availability as well the excavation of incised valleys which later would be drowned forming the Uruçanga-Araranguá estuarine-lagoon system. The last sandsheets were deposited around 5 ky, during the end of the Holocene marine transgression, when the establishment of a coastal context in the region, with approximately stable coastline, allowed the initiation of dunefields. The inactive dunefield presents depositional lobes, barchanoid chains and precipitation ridges, dated between 6.1 ky and 2.3 ky. It was responsible for the damming of the main lakes in the study area and its progradation occurred in pulses, as a response to the Holocene regression. Its progradation rate decreased after 4 ky, when a millennial phase of increase in precipitation and in coastal regression ended in the region. As for the active eolian system, the beach-dune association is characterized by dissipative beaches and foredune ridges, whereas the deflation plain is composed by gegenwalles associated with the advance of the dunefield, residual trailing ridges, blowouts and parabolic dunes. The dunefield appears as sand bodies formed by precipitation ridges, barchanoid chains and depositional lobes, detached from its source area (beach-dune association) by the deflation plain. The active system changed its morphodynamic state from 1938 to today. Between 1938 and 1957, it was characterized by sand saturation of almost 90% and direct connection between beach-dune and dunefield associations; currently beach and dunefield are separated by the deflation plain and the sand saturation is only 30%. In this time scale, of the last 60 years, the ongoing process of stabilization of the eolian system is conditioned by increase in pluviosity and decrease in eolian drift.

Keywords: dunefield, sandsheet, climate change, relative sea level, OSL dating.

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação 4.1: Cálculo do limite inferior (mínimo) do diagrama em caixa.....	40
Equação 4.2: Cálculo do limite superior (máximo) do diagrama em caixa.	40
Equação 4.3: Cálculo dos índices mineralógicos.....	41
Equação 4.4: Fórmula da dose equivalente de amostras.....	44

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo.	19
Figura 2.2: Localização detalhada da área de estudo	20
Figura 2.3: Localização dos principais elementos atmosféricos da América do Sul	22
Figura 2.4: Maregrama para Balneário Rincão (23 a 29 de julho de 2016).....	24
Figura 2.5: Mapa geológico da área de estudo.....	26
Figura 2.6: Bacias hidrográficas do Uruguaia e do Araranguá e precipitação	27
Figura 2.7: Alternância de concavidades e convexidades na costa do RS	29
Figura 3.1: Terminologia de setores costeiros	32
Figura 3.2: Associações morfológicas dos depósitos eólicos costeiros brasileiros	33
Figura 4.1: Amostragem de paleocordão de precipitação.	38
Figura 4.2: Morfologia e amostragem de paleocordão de precipitação.....	38
Figura 4.3: Etapas da coleta de amostra indeformada, usando bandagem gessada	39
Figura 5.1: Depósito eólico indiferenciado em corte da estrada	47
Figura 5.2: Ferricretes em meio aos depósitos eólicos indiferenciados	47
Figura 5.3: Corte de cava de areia abandonada nos DEI.....	48
Figura 5.4: Espigão de Campo Bom – Esplanada	48
Figura 5.5: Espigão de Lombas	49
Figura 5.6: Distribuição das idades mínimas dos DEI	50
Figura 5.7: Curvas de distribuição granulométrica para os DEI	51
Figura 5.8: Proporções das classes da fração areia e pelítica total dos DEI	51
Figura 5.9: Distribuição dos minerais pesados dos DEI.	52
Figura 5.10: Diagramas em caixa dos índices mineralógicos nos DEI.....	52

Figura 5.11: Aspecto geral das amostras N07a (A) e C30b (B)	53
Figura 5.12: Cimento de argilomineral nas amostras C30a (A) e N08a (B)	53
Figura 5.13: Aspectos de trama e mineralogia do cimento na lâmina N07b	54
Figura 5.14: Aspecto geral das lâminas de ferricrete dos pontos N07 (A) e C55 (B)	55
Figura 5.15: Porosidade intergranular reduzida nos ferricretes em N07 (A) e C55 (B)	55
Figura 5.16: Cimento nas amostras N07c (A) e C55 (B).	55
Figura 5.17: Lençol de areia do ponto N02	56
Figura 5.18: Espodossolos sobre depósitos de lençol de areia.....	56
Figura 5.19: Distribuição de idades do lençol de areia.	57
Figura 5.20: Localização da seção 1	59
Figura 5.21: Localização da seção 2	59
Figura 5.22: Detalhe noroeste da seção 1, mostrando as radarfácies Rf1, Rf3 e Rf6	60
Figura 5.23: Detalhe central da seção 1, mostrando as radarfácies Rf3 e Rf4	60
Figura 5.24: Detalhe da seção 2,mostrando as radarfácies Rf2 e Rf3	61
Figura 5.25: Curvas de distribuição granulométrica do lençol de areia.	62
Figura 5.26: Proporções das classes da fração areia e pelítica total do lençol de areia.....	62
Figura 5.27: Distribuição dos minerais pesados do lençol de areia.....	63
Figura 5.28: Diagramas em caixa dos índices mineralógicos do lençol de areia.	64
Figura 5.29: Variação dos índices ZR, ZT e EsEp ao longo do lençol de areia.	64
Figura 5.30: Seção delgada da amostra de lençol de areia	65
Figura 5.31: Paleocampo de dunas entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada.....	65
Figura 5.32: Paleocampo de dunas entre a lagoa do Rincão e o rio Araranguá	66
Figura 5.33: Exemplos de lobos deposicionais reconhecidos em imagem de satélite	66
Figura 5.34: A. Formas barcanoides próximas ao ponto N11, B. Lobo deposicional	66
Figura 5.35: Cordões de precipitação de campo de dunas inativo	67
Figura 5.36: Cordão de precipitação inativo do ponto S50	67
Figura 5.37: Paleodunas (possíveis barcanoides) entre os cordões de precipitação	68
Figura 5.38: Afloramento do cordão de precipitação do ponto N06	68
Figura 5.39: Distribuição de idades do campo de dunas	69
Figura 5.40: Distribuição das idades de depósitos eólicos próximo a Campo Bom	69

Figura 5.41: Detalhe da seção 1, mostrando as radarfácies Rf1, Rf4 e Rf5	71
Figura 5.42: Detalhes da seção 2, mostrando as radarfácies Rf4 e Rf5.	71
Figura 5.43: Curvas de distribuição granulométrica do campo de dunas.....	72
Figura 5.44: Proporções da fração areia e pelíticos totais do campo de dunas.....	73
Figura 5.45: Diagramas em caixa dos volumes de areia grossa, média e muito fina	73
Figura 5.46: Diagramas em caixa da proporção em volume de areia fina	74
Figura 5.47: Distribuição de minerais pesados no campo de dunas inativo.....	75
Figura 5.48: Diagramas em caixa da frequência de contagem de epídoto	75
Figura 5.49: Diagramas em caixa para os índices mineralógicos do campo de dunas.....	76
Figura 5.50: Seção delgada da amostra do campo de dunas inativo N06	76
Figura 5.51: Associações de elementos morfológicos do sistema eólico ativo	77
Figura 5.52: Praias dissipativas dos pontos 01 (A) e 02 (B).	78
Figura 5.53: DFI em cordão	78
Figura 5.54: Campo de <i>nebkhas</i> do ponto 15.....	79
Figura 5.55: Modificação da duna frontal estabelecida por ação antrópica	79
Figura 5.56: <i>Blowouts</i> rumo WSW em cordões de dunas	80
Figura 5.57: Distribuição granulométrica das amostras de espraçamento e DFI.....	80
Figura 5.58: Detalhe da planície deflacionária.....	81
Figura 5.59: Retrocordão do ponto S34.....	82
Figura 5.60: <i>Blowout</i> / duna parabólica que forma os cordões sub-paralelos à costa	82
Figura 5.61: Localização da seção 3	83
Figura 5.62: Detalhe da Seção 3, com radarfácies Rf3, Rf4 e Rf7.....	83
Figura 5.63: Distribuição granulométrica das amostras da planície deflacionária.....	84
Figura 5.64: Distribuição dos minerais pesados na planície deflacionária	85
Figura 5.65: Diagramas em caixa dos índices mineralógicos da planície deflacionária.....	85
Figura 5.66: Detalhe do campo de dunas livres.....	86
Figura 5.67: Cordão de precipitação do ponto S33	87
Figura 5.68: Cordão de precipitação e lobo deposicional do campo de dunas livres.....	87
Figura 5.69: Frente de cadeia barcanoide em campo de dunas livres	88
Figura 5.70: Protodunas sobre o campo de dunas livres	88

Figura 5.71: Histogramas circulares de azimute de mergulho de face de avalanche	89
Figura 5.72: Distribuição granulométrica das amostras de cordão de precipitação.	89
Figura 5.73: Distribuição dos minerais pesados dos cordões de precipitação.....	90
Figura 5.74: Diagramas em caixa dos índices mineralógicos dos cordões de precipitação	90
Figura 5.75: Fotomosaicos de 1938 (A), 1957 (B), 1978 (C) e 2002 (D).....	93
Figura 5.76: Evolução morfológica do sistema eólico ativo entre 1938 e 2002.....	94
Figura 5.77: Desenvolvimento de planície deflacionária.....	95
Figura 5.78: Variação das áreas com areia exposta, estabilizada pela vegetação e total	95
Figura 5.79: Variação da saturação em areia	95
Figura 6.1: Precipitação e DEP total anual em Torres e em São Joaquim	97
Figura 6.2: Precipitação (A) e DEP (B) total anual em Imbé	98
Figura 6.3: Diagramas em caixa da variação diâmetro médio.....	100
Figura 6.4: Diagramas em caixa da variação do desvio padrão	100
Figura 6.5: Diagramas em caixa da variação da assimetria	101
Figura 6.6: Curva de dose resposta para alíquotas de quartzo.....	102
Figura 6.7: Taxa de dose total calculada para as amostras datadas.	103
Figura 6.8: Concentração em massa de urânio e tório nas amostras analisadas.	103
Figura 6.9: Concentração em massa de potássio nas amostras analisadas.	104
Figura 6.10: Concentração de urânio e tório versus frequência de contagem de zircão	105
Figura 6.11: Efeito de possíveis erros na estimativa da profundidade sobre a idade LOE	106
Figura 6.12: Variação do NRM global extraído e datações disponíveis para G1 e DEI	108
Figura 6.13: Distribuição das idades do lençol de areia em relação à variação do NRM	110
Figura 6.14: MDE para o sul de Santa Catarina, linha de costa atual no UMG	111
Figura 6.15: Idades do lençol de areia em relação às variações climáticas.....	113
Figura 6.16: Comparação das estatísticas descritivas dos DEI e do lençol de areia.	115
Figura 6.17: Comparação dos índices mineralógicos do DEI e do lençol de areia	115
Figura 6.18: Distribuição das idades do campo de dunas em relação à curva de NRM	117
Figura 6.19: Taxa de progradação do sistema eólico	118
Figura 6.20: Distribuição de idades do campo de dunas em relação às variações climáticas	119
Figura 6.21: Comparação do diâmetro médio dos depósitos	121

Figura 6.22: Comparação do desvio padrão dos depósitos	122
Figura 6.23: Comparação da assimetria dos depósitos.....	122
Figura 6.24: Localização da seção 4	124
Figura 6.25: Detalhe da seção 4	125

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 2.1: Síntese do modelo evolutivo de Martin <i>et al.</i> (1988).....	30
Quadro 2.2: Correlação entre gerações de campos de dunas de diferentes regiões de SC.....	31
Quadro 3.1: Elementos morfológicos da associação praia-duna	33
Quadro 3.2: Elementos morfológicos da associação planície deflacionária.....	34
Quadro 3.3: Elementos morfológicos da associação campo de dunas livres	34
Quadro 4.1: Sequência de preparação de amostras para medição de dose acumulada.....	42
Quadro 4.2: Sequência de passos utilizados no protocolo SAR.....	43
Quadro 6.1: Síntese das idades obtidas para G1 DEI	107

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1: Deriva eólica potencial calculada para Araranguá, Uruçanga e Laguna.	23
Tabela 5.1: Composição primária e diagenética das amostras de DEI	53
Tabela 5.2: Composição primária e diagenética das amostras de ferricrete	54
Tabela 6.1: Dados utilizados para calcular a taxa de progradação do campo de dunas.....	117

LISTA DE ABREVIATURAS UTILIZADAS NESTA DISSERTAÇÃO

AGC: *Automatic Gain Control*

AP: Antes do Presente

CAM: Central Age Model

CMP: Common Midpoint

DEI: Depósitos Eólicos Indiferenciados

DEP: Deriva Eólica Potencial

DFE: Duna Frontal Estabelecida

DFI: Duna Frontal Incipiente

EIM: Estágio Isotópico Marinho

GPR: *Ground Penetrating Radar*

LOE: Luminescência Opticamente Estimulada

MDE: Modelo Digital de Elevação

MPA: Massa Polar Atlântica

MTA: Massa Tropical Atlântica

NRM: Nível Relativo do Mar

RMS: *Root Mean Square*

SAR: *Single Aliquote Regenerative*

TL: Termoluminescência

UMG: Último Máximo Glacial

ZCAS: Zona De Convergência Do Atlântico Sul

ZCIT: Zona De Convergência Intertropical

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	3
RESUMO	4
ABSTRACT	5
ÍNDICE DE EQUAÇÕES.....	6
ÍNDICE DE FIGURAS	6
ÍNDICE DE QUADROS	10
ÍNDICE DE TABELAS	10
LISTA DE ABREVIATURAS UTILIZADAS NESTA DISSERTAÇÃO	11
Capítulo 1 – INTRODUÇÃO.....	15
1.1. Estrutura da dissertação	15
1.2. Delimitação das questões científicas.....	15
1.3. Metas e objetivos	18
Capítulo 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
2.1. Localização e delimitação da área.....	19
2.2. Clima	21
2.3. Regime de ventos, ondas e marés	22
2.4. Variação do nível relativo do mar	24
2.5. Embasamento pré-Cenozoico	24
2.6. Drenagens.....	27
2.7. Geomorfologia da costa e da plataforma continental	28
2.8. Modelos evolutivos quaternários regionais.....	29
2.9. Distribuição geográfica e cronológica dos depósitos eólicos quaternários no litoral catarinense	30
Capítulo 3 – DEFINIÇÕES PARA OS TERMOS ADOTADOS	32
3.1. Classificação de setores costeiros.....	32
3.2. Classificação de depósitos eólicos costeiros.....	32
Capítulo 4 – MATERIAIS & MÉTODOS	35
4.1. Sensoriamento remoto.....	35

4.1.1.	Evolução do sistema eólico ativo	35
4.1.2.	Mapeamento do sistema eólico inativo	36
4.2.	Atividades de campo e amostragem.....	36
4.2.1.	Morfologia do sistema eólico ativo	36
4.2.2.	Descrição do sistema eólico inativo	37
4.2.2.1.	GPR.....	37
4.2.2.2.	Amostragem.....	37
4.2.2.2.1.	Coleta de amostras indeformadas	39
4.3.	Atividades de laboratório.....	40
4.3.1.	Granulometria	40
4.3.2.	Separação e análise microscópica de minerais pesados	40
4.3.3.	Petrografia	42
4.3.4.	Datação por luminescência opticamente estimulada.....	42
4.3.5.	Processamento das seções GPR	44
Capítulo 5 – RESULTADOS		46
5.1.	Sistema eólico inativo	46
5.1.1.	Depósitos eólicos indiferenciados	46
5.1.1.1.	Cronologia.....	49
5.1.1.2.	Granulometria	50
5.1.1.3.	Minerais pesados.....	51
5.1.1.4.	Petrografia.....	52
5.1.2.	Lençol de areia	55
5.1.2.1.	Cronologia.....	57
5.1.2.2.	GPR.....	57
5.1.2.3.	Granulometria	62
5.1.2.4.	Minerais pesados.....	63
5.1.2.5.	Petrografia.....	64
5.1.3.	Campo de dunas	65
5.1.3.1.	Cronologia.....	69
5.1.3.2.	GPR.....	70
5.1.3.3.	Granulometria	72
5.1.3.4.	Minerais pesados.....	74
5.1.3.5.	Petrografia.....	76
5.2.	Sistema eólico ativo	76
5.2.1.	Associações morfológicas	76
5.2.1.1.	Praia-duna.....	77
5.2.1.1.1.	Granulometria.....	80

5.2.1.2.	<i>Planície deflacionária</i>	81
5.2.1.2.1.	GPR	82
5.2.1.2.2.	Granulometria	84
5.2.1.2.3.	Minerais pesados	84
5.2.1.3.	<i>Campo de dunas livres</i>	85
5.2.1.3.1.	Granulometria	89
5.2.1.3.2.	Minerais pesados	89
5.2.2.	Sensoriamento remoto	91
Capítulo 6 – DISCUSSÃO		96
6.1.	Sistema eólico ativo	96
6.1.1.	Variação temporal do sistema	96
6.1.2.	Variação espacial das características sedimentológicas	99
6.2.	Sistema eólico inativo	102
6.2.1.	Confiabilidade das idades LOE	102
6.2.2.	Depósitos eólicos indiferenciados	106
6.2.2.1.	<i>Relação com NRM e paleoclima</i>	107
6.2.2.2.	<i>Estratigrafia e sedimentologia</i>	108
6.2.3.	Lençol de areia	109
6.2.3.1.	<i>Relação com NRM e paleoclima</i>	109
6.2.3.2.	<i>Estratigrafia e sedimentologia</i>	113
6.2.4.	Campo de dunas	116
6.2.4.1.	<i>Relação com NRM e paleoclima</i>	116
6.2.4.2.	<i>Estratigrafia e sedimentologia</i>	119
6.3.	Evolução do sistema eólico e sistemas associados	123
Capítulo 7 – CONCLUSÕES		127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		129
ANEXO I.	Mapa de pontos	i
ANEXO II.	Mapa de distribuição de idade	iii
ANEXO III.	Mapa de sistemas deposicionais	v
ANEXO IV.	LOE	vii
ANEXO V.	Granulometria	ix
ANEXO VI.	Minerais Pesados	xiv

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Estrutura da dissertação

Este trabalho é apresentado na forma clássica de dissertação, dividido em ***Introdução, Caracterização da Área de Estudo, Definições para os Termos Adotados, Materiais e Métodos, Resultados, Discussão e Conclusões***. Versa sobre a evolução do sistema eólico inativo ao longo de milhares de anos, com ênfase à influência de variações do nível relativo do mar e climáticas. Baseia-se para isso em fotointerpretação, observações de campo e caracterização sedimentológica e geocronológica das diversas feições e unidades morfoestratigráficas (gerações de depósitos eólicos) reconhecidas. O sistema eólico ativo também é estudado, com o intuito de fornecer modelo análogo moderno para o sistema estabilizado. Este estudo abrange análise de fotos aéreas ao longo de aproximadamente 60 anos, com estimativa das áreas ocupadas por distintas associações de elementos morfológicos, bem como a descrição de campo e a caracterização sedimentológica (granulométrica) destas diferentes associações.

1.2. Delimitação das questões científicas

Os depósitos eólicos são o principal indicador de rumo e atuação de vento no passado. No caso de depósitos quaternários costeiros, a preservação da morfologia original fornece indicações não só sobre o rumo de atuação do vento, mas também sobre a relação entre o aporte eólico efetivo e o espaço de acumulação disponível, estes determinados pela interação entre o clima e a variação do nível relativo do mar (NRM) (Kocurek & Havholm, 1993; Giannini *et al.*, 2014). A iniciação de campos de dunas livres é favorecida em linhas de costa estacionárias ou ligeiramente transgressivas (Pye & Bowman, 1984; Lees, 2006; Giannini *et al.*, 2007, 2014; Mendes *et al.*, 2015), onde o espaço de acumulação estável ou em redução favorece o empilhamento do sedimento eólico. Deste modo, em planícies com elevado aporte fluvial, a instalação de campos de dunas refletiria redução da progradação da costa, que seria resposta a queda no suprimento fluvial, desencadeada por queda na precipitação na região, ou seja, instauração de clima mais seco. E momentos de aumento de precipitação e de aporte fluvial elevariam as taxas de progradação costeira e diminuiriam a expressão dos campos de dunas, ou mesmo, levariam-nos à estabilização (Giannini *et al.*, 2014).

Modelos estratigráficos prévios para o sistema eólico quaternário no sul do Brasil, com dados geomorfológicos, morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos (Giannini, 1993; Giannini *et al.*, 2001, 2007; Sawakuchi, 2003; Sawakuchi *et al.*, 2009, Mendes *et al.*, 2015), reconhecem quatro gerações de campos

de dunas, nomeadas 1 a 4, em ordem de idade decrescente. Interpretações morfoestratigráficas, reforçadas com resultados de datação por luminescência, permitiram sugerir um modelo de distribuição destas gerações no tempo quanto ao comportamento do nível relativo do mar (NRM) e da linha de costa. Desse modo, a geração 1 seria anterior ao rebaixamento de nível de base do Último Máximo Glacial (UMG) e, pelo menos em parte, anterior também à máxima inundação do Penúltimo Interglacial. A geração 2 seria anterior ou contemporânea à máxima inundação holocênica; e as outras duas gerações seriam posteriores a esta inundação, sendo uma delas, a 4, ativa em tempo histórico (Giannini *et al.*, 2007; Amaral *et al.*, 2012). Sendo estas variações de NRM de escala ampla e caráter regional, algumas das gerações identificadas no centro-sul de Santa Catarina seriam correlacionáveis a gerações de dunas de outras áreas costeiras do país (Giannini, 1993, 2007; Sawakuchi, 2003; Giannini *et al.*, 2007). Estudos morfoestratigráficos demonstram também, a exemplo do encontrado por Guedes *et al.* (2013) nos Lençóis Maranhenses, que as idades LOE-SAR (luminescência opticamente estimulada – *single aliquote regenerative*), por refletirem a última estabilização das dunas, controlam-se não somente segundo os grandes ciclos de variação de NRM, mas também de acordo com os episódios climáticos de aumento de umidade e vegetação, como por exemplo o evento Heinrich 1 (H1: 17 ka AP), capazes de levar à estabilização de campos de dunas. Outro exemplo de formação de dunas associada não só a variações do NRM, mas também a mudanças paleoclimáticas é o da região de Cabo Frio, onde Andrade *et al.* (2015) reconhecem e datam duas gerações de campos de dunas livres gerados por ventos de NE e atribuem sua formação a momentos de disponibilidade de suprimento sedimentar, criada pela erosão subaquosa da margem lagunar, sob condição de baixa pluviosidade. A precipitação em Santa Catarina é controlada tanto pelo Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) (Cruz *et al.*, 2006, 2009; Garreaud *et al.*, 2009) quanto pelas frentes frias, e tendo em visto o controle da pluviosidade na estabilização do campo de dunas, momentos de intensificação destes sistemas provavelmente coincidem com momentos de estabilização das dunas, enquanto o seu enfraquecimento pode ser o gatilho para a formação de depósitos eólicos.

A costa sul de Santa Catarina, entre Campo Bom e a foz do rio Araranguá, possui campos de dunas transgressivos ativos e inativos, formados por migração tanto ao longo da costa quanto para o interior do continente (Hesp *et al.*, 2009). A distribuição dos depósitos eólicos ativos encontrados nessa área difere da dominante na área vizinha a norte (entre Campo Bom e desembocadura do Camacho), onde o sistema eólico não apresenta planície deflacionária e é formado apenas por dunas transversais, planícies interdunas, *nebkhas*, cadeias barcanoides, cordões de precipitação e lobos

deposicionais (Martinho, 2004; Martinho *et al.*, 2006). Já o sistema eólico ativo a sul, entre Balneário Arroio do Silva – SC e Rondinha – RS, assemelha-se morfologicamente à área de estudo, com cordões eólicos subparalelos à costa, descontínuos, cuja geometria em planta alterna crescentes e lobos voltados para o interior. Outra característica morfológica comum aos sistemas eólicos costeiros do norte do Rio Grande do Sul e do sul de Santa Catarina é a existência de dunas livres ativas não somente nas proximidades imediatas da praia, mas também no interior da barreira holocênica. Os cordões de dunas livres internos migram rumo SW, subparalelamente à costa, sem conexão direta aparente com a praia atual adjacente, da qual se separam por ampla planície deflacionária (0,5 a 1,5 km de largura). A explicação para o modo de ocorrência destes depósitos, que parece ser um caso muito particular dentre os sistemas eólicos costeiros brasileiros, é assunto ainda pouco explorado na literatura (e.g. Puhl, 2017).

Os depósitos eólicos inativos da área entre Campo Bom e a foz do rio Araranguá incluem dois campos de dunas antigos, nas suas porções norte e sul, com feições bem preservadas de cordões de precipitação. O padrão morfológico destes cordões assemelha-se ao dos depósitos eólicos da barreira entre Itapeva e Tramandaí, no Rio Grande do Sul, de início admitidos como de dunas frontais (Delaney, 1963; Villwock, 1984) e mais recentemente reinterpretados como cordões de precipitação sucessivos, que marcariam a mudança de posição da margem externa de antigos campos de dunas livres à medida que a linha de costa regrediu (Dillenburg *et al.*, 2000; Hesp *et al.*, 2005; Giannini, 2007; Martinho *et al.*, 2010; Giannini *et al.*, 2014), possivelmente no Holoceno médio e superior.

Tendo em vista os modelos estratigráficos para a deposição eólica costeira no Quaternário, os ciclos de variação do NRM e os episódios climáticos para o Sul do Brasil, as principais questões que emergem são: 1. As quatro gerações eólicas já descritas para o litoral sul brasileiro podem ser encontradas na área? 2. Como se explicam os campos de dunas ativos aparentemente descolados da fonte de areia praial atual, no interior das barreiras holocênicas? 3. Qual o controle na formação destes depósitos eólicos e possuiriam eles significado paleoclimático, por exemplo pulsos de aporte eólico acarretados por fases mais secas versus pulsos de progradação em fases úmidas?

Dentro desta problemática científica, o alvo deste projeto é o arcabouço estratigráfico e cronológico dos sistemas deposicionais eólicos quaternários da costa sul catarinense e sua relação com os demais sistemas deposicionais costeiros da região e com os fatores controladores clima e NRM.

1.3. Metas e objetivos

A meta maior deste projeto é reconstituir no tempo os eventos de formação e estabilização de depósitos eólicos quaternários da costa sul catarinense e relacionar estes eventos com variações na progradação subaquosa, no aporte eólico e nos seus fatores controladores climáticos e eustáticos.

Para alcançar esta meta, estabeleceram-se os seguintes objetivos específicos:

- I. Com base em análise de fotografias aéreas e imagens de satélite, reconhecer elementos morfológicos eólicos e possíveis unidades morfoestratigráficas (gerações de dunas e/ou lençóis de areia) e caracterizar sua distribuição espacial e rumo de migração.
- II. Estudar as características internas dos depósitos correspondentes aos elementos morfológicos eólicos previamente definidos no objetivo anterior e refinar a caracterização das unidades através de ensaios sedimentológicos laboratoriais, com destaque para granulometria, quantificação de minerais pesados e exame de seções delgadas, e avaliar a possibilidade de contrastes sedimentológicos ou pedodiagenéticos entre fácies ou unidades.
- III. Deduzir a cronologia dos eventos formadores e estabilizadores das dunas eólicas através de datações por LOE.
- IV. Avaliar os depósitos eólicos quanto a variações de aporte sedimentar, e discutir possíveis significados dessas variações de aporte em termos de mudanças, descritas na literatura ou inferidas na área, de NRM, de linha de costa e de clima.

Capítulo 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização e delimitação da área

O sistema eólico tema de estudo desta dissertação localiza-se no litoral sul do Estado de Santa Catarina (Figura 2.1 e Figura 2.2), entre o Balneário de Campo Bom (município de Jaguaruna) e a foz do rio Araranguá, próximo ao Balneário Morro dos Conventos (município de Araranguá).

Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo.

O limite nordeste da área foi escolhido com base em trabalhos anteriores na região (Giannini, 1993; Martinho, 2004; Martinho *et al.*, 2006) em que se determinou a localidade de Campo Bom como o final do campo de dunas livres da praia Grande do Sul. O limite sudoeste foi demarcado como a foz do rio Araranguá. De SE para NW, a área estende-se desde a praia até o contato do sistema eólico quaternário com o embasamento pré-Cenozoico ou com sistemas paleolagunares quaternários.

Figura 2.2: Localização detalhada da área de estudo, com principais topônimos citados ao longo da dissertação.

2.2. Clima

A costa do Estado de Santa Catarina situa-se dentro da Zona Subtropical Sul e sua posição geográfica favorece a influência de massas atmosféricas oceânicas. O clima da região é controlado pelas massas Tropical Atlântica (MTA) e Polar Atlântica (MPA) (Orselli, 1986). A MTA age no litoral brasileiro ao longo do ano todo, com predomínio durante a primavera e verão, associada na costa a ventos de E e SE. Durante o outono e inverno, a MPA é mais ativa e assim os ventos de S e SW gerados pelas frentes frias predominam nessas estações. Estando na borda de uma zona de alta pressão, a costa de Santa Catarina associa-se à divergência de ventos dominantes, passando de ventos de S e SE, no norte do estado, para ventos de NE, da enseada da Pinheira (Palhoça) para sul (Mendes & Giannini, 2015).

Há duas importantes fontes para a umidade envolvida na precipitação na Região Sul (Cruz *et al.*, 2006, 2009; Garreaud *et al.*, 2009) (Figura 2.3). A primeira é o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), responsável por mais de 60% da precipitação em 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 é intensificado durante o verão (Vera *et al.*, 2006). A segunda fonte, que afeta toda a faixa oriental do Sul-Sudeste do Brasil são as frentes frias, responsáveis pelas chuvas ocorrentes no inverno.

Figura 2.3: Localização dos principais elementos atmosféricos do sistema climático da América do Sul.

2.3. Regime de ventos, ondas e marés

Segundo Giannini (1993), na estação meteorológica de Araranguá, entre 1975 e 1983, os ventos de SW são responsáveis por quase 70% da deriva eólica potencial (DEP) total e aproximadamente 40% dela ocorre no mês de julho. Em Uruguaçu, os ventos de NE perfazem 40% da DEP total e os meses do ano de maior concentração da DEP total (também da ordem de 40%) correspondem a setembro e outubro. Já para a estação de Laguna, no mesmo período, os ventos de NE, SE e SW são responsáveis

por 26% da DEP cada um e o mês com DEP total mais elevada (17%) é julho. Os resultados obtidos por Giannini (1993) estão resumidos na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Deriva eólica potencial calculada por Giannini (1993) para Araranguá, Uruçanga (a NW da área de estudo) e Laguna (a NE). Resultados em "unidades vetoriais" de deriva potencial eólica média mensal e anual segundo a fórmula de Fryberger & Dean (1979).

Estação Meteorológica (Inmet) de Araranguá - Período 1975-1983

Dir.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total/Ano
N	0,66	0,00	0,87	0,90	0,00	0,00	0,00	2,65	0,00	0,87	1,84	0,00	7,79
NE	1,99	0,73	0,87	0,00	0,00	0,00	3,98	2,65	26,09	1,78	0,90	0,87	39,86
E	10,66	3,64	5,72	0,00	0,00	0,00	1,33	2,65	12,01	2,65	0,90	1,78	41,34
SE	1,33	2,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,84	4,85	10,2
SE	4,34	0,00	0,00	5,92	0,00	0,00	27,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	38,25
SW	1,33	3,64	10,15	1,84	24,37	6,85	212,85	118,23	5,48	54,79	15,91	2,65	458,09
W	3,67	0,00	0,00	0,00	1,78	9,59	7,35	0,00	0,00	6,63	19,18	0,87	49,07
NW	0,66	8,06	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	10,52
Total	24,64	18,25	17,61	9,56	26,15	16,44	253,50	126,18	44,48	66,72	40,57	11,02	655,12

Estação Meteorológica (Inmet) de Uruçanga - Período 1975-1983

Dir.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total/Ano
N	1,78	0,00	0,29	0,60	2,08	6,97	3,07	5,30	6,22	18,92	4,41	1,46	51,10
NE	16,87	10,49	4,11	10,33	4,41	2,88	24,17	19,63	65,08	78,47	23,63	23,03	283,10
E	1,46	1,78	1,62	0,60	0,00	0,30	0,29	0,29	2,88	3,82	0,60	2,78	16,42
SE	16,46	5,65	10,28	8,22	2,74	0,60	7,92	8,24	15,96	14,42	14,74	27,92	133,15
SE	5,30	2,27	3,07	3,64	0,98	2,88	3,82	2,78	5,01	7,50	8,05	8,83	54,13
SW	4,83	3,38	1,62	3,18	2,74	19,80	20,40	9,12	29,02	26,41	5,48	2,07	128,05
W	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	1,67	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	2,55
NW	0,00	0,00	0,29	0,30	0,32	0,60	14,02	2,07	4,55	7,03	4,99	5,43	39,60
Total	46,70	23,57	21,28	27,17	13,27	35,70	73,98	47,43	128,72	156,57	61,90	71,81	708,10

Estação Meteorológica (Inmet) de Laguna - Período 1975-1984

(Informações incompletas entre 1976 e 1979)

Dir.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total/Ano
N	0,45	15,43	1,59	1,37	1,33	2,74	10,90	5,75	11,42	7,95	8,06	1,33	68,32
NE	18,68	7,22	12,20	18,11	6,63	6,85	18,83	1,33	6,38	8,68	8,53	16,90	130,34
E	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,00	0,00	2,65	0,90	0,00	0,00	0,00	4,02
SE	0,00	9,68	0,53	0,90	2,95	2,74	1,33	0,00	4,86	0,00	0,00	0,45	23,44
SE	14,70	30,26	4,00	12,57	5,60	10,90	26,88	1,33	10,05	9,55	2,27	0,45	128,56
SW	5,15	61,11	6,94	10,33	2,95	9,99	28,32	0,00	0,00	4,27	0,00	0,00	129,06
W	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45
NW	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	38,98	123,70	25,26	43,75	19,46	33,22	86,71	11,06	33,61	30,45	18,86	19,13	484,19

Segundo Pianca *et al.* (2010), na região, as ondas predominantes (no período entre janeiro de 1997 e dezembro de 2007) durante verão e primavera são de NE e S, e as classes de altura e período de onda mais frequentes são as de 1 a 3 m e 6 a 8 s,

respectivamente. No outono e inverno, as ondas de S são mais frequentes e apresentam, em geral, 2 a 3 m de altura e períodos de 10 a 12 s. Indicadores geomorfológicos e sedimentológicos apontam para deriva litorânea longitudinal residual rumo NE nas regiões vizinhas tanto a norte (Giannini 1993), quanto a sul (Tomazelli & Villwock, 1992). Apesar de durante o verão e a primavera as ondas de NE serem mais frequentes, produzindo deriva rumo SW, as ondas de S, com altura e período maiores, são mais efetivas no transporte sedimentar. A área de estudo apresenta regime de micromarés, com amplitude média de maré astronômica de 0,4 m, podendo chegar até 0,8 m por efeito da sobrelevação temporária da maré meteorológica, conforme observado no maregrama da Figura 2.4.

Figura 2.4: Maregrama para Balneário Rincão (23 a 29 de julho de 2016), exemplificando diferença entre maré astronômica prevista e mare observada. Obtido no sítio eletrônico do Epagri-CIRAM (<http://ciram.epagri.sc.gov.br/>). A altura residual é a diferença entre a maré observada e a maré astronômica. Se a maré observada for maior que a astronômica, a altura residual será positiva. Se a maré observada for menor que a astronômica, a altura residual será negativa

2.4. Variação do nível relativo do mar

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 5410 ± 80 anos A.P. (Angulo *et al.*, 1999 2006). Baseado em terraços de construção marinha essencialmente arenosos, o NRM máximo admitido na região para o Penúltimo Interglacial (120000 anos AP) é de $8 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ acima do nível atual (Martin *et al.*, 1988).

2.5. Embasamento pré-Cenozoico

As rochas pré-cenozoicas da costa sul catarinense pertencem ao Batólito de Florianópolis e à Bacia do Paraná (Figura 2.5). O Batólito de Florianópolis abrange área

de cerca de 12 mil km² no sul de Santa Catarina, sendo que o corpo dominante é o da Suíte Pedras Grandes, composto predominantemente por biotita hornblenda monzogranitos de granulação grossa (Jelinek *et al.*, 2005). Próximo à área de estudo, a Suíte Pedras Grandes é representada pelo Granito Imaruí-Capivari, formado por sieno e monzogranito leucocráticos, com biotita e porfíricos (CPRM, 2000).

A Bacia do Paraná aflorante nas proximidades da área de estudo (Figura 2.5) é representada pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois e pela Formação Serra Geral e corpos intrusivos associados (Silva *et al.*, 2000).

O Grupo Itararé aflora próximo a Morro da Fumaça, representado pela Formação Rio do Sul, com folhelhos, siltitos, diamictitos, conglomerados, ritmitos, varvitos e arenitos muito finos a médios (Silva *et al.*, 2000; Wildner *et al.*, 2014). O Grupo Guatá, aflorante em Pedreiras, Içara e Cricúma e composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, compreende arenitos finos a grossos, siltitos, siltitos carbonosos intercalados com camadas de carvão e folhelhos subordinados (Bortoluzzi *et al.*, 1987; Milani *et al.*, 2007). O Grupo Passa Dois é formado pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, aflorantes entre Barro Vermelho e Cricúma, com siltitos, folhelhos, folhelhos pirobetuminosos, dolomitos, arenitos, argilitos muito finos e bancos carbonáticos. (Lavina, 1988; Milani *et al.*, 2007). A Formação Serra Geral, entre Rio dos Porcos e a rodovia BR-101, apresenta na região predomínio de basaltos toleíticos, com soleiras e diques de diabásio associados (Silva *et al.*, 2000; Wildner *et al.*, 2014)

Figura 2.5: Mapa geológico da área de estudo extraído do Mapa do Estado de Santa Catarina, elaborado por Wildner *et al.* (2014).

2.6. Drenagens

As principais bacias hidrográficas em que a área de estudo se insere são as dos rios Araranguá e Uruçanga. A bacia do rio Araranguá (Figura 2.6) tem área de drenagem de aproximadamente 3 mil km². O rio Araranguá é formado a partir da junção dos rios Itoupava e Mãe Luzia, a oeste da cidade de Araranguá. Este rio tem caráter meandrante e, na região próxima à área de estudo, encontra-se sobre planície estuarino-lagunar mal drenada, cercada por campos de dunas ativos e inativos. Na comparação de imagens de satélite e fotos aéreas de diferentes anos (1938, 1957, 1978 e 2002), é possível inferir tanto o abandono de meandros quanto momentos de rompimento ou de crescimento do esporão de areia, em sua desembocadura. A bacia do rio Uruçanga abrange aproximadamente 680 km² e o rio que a nomeia é formado pela confluência dos rios Maior e Carvão. Dentro da bacia, encontra-se um sistema lagunar formado pelas lagoas Bonita, do Réu, Uruçanga Velha e arroios da Cruz e do Réu. A bacia do rio Uruçanga encontra-se poluída por dejetos das mineradoras de carvão, sendo que o próprio rio Uruçanga é um dos mais poluídos do Estado de Santa Catarina.

Figura 2.6: Bacias hidrográficas do Uruçanga e do Araranguá e precipitação total anual média provável, segundo Pandolfo *et al.* (2002).

A área de estudo compreende cinco lagoas principais, de NE para SW: Uruçanga Velha, do Rincão, Faxinal, dos Esteves e Mãe Luzia (Figura 2.6). Destas, segundo Alexandre & Aguiar (2000), a lagoa Uruçanga Velha é a única, com ligação com o rio Uruçanga, que possui água salobra, já que recebe contribuição da maré enchente a

partir da foz deste rio. Encontra-se parcialmente assoreada por rejeitos de lavra de carvão. A lagoa do Rincão conecta-se à lagoa do Jacaré, no centro urbano de Balneário Rincão. As lagoas dos Esteves e Faxinal não recebem contribuição de afluentes e a segunda é utilizada para abastecimento do município. Já a lagoa Mãe Luzia conecta-se pelo rio Lagoinha ao braço morto do rio Araranguá, e por este ao oceano.

2.7. Geomorfologia da costa e da plataforma continental

Na divisão proposta por Giannini (2007) para a costa e plataforma continental brasileira, baseada na inter-relação entre feições fisiográficas e estruturais emersas e submersas, a área de estudo proposta neste projeto insere-se no setor quase contínuo entre Cabo de Santa Marta (Laguna) e Chuí, coincidente em extensão com a Bacia de Pelotas. 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, segundo o autor, à herança fisiográfica do Alto Estrutural de Florianópolis. Os principais elementos tectono-estruturais e magmáticos do setor a sul deste cabo são o Arco Rio Grande, o Sinclinal de Torres e a Bacia de Pelotas. A costa entre Laguna e Chuí caracteriza-se por praias muito extensas (dezenas a centenas de km), com lagunas e barreiras transgressivas do Holoceno médio, mas que em parte tiveram evolução posterior progradante (Dillenburg *et al.*, 2009; Hesp *et al.*, 2009).

A linha de costa nesse setor 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 a alternância de concavidades e convexidades tênues (Figura 2.7). Por exemplo, a linha de costa no trecho Tramandaí-Laguna, em que se insere a área de estudo, caracteriza-se pela geometria ligeiramente côncava para o mar (Dillenburg *et al.*, 2000; Giannini, 2007), com orientação ENE. Comparando estes trechos costeiros de curvatura alternada com a plataforma interna adjacente, Dillenburg *et al.* (2000) observaram coincidência entre os trechos côncavos e zonas de redução de declividade na plataforma interna e vice-versa. Ou seja, as concavidades da costa ocorrem também na isóbata -50m, só que espelhadas. Desse modo, a convergência de ondas nesses trechos côncavos e de plataforma interna menos íngreme concentraria o aporte subaquoso e favoreceria o caráter mais progradante, evidenciado pela presença de alinhamentos de cordões litorâneos (eólicos na origem) e pelo menor porte dos depósitos eólicos em geral em comparação com os trechos convexos (Dillenburg *et al.*, 2000; Giannini, 2007). 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 quanto à curvatura da costa, bem como o aumento do caráter

progradante (sugerido pela elevação na quantidade e espaçamento de cordões holocênicos) de Cabo de Santa Marta para Tramandaí, já que a declividade da plataforma interna nesse trecho aumenta suavemente rumo sul.

Figura 2.7: Alternância de concavidades e convexidades na costa do Rio Grande do Sul. (A) Imagem extraída do software Google Earth. (B) Esquema extraído de Dillenburg *et al.* (2000).

2.8. Modelos evolutivos quaternários regionais

Para o litoral dos estados do Paraná e de Santa Catarina, Martin *et al.* (1988) associam a formação das planícies litorâneas às flutuações do NRM associadas aos dois últimos interglaciais, e reconhecem sete estádios evolutivos, resumidos no Quadro 2.1. Já o modelo de Villwock *et al.* (1986), a planície costeira do Rio Grande do Sul evoluiu rumo leste através da formação de quatro sistemas deposicionais do tipo “laguna-barreira”, os quais implicam a formação e existência contemporânea de laguna e barra-barreira, interligados por canal de desembocadura (*inlet*). Cada um dos sistemas laguna-barreira, nomeados I a IV do mais antigo para o mais novo, registraria o pico de transgressões da linha de costa, relacionadas a elevações do NRM durante os quatro

últimos interglaciais (últimos 400 ka). No norte do estado, apenas as duas barreiras mais novas estariam presentes (Tomazelli, 1990; Dillenburg *et al.*, 2000).

Quadro 2.1: Síntese do modelo evolutivo de Martin *et al.* (1988) para o Cenozoico costeiro de Santa Catarina.

ESTÁDIO EVOLUTIVO	NRM / LINHA DE COSTA	SEDIMENTAÇÃO/EROSÃO
Estádio 1	NRM 100 m mais baixo que o atual	Sedimentação de depósitos continentais terciários correlacionáveis à Formação Barreiras (e.g. Formação Alexandra).
Estádio 2	Máximo da transgressão antiga	Erosão de depósitos continentais mais antigos, representados por testemunhos de terraços arenosos e cascalhosos.
Estádio 3	Máximo da transgressão de 120 mil anos A.P.	Afogamento de baixos cursos fluviais, assim transformados em estuários e lagunas, e intensa erosão dos depósitos mais antigos, continentais e marinhos.
Estádio 4	NRM mais baixo que o atual	Construção das planícies costeiras pleistocênicas, com acréscimo sucessivo de cristas praias.
Estádio 5	Máximo da transgressão ligada ao NRM alto de 5,1 mil anos A.P.	Erosão das planícies pleistocênicas, afogamento de vales incisos e desenvolvimento de ilhas-barreiras e lagunas, que isolaram do mar aberto os restos dos terraços marinhos mais antigos.
Estádio 6	NRM estável	Construção de deltas intralagunares, como o do rio Tubarão.
Estádio 7	Descida do NRM	Formação de terraços marinhos a partir das ilhas-barreiras, com gradual restrição das lagunas, em extensão e conexão com o mar, passando, em seguida a pântanos salobros e, por fim, doces.

2.9. Distribuição geográfica e cronológica dos depósitos eólicos quaternários no litoral catarinense

O uso de critérios estratigráficos e geomorfológicos tem permitido o reconhecimento de pelo menos quatro gerações quaternárias (Quadro 2.2) de depósitos eólicos na costa de Santa Catarina (Giannini, 2007; Giannini *et al.*, 2007). A primeira seria pré-UMG; a segunda posterior ao UMG e anterior à máxima inundação holocênica; e as duas últimas, uma ativa e outra inativa, são posteriores à máxima inundação holocênica. Os resultados de datações por termoluminescência (TL) e LOE obtidos em campos de dunas costeiras inativas nas regiões de Imbituba a Laguna (Sawakuchi, 2003; Giannini *et al.*, 2007) são sugestivos da existência de agrupamentos de idades fortemente controladas pelo comportamento do NRM, com favorecimento nos tratos de mar alto (Giannini, 2007; Giannini *et al.*, 2007). Mendes *et al.* (2015) defendem que a

estabilidade da linha de costa, favorecida por NRM estável, alto ou baixo, é uma condição básica para a formação do sistema eólico. Caso a linha de costa varie rapidamente, o transporte e deposição eólica são diluídos por uma ampla área, o que dificulta a acumulação.

Sob condição prolongada de linha de costa estável, a influência do clima seria, entretanto, ressaltada (Mendes *et al.*, 2015). A grande variação nas idades disponíveis para as paleodunas do Holoceno, todas formadas sob o mesmo contexto de nível de mar alto, sugerem que fatores ligados ao clima local ou regional, como precipitação e intensidade dos ventos, possam ser responsáveis por seu desencadeamento ou estabilização.

Quadro 2.2: Proposta de correlação entre gerações de campos de dunas de diferentes regiões costeiras de Santa Catarina.

Região do Estado de Santa Catarina	GERAÇÃO EÓLICA E RESPECTIVA IDADE INFERIDA OU MEDIDA POR TL/LOE			
	1ª GERAÇÃO	2ª GERAÇÃO	3ª GERAÇÃO	4ª GERAÇÃO
Centro-sul: Imbituba-Jaguaruna (Giannini, 1993; Giannini <i>et al.</i> , 2001, 2007; Sawakuchi, 2003; Tanaka, 2010)	Iniciada antes ou durante a última transgressão pleistocênica 174,8-50,8 ka AP	Iniciada antes ou durante a transgressão pós-glacial 10,9-4,9 ka AP	Fixada após a transgressão pós-glacial 6,3-0,2 ka AP	Dunas ativas
Centro-norte: Ouvidor-Florianópolis (Mendes, 2012; Mendes <i>et al.</i> , 2015)	350-240 ka AP	60-10 ka AP	5,5 – 0,6 ka AP	Dunas ativas
Norte: Ilha São Francisco do Sul (Zular <i>et al.</i> , 2013)			1,9-1,2 ka AP	Dunas ativas

Dentro da geração de dunas mais recente, Martinho *et al.* (2010) e Mendes & Giannini (2015) definem, com base em comparação de fotos aéreas de diferentes datas e em boletins meteorológicos, dois estágios de ação eólica no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina. O primeiro, entre 1948 e 1963, caracteriza-se por maior deriva potencial eólica e menor umidade, o que explica o aumento na área coberta por depósitos eólicos (Mendes & Giannini, 2015). Já o segundo, entre 1963 e 2010, é marcado pela diminuição da deriva potencial e aumento da precipitação. Dentro dele, tem-se primeiro, até 1978, rápida migração dos depósitos eólicos, e, em seguida, até os dias atuais, a estabilização dos campos de dunas (Mendes & Giannini, 2015).

Capítulo 3 – DEFINIÇÕES PARA OS TERMOS ADOTADOS

3.1. Classificação de setores costeiros

Para discussão da morfodinâmica praial, é necessário primeiramente esclarecer a terminologia usada, tendo em vista as diferentes nomenclaturas, muitas vezes conflitantes entre si, encontradas tanto na literatura nacional quanto na internacional. Praia (*beach*) é a acumulação de sedimentos depositados pelas ondas entre o nível de base de onda (profundidade máxima em que os orbitais de onda conseguem revolver e depositar sedimentos de fundo) e o limite externo da zona de espreamento (King, 1972; Short, 1999). Outros autores preferem denominar esta acumulação de costa (*shore*) e restringir o termo praia (*beach*) à sua porção situada acima do nível médio de espreamento de baixamar, conforme compilado por Angulo (1996) (Figura 3.1). Esta dissertação adotará a proposta de classificação de setores costeiros deste autor.

Figura 3.1: Terminologia de setores costeiros que será adotada nesta dissertação. Extraído de Angulo (1996).

3.2. Classificação de depósitos eólicos costeiros

Os depósitos eólicos costeiros brasileiros são divididos em três associações de elementos morfológicos: praia-duna, planície deflacionária e campo de dunas livres, assim ordenados de barla para sotavento (Giannini *et al.*, 2011, 2014), conforme ilustrado na Figura 3.2. Os elementos que formam cada uma destas três associações encontram-se apresentados e brevemente descritos em Quadro 3.1, Quadro 3.2 e Quadro 3.3, respectivamente.

Figura 3.2: Associações morfológicas dos depósitos eólicos costeiros brasileiros segundo Giannini *et al.* (2011, 2014).

Quadro 3.1: Elementos morfológicos da associação praia-duna, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Descrições compiladas de Kocurek & Nielson (1986), Kocurek *et al.* (1992), Hesp (2002) e Giannini *et al.* (2005).

ELEMENTO MORFOLÓGICO	DESCRIÇÃO
Duna frontal (<i>foredune</i>)	Feição paralela à costa, formada sobre o pós-praia ou a antepraia superior por deposição eólica em meio à vegetação, e subclassificada em incipiente versus estabelecida. Pode conter rupturas de deflação anexadas.
Protoduna (<i>protodune</i>)	Forma de leito tipicamente com menos de 1 m de altura sem face de avalanche, de geometria dômica ou transversal ao vento efetivo.
Lençol de areia (<i>sandsheet</i>)	Massa de areia eólica 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 à vegetação).

Quadro 3.2: Elementos morfológicos da associação planície deflacionária, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Descrições compiladas de 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 por retirada e redeposição de depósitos arenosos preexistentes. A erosão forma uma bacia deflacionar limitada por paredes subparalelas que se fecham rumo sotavento em lobo deposicional com faces de avalanche. Nesta associação, esta feição ocorre tipicamente desconectada dos elementos de praia-duna.
Rastro linear residual (<i>trailing ridge</i>)	Braço alongado de duna parabólica, ou da terminação de duna barcana ou cadeia barcanoide parabolizada de campo de dunas livres, deixado para trás, pela fixação da vegetação, à medida que a duna migra.
Retrocordão ou marca de migração eólica (<i>gegenwalle</i>)	Cordão de areia residual, em meio à vegetação da planície deflacionária, deixado pela migração da margem barlavento de campo de dunas livres.
Duna parabólica (<i>parabolic dune</i>)	Duna com forma em planta em U ou V com convexidade voltada para sotavento. Deriva da ruptura de deflação, da qual difere pelo maior alongamento (relação entre comprimento e largura maior que 3), com paredes adquirindo a forma de rastro linear residual.

Quadro 3.3: Elementos morfológicos da associação campo de dunas livres, conforme Giannini *et al.* (2011, 2014). Descrições compiladas de 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	Pilha cônica de areia gerada por queda e fluxo de areia 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, geralmente com formato parabólico em planta.

Com exceção da duna frontal, os elementos morfológicos eólicos listados nos quadros 3.1 a 3.3 não são exclusivos de contextos costeiros. Lençóis de areia, por exemplo, são descritos também na periferia de campos de dunas de desertos interiores (Breed *et al.*, 1979) ou em áreas pouco vegetadas sob clima temperado (Schwan, 1988). As definições apresentadas para estes elementos nesses quadros são genéricas, isto é, válidas para diferentes contextos.

Capítulo 4 – MATERIAIS & MÉTODOS

4.1. Sensoriamento remoto

Três conjuntos de fotografias aéreas oblíquas e um conjunto de ortofotos foram utilizados para avaliar a cobertura eólica quaternária, com dois enfoques distintos: 1. evolução do sistema deposicional eólico ativo na área no decorrer de aproximadamente 60 anos; e 2. reconhecimento e mapeamento de distribuição e geometria de associações de elementos morfológicos dos sistemas eólicos ativo e inativo e dos demais sistemas a eles relacionados. Esta série de imagens compreende os anos de 1938, 1957, 1978 (fotografias aéreas oblíquas) e 2002 (ortofotos). As fotografias aéreas oblíquas foram cedidas pela Secretaria de Estado do Planejamento de Santa Catarina e as ortofotos foram obtidas através do sítio eletrônico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE (<http://downloads.ibge.gov.br/>). As fotografias aéreas oblíquas foram georreferenciadas através do *software ArcMap 10.3*, admitindo RMS (erro médio quadrático) máximo de 5 m e adotando-se o *datum* SIRGAS 2000, o mesmo das ortofotos.

4.1.1. Evolução do sistema eólico ativo

Para os conjuntos de fotos aéreas de cada uma das quatro datas foram delimitados manualmente, no mesmo *software* do georreferenciamento, *shapefiles* referentes a áreas de areia eólica exposta versus estabilizadas pela vegetação. A opção por este critério de mapeamento baseado na vegetação, em vez do mapeamento de associações de elementos morfológicos, foi feita devido à dificuldade de estabelecer com precisão o limite entre elementos morfológicos de diferentes associações. Assim, por áreas de areia exposta, entende-se aqui todo o conjunto das associações morfológicas praia-duna e campo de dunas livres mais os elementos morfológicos da associação planície deflacionária que não estejam recobertos pela vegetação. Neste trabalho, considerou-se o sistema praia-duna composto por praia, dunas frontais incipientes, dunas frontais estabelecidas e *blowouts* coalescidos localizados entre a duna frontal incipiente (DFI) e a planície deflacionária. A distinção entre praia, DFI, duna frontal estabelecida (DFE) e *blowouts* coalescidos foi realizada apenas em campo.

A partir destes *shapefiles*, mediram-se, em km², para cada data de foto: área estabilizada pela vegetação, área de areia exposta e área total do sistema eólico ativo. A saturação em areia do sistema eólico foi estimada pela razão entre a área de areia exposta e a área total do sistema eólico, segundo a definição de Giannini (2007) & Giannini *et al.* (2014).

O fotomosaico de 1938 não compreende a totalidade da área de estudo escolhida, já que há uma lacuna de fotos para o Balneário Campo Bom. Em vista disso, para efeito de comparação, as áreas não representadas nas fotos de 1938 não foram contabilizadas nas demais fotos.

Os mapas criados foram finalizados artisticamente com o *software ArcMap 10.3* e os gráficos com as áreas medidas em km² foram feitos no *Microsoft Office Excel 2016*.

4.1.2. Mapeamento do sistema eólico inativo

Shapefiles para cada elemento ou associação de elementos morfológicos, distintos nas fotografias aéreas com auxílio de informações de campo, foram desenhados manualmente e arte-finalizados em mapa usando o mesmo *software* do georreferenciamento.

4.2. Atividades de campo e amostragem

Três campanhas de campo foram realizadas para reconhecimento da área, descrição geomorfológica e estratigráfico-sedimentológica e coleta de amostras para análises laboratoriais em: I. 26 de março a 02 de abril de 2015, II. 10 a 15 de dezembro de 2015 e III. 01 a 05 de abril de 2016.

4.2.1. Morfologia do sistema eólico ativo

Para a descrição da morfologia do sistema eólico ativo foram levantados perfis transversais à linha de costa, ao longo da extensão do sistema eólico, e perfis paralelos à linha de costa. Os mapas contendo os pontos de campo dentro do sistema eólico ativo encontram-se no ANEXO I. A escolha da localização de cada ponto baseou-se na integração de feições morfológicas observadas em imagens de satélite, via aplicativo *Google Earth*, e observações de campo. Em cada ponto, amostras sedimentológicas superficiais foram coletadas para posterior análise. A separação dos pontos em códigos C, N e S refere-se à subdivisão da área de estudo em três porções: norte (N – Campo Bom a Olho d'Água), centro (C – Olho D'Água a Balneário Rincão), sul (S – Balneário Rincão a Barra Velha). Além destes códigos, as amostras de espriamento foram nomeadas P e as de duna frontal incipiente D. Adicionalmente, foram feitas medidas de atitude com bússola *Clar* ou *Brunton* da face de avalanche (*slipface*) em cordões de precipitação e de estratificação cruzada em duas localidades: 32 medidas no campo de dunas livres entre os pontos N17 e N18 e 35 no campo de dunas livres imediatamente a sul do rio Uruçanga.

4.2.2. Descrição do sistema eólico inativo

4.2.2.1. GPR

Seções GPR (Radar de Penetração no Solo), totalizando cerca de 60 km, foram adquiridas, sob supervisão da Prof^a Dr^a Milene Fornari (Unesp – Campus São Vicente), através da técnica *Common Offset*, que consiste no deslocamento contínuo, sempre no mesmo sentido, da antena. Os sinais recebidos são empilhados verticalmente de acordo com o deslocamento da antena. Desse modo, é gerada uma seção ou radargrama, que reflete a variação nas propriedades elétricas do meio e permite identificar feições ou interfaces que possuam contraste. O contraste destas propriedades relaciona-se a amplitude dos refletores gerados no radargrama. Quanto maior este contraste, maior a amplitude dos refletores. No presente estudo, durante as aquisições, foram considerados os seguintes parâmetros: a distância entre os pontos de amostragem (resolução horizontal – *step size*), o período da janela de aquisição, o empilhamento dos traços (*stacking*), a orientação das antenas e a localização e o espaçamento entre as linhas (Jol and Bristow, 2003). Para aquisição das seções, utilizou-se um coletor modelo SIR-3000 da empresa GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc*) integrado ao sistema de posicionamento por satélite operando no modo cinemático de tempo real (GNSS-RTK). As seções foram adquiridas com antenas blindadas, com frequência central de 200 MHz, pertencente do Laboratório de Geofísica Aplicada do IAG-USP (coordenado pelo Prof. Dr. Jorge Luís Porsani), e de 270 MHz, do Laboratório de Arqueologia Regional (LAR) do MAE-USP (coordenado pelo Prof. Dr. Paulo De Blasis). A distância entre os pontos de leitura, a qual define a resolução horizontal, foi de 10 cm. O período das janelas variou de 1000 a 500ns, o que corresponde a profundidades entre 15 e 20 m. Cada traço da seção representa o empilhamento (*stacking*) de 32 leituras. Adicionalmente, aplicou-se um controle automático de ganho (AGC - *Automatic Gain Control*), com o objetivo de equalizar a amplitude dos traços, em vista da tendência de sua atenuação com a profundidade. O valor da constante dielétrica utilizada durante o levantamento foi 10, que representa uma velocidade de 0,09 m/ns, e no geral, de acordo com Davis & Annan (1989), é o ideal para áreas onde predominem depósitos arenosos.

4.2.2.2. Amostragem

A amostragem no sistema eólico inativo foi feita por feição morfológica, em cortes naturais ou artificiais ou em paredes de trincheiras rasas (até 2 m de profundidade) abertas em campo, como mostrado na Figura 4.1 e na Figura 4.2. Além da amostragem de sedimento desagregado para análises granulométricas e mineralógicas, realizada em todos os 56 pontos, fizeram-se também coletas para datação por luminescência, em

24 pontos, e de amostras indeformadas para estudo petrográfico, em seis pontos. As amostras para LOE foram coletadas protegidas da luz, com uso de tubos opacos, fechados numa ponta, que eram cravados em porção sem retrabalhamento e homogênea do depósito, sempre na crista da feição morfológica. As amostras para petrografia foram coletadas em bandagem de gesso umedecidas e revestidas com filme PVC e plástico, e depois armazenadas em recipientes de plástico maleável, a fim de evitar deformação durante o transporte. A amostragem com gesso está detalhada no subitem 4.2.2.24.2.2.2.1 e os pontos no sistema eólico inativo encontram-se no mapa do ANEXO I.

Figura 4.1: Amostragem de paleocordão de precipitação, aflorante em corte de estrada próximo a Campo Bom (N06). A. Limpeza do corte, na crista da feição. B. Tubo cravado para amostragem destinada à datação por LOE.

Figura 4.2: Morfologia e amostragem de paleocordão de precipitação em Campo Bom (N11). A. Terreno ondulado, correspondente ao paleocordão, em primeiro plano, e terreno plano de lençol de areia, ao fundo. Seta indica lobo deposicional amostrado, reconhecido por imagem de satélite. B. Trincheira de 120 cm de profundidade aberta na crista do lobo deposicional, com tubo para LOE cravado no fundo.

4.2.2.2.1. Coleta de amostras indeformadas

O método de coleta de amostras petrográficas foi adaptado de Villagran (2012). O primeiro passo foi esculpir com espátula e pincel, na parede da trincheira ou corte de estrada, um cubo coeso de cerca de 10 cm de lado (Figura 4.3a). Após cortadas com tesoura as eventuais raízes presas ao sedimento esculpido, o bloco foi borrifado com água (Figura 4.3b), para aumentar a coesão, e uma atadura de gesso (com largura e comprimento suficiente para envolver todo o bloco), previamente submersa em água por alguns segundos, foi colocada ao redor da amostra (Figura 4.3c). Uma vez o gesso seco o bastante para endurecer a superfície do cubo, retirou-se a amostra da parede com auxílio de espátula e canivete (Figura 4.3d). As porções sobressalentes (para fora da atadura de gesso) foram raspadas e descartadas (Figura 4.3e) e pedaços de papel higiênico colocados nos lados expostos (sem gesso) da amostra que, em seguida, foi revestida com filme PVC e plástico bolha, para proteção (Figura 4.3 f e g). Por fim, o cubo de amostra revestida foi acondicionado em um recipiente de plástico policarbonato biesfenol maleável, com tampa.

Figura 4.3: Etapas da coleta de amostra indeformada, usando bandagem gessada: A. Esculpimento de bloco cúbico com espátula e pincel. B. Umedecimento do bloco com borrifo de água, para melhorar a aderência na etapa seguinte. C. Envolvimento com banda gessada previamente molhada. D. Retirada do bloco, com ajuda de canivete, faca ou espátula. E. Descarte de material sobressalente à bandagem. F. Revestimento com papel higiênico e filme PVC. G. Identificação da amostra, com orientação azimuthal e topo e base. As fotos usadas de exemplo foram feitas em um sambaqui nas proximidades da área de estudo (Cabeçuda, Laguna).

4.3. Atividades de laboratório

4.3.1. Granulometria

As análises granulométricas foram feitas com o acessório *Hydro* do equipamento de difração de laser *Malvern Mastersizer 2000*, do Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), com dispersante pirofosfato de sódio, “obscuração” (parâmetro de concentração de sólidos) entre 10 e 20% e velocidade da bomba a 2500 RPM. Um total de 122 amostras foi analisado, sendo 30 de espraimento, 30 de dunas frontais incipientes, 13 da planície de deflação, nove de cordão de precipitação e 36 do sistema eólico inativo. Testes estatísticos simples, como médias, desvios e correlações lineares (com a distância do longo do sistema) foram aplicados aos resultados, procurando estabelecer características de cada agrupamento de amostras. Retas de regressão e valores de coeficiente de correlação (r) e de determinação (R^2) entre variáveis granulométricas e distância foram obtidos com os softwares *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. As medidas estatísticas de distribuição granulométricas são apresentadas na forma de gráficos de dispersão, barras e *boxplots*, feitos através do *software Excel 2016*. Os diagramas em caixa foram escolhidos como método alternativo aos histogramas para representar os dados, ao fornecer as seguintes estatísticas: o mínimo, o primeiro quartil ($Q1$), a mediana, o terceiro quartil ($Q3$) e o máximo, além dos *outliers*, quando presentes. O mínimo e o máximo são calculados a partir da Equação 4.1 e da Equação 4.2, respectivamente. Os *outliers* são valores fora dos limites inferior ou superior do diagrama.

Equação 4.1: Cálculo do limite inferior (mínimo) do diagrama em caixa.

$$\text{Mínimo} = Q1 - 1,5 \times (Q3 - Q1)$$

Equação 4.2: Cálculo do limite superior (máximo) do diagrama em caixa.

$$\text{Máximo} = Q3 + 1,5 \times (Q3 - Q1)$$

4.3.2. Separação e análise microscópica de minerais pesados

A partir das análises granulométricas, determinou-se que a moda dos diâmetros médios da fração areia, nos sedimentos estudados, se situa na classe areia fina, entre 3 e 2 phi, na escala de Wentworth-Krumbein. Com base neste resultado, e 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, situada entre 4 e 3 phi.

A pré-preparação das amostras para a separação de minerais pesados começou pela elutriação por fluxo hidráulico ascendente. Posteriormente, as amostras foram peneiradas a seco, de modo a concentrar a classe granulométrica escolhida para o ensaio (areia muito fina). Os produtos de peneiramento correspondentes a essa classe foram então submetidos a separação quanto a densidade, por flutuação e afundamento em bromofórmio (CHBr_3 , $d \sim 2,83$), empregando-se álcool como solvente. Da fração de grãos afundados, separaram-se os minerais magnéticos, por atração ao ímã de mão; a fração magnética foi arquivada e a não magnética encaminhada para a confecção de lâminas de imersão, em montagem permanente, utilizando-se bálsamo do Canadá natural como meio.

As assembleias de minerais pesados de cada amostra foram quantificadas em valores percentuais, por contagem de no mínimo 300 grãos transparentes não micáceos, ao longo de faixas horizontais contínuas e completas, ao microscópio petrográfico. Quando o mineral se encontrava demasiado alterado para sua devida identificação, este foi contabilizado como alterita. A quantificação de opacos e semi-opacos (e.g. agregados de leucoxênio e limonita) foi realizada até a totalização de 100 grãos.

Índices de pares de minerais pesados ABi, nos moldes dos propostos por Morton & Hallsworth (1999) foram utilizados para avaliar três fatores controladores fundamentais da assembleia mineralógica: proveniência, dissolução pós-deposicional e seleção hidráulica. O cálculo do índice é feito conforme a Equação 4.3. O índice ZR (zircão-rutilo) foi utilizado como indicador de proveniência, como proposto por Morton & Hallsworth (1994), uma vez que ambos os minerais têm estabilidade química e densidade similares, mas fontes distintas. Quanto à seleção hidráulica, optou-se pelo índice ZT (zircão-turmalina), que é um par mineral de mesma estabilidade e fonte, mas de diferentes densidades (zircão, 4,6 versus turmalina, 3,2). Para dissolução pós deposicional, foram testados dois índices, TH (turmalina-hornblenda) e EsEp (estauroлита-epídoto), já que hornblenda e epídoto têm estabilidade menor em relação a turmalina e estauroлита, respectivamente, mas fontes e densidades parecidas.

Equação 4.3: Cálculo dos índices mineralógicos.

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

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

Calculou-se também o índice ZTR proposto por Hubert (1962), que é a soma dos grãos de zircão, turmalina e rutilo dividida pela soma do total de grãos transparentes não micáceos.

Assim como os resultados de granulometria, os de análise de minerais pesados são apresentados em gráficos de dispersão, barras e *boxplots*, feitos através do *software Excel 2016*.

4.3.3. Petrografia

As amostras indeformadas coletadas foram impregnadas em câmara a vácuo com mistura composta por resina *Epoxiglass*, álcool etílico, endurecedor *Epoxiglass* e corante Azul de Orasol. A impregnação é feita para permitir a distinção entre a porosidade original do depósito (que aparecerá colorida) e a induzida durante a confecção da lâmina (incolor). Após impregnação, as amostras foram encaminhadas para a Seção de Laminação do IGc-USP.

As seções delgadas foram descritas ao microscópio óptico de luz polarizada do Laboratório de Petrografia Sedimentar do IGc-USP, com auxílio do *software Petroledge*, que inclui a descrição da petrotrama, textura e mineralogia dos grãos do arcabouço e do cimento e quantificação dos componentes (arcabouço, cimento e poro). A quantificação dos componentes foi feita através da contagem de 100 pontos espaçados regularmente em malha de 0,5 por 0,5 mm. Desvio padrão e graus de seleção, arredondamento e esfericidade foram determinados por comparação visual com as cartas propostas por Pettijohn *et al.* (1972) e Powers (1953). Também foi determinado o grau de empacotamento dos depósitos através do índice de proximidade de empacotamento IP_{KP} de Kahn (1956).

4.3.4. Datação por luminescência opticamente estimulada

A preparação e análise das 27 amostras destinadas à datação por LOE seguiu os passos descritos no Quadro 4.1 e foi realizada no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal) do IGc-USP.

Quadro 4.1: Sequência de preparação de amostras para medição de dose acumulada.

Passo	Descrição
1	Abertura dos tubos de coleta sob luz vermelha e descarte dos sedimentos das extremidades (aproximadamente 2,5 cm), expostos à luz durante a amostragem em campo
2	Separação da fração 180-250 µm por peneiramento via úmida;
3	Tratamento com H ₂ O ₂ 35% para eliminação da matéria orgânica;
4	Ataque com HCl 10% para eliminação de carbonatos;

5	Ataque com HF 40% por 40 minutos para eliminação de feldspatos e da porção externa dos grãos de quartzo afetada pela radiação α .
6	Separação de feldspato por flutuação em metatungstato de lítio à densidade 2,62 g/cm ³
7	Separação de minerais leves e pesados por flutuação em metatungstato de lítio à densidade 2,75 g/cm ³

O protocolo utilizado para determinar a dose de radiação recebida pelos grãos de quartzo desde sua última exposição à luz solar foi o SAR, descrito por Murray & Wintle (2000), que consiste em comparar o sinal LOE natural (D_e = dose equivalente) com o sinal de doses conhecidas (D_1 a D_4), por interpolação simples. 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 0,088 Gy/s e 0,108 Gy/s. Obteve-se o sinal de luminescência pela integração dos primeiros 0,8s de emissão de luz e utilizaram-se os últimos 10s da curva de decaimento LOE para cálculo do *background*. A adequação do protocolo às amostras estudadas foi avaliada por teste de recuperação de dose (*dose recovery test*) para três magnitudes de dose diferentes. O protocolo SAR utilizado está descrito no Quadro 4.2.

Quadro 4.2: Sequência de passos utilizados no protocolo SAR (Murray & Wintle, 2000) para determinar a dose acumulada das 27 amostras datadas neste estudo.

Passo	Tratamento
-------	------------

1	Aplicar dose D_i (<i>para sinal natural, $i = 0$ e D_0 = dose natural</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	Dar dose teste, D_t
5	Aquecer a 160 °C (5 °C/s)
6	Estimular com LED azul 90% por 40 s a 125 °C
7	Estimular com LED azul 90% por 40 s a 280 °C
8	Retornar a passo 1

$D_1 < D_2 < D_3 < D_4$, $D_5 = 0$ Gy, $D_6 = D_1$, $D_7 = D_1$ (com estimulação por infravermelho antes da estimulação LOE)

Cada alíquota foi submetida a três testes de validação: a. contaminação por feldspato (onde a razão entre sinais medidos com e sem estimulação por infravermelho deve ser menor que 10%), b. reciclagem para verificar se há variação de sensibilidade na amostra após ciclos de irradiação, aquecimento e fotoesvaziamento (onde a razão entre os sinais das doses D_6 e D_1 deve ser menor que 10%), e c. recuperação (onde o sinal correspondente à dose zero deve ser no máximo 5% do sinal natural). A dose equivalente das amostras foi calculada pelo modelo estatístico da idade central (*Central Age Model* – CAM), proposto por Galbraith *et al.* (1999, revisto por Roberts *et al.*, 2000). A dose equivalente para amostras saturadas (em que não é possível fazer a interpolação das doses administradas) foi calculada a partir do ajuste da curva

exponencial que descreve a relação entre o sinal de luminescência e a dose (curva dose-resposta OSL), segundo a Equação 4.4.

Equação 4.4: Fórmula da dose equivalente de amostras saturadas, segundo Murray & Wintle (2000).

$$De = 2Do \qquad I(D) = I_0 \times (1 - e^{-\frac{D}{D_0}})$$

As medidas de taxa de dose anual de radiação por espectrometria gama foram feitas por detector de germânio de alta pureza (HPGe), após pesagem do material úmido e seco (para determinação da umidade da amostra), desfragmentação e acondicionamento em recipiente plástico selado e armazenado por no mínimo 28 dias (para que os radionuclídeos de Rn entrem em equilíbrio). 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). Já a contribuição da radiação cósmica nestas taxas de dose anuais foi calculada segundo Prescott & Hutton (1994), usando informações de coordenadas geográficas, altitude, profundidade de coleta e densidade de cada amostra, com erro total da dose anual calculado de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro, conforme os procedimentos do laboratório.

4.3.5. Processamento das seções GPR

A finalidade do processamento das seções GPR é eliminar ou minimizar os ruídos e ressaltar os dados que possam ser considerados de fato informação geológica. Contudo, a qualidade das seções e os critérios a serem utilizados no processamento são diretamente dependentes dos parâmetros usados na aquisição.

Durante o processamento das seções GPR, novamente sob supervisão da Prof^a Dr^a Milene Fornari, os principais procedimentos aplicados envolveram as seguintes etapas: correção do tempo zero e da variação no tempo real (*time-zero-drift*), correção da saturação do sinal com a remoção de baixas frequências (*dewow*), aplicação de ganhos para os sinais atenuados, aplicação de filtros de frequências (passa banda verticais) e aplicação de filtros espaciais (horizontais) para a remoção de ruídos do ambiente e de ruídos sistemáticos gerados pela antena.

As seções GPR foram inicialmente processadas no programa *Radan 6.6* e posteriormente no *Reflex Win 6.0*. No *Radan*, aplicou-se um filtro espacial para a remoção de um ruído sistemático, relacionado com a onda aérea (*background removal*). Este ruído gera um conjunto de refletores plano-paralelos contínuos que se repetem ao longo de toda a janela. Em seguida, é aplicado um filtro de frequência (passa-banda) para reduzir os ruídos de frequência mais baixa e/ou mais alta que aquela central da antena. Esta etapa induz atenuação dos refletores e, para voltar a ressaltá-los, é dado um ganho exponencial. Tais procedimentos suprimem a identificação do freático, que

aparece em algumas seções como um refletor diácrono com tendência horizontal ou similar a da topografia e abaixo ou acima do qual há uma diminuição na amplitude dos refletores. Com a ampliação do ganho, as amplitudes são equalizadas ao longo das seções. No programa *Reflex Win*, são importadas as seções processadas no *Radan*, e aplicam-se novos ganhos, filtros de frequências (passa-banda com forma trapezoidal) e filtros espaciais (horizontais). Diferentemente do *Radan*, no *Reflex Win* é possível determinar os limites inferiores e superiores de corte, além de existir ferramenta de ganho manual que permite ressaltar os refletores que ocorrem em profundidades de interesse. Também no *Reflex Win*, é aplicado o valor obtido na sondagem de velocidade CMP para a conversão de tempo em profundidade. Pelo método CMP, calcula-se a distribuição 1D da velocidade em função da profundidade de um ponto médio comum. Isto consiste em transformar os conjuntos de traços de CMP no domínio espaço-tempo para o domínio velocidade de empilhamento (tempo para que o espectro de velocidade seja analisado). O conjunto é empilhado de acordo com os valores de velocidades e de incrementos, estabelecidos pelo usuário, gerando diagramas de contorno nos quais a velocidade ideal do refletor é associada à maior amplitude de empilhamento. O método responsável pela resolução do empilhamento utilizado nesta pesquisa é denominado *Semblance* (Yilmaz, 1987). No método de *Semblance*, o fator de coerência para cada ponto da matriz tempo versus velocidade é proporcional à relação do quadrado da soma pela soma dos quadrados dos dados CMPs.

Capítulo 5 – RESULTADOS

5.1. Sistema eólico inativo

O sistema eólico inativo estende-se dentro da área de estudo por 40 km na direção NE-SW, com 4,4 km de largura, e é composto por três tipos de depósitos eólicos: de lençol de areia, de campo de dunas e indiferenciados. A distinção entre lençol de areia e campo de dunas foi feita em campo, tanto pela sua sedimentologia quanto pela morfologia. Mas eles foram também reconhecidos morfologicamente por sensoriamento remoto, assim como suas relações com os sistemas deposicionais quaternários vizinhos (sistemas eólico ativo, estuarino-lagunar e lacustre). O mapa de sistemas deposicionais quaternários é apresentado no ANEXO III. A seguir, os três tipos reconhecidos de depósitos eólicos são caracterizados quanto a morfologia, cronologia, estratigrafia (por GPR), granulometria, mineralogia e petrografia. Eles apresentam-se na ordem presumível de idade.

5.1.1. Depósitos eólicos indiferenciados

Os depósitos eólicos indiferenciados (DEI) não ocorrem naturalmente em superfície, sendo encontrados apenas em cortes artificiais de estrada ou cavas de areia. Por esta razão, não estão representados no mapa de sistemas deposicionais do ANEXO III. Estes depósitos são maciços, de coloração fortemente avermelhada devido à cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, constituídos por grãos de areia fina a média, bem selecionados, e com ferricretes na forma de rizoconcreções de até 5 cm de espessura ou de veios ondulados de espessura decimétrica e extensão métrica (Figura 5.1 e Figura 5.2). No ponto C56, eles ocorrem em contato erosivo com rochas paleozoicas da Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná). As duas unidades encontram-se localmente separadas por corpos lenticulares de ortoconglomerado polimítico, cujo arcabouço é dominado por seixos de basalto e arenito (Figura 5.3). As áreas de ocorrência preferencial dos DEI correspondem aos espigões de Campo Bom – Esplanada e de Lombas, cuja existência e configuração se deve, provavelmente, ao paleorrelevo destes depósitos, seja deposicional ou erosivo. Espigão corresponde a interflúvios alongados, de origem erosiva ou deposicional, com formato de abóbada ou de penhascos de arestas vivas (Ab'Saber, 1958; Guerra, 2003). O espigão de Campo Bom - Esplanada possui até 60 m de altitude, 800 m de largura e aproximadamente 5 km de comprimento (Figura 5.4). O espigão de Lombas encontra-se ao interior da margem noroeste do conjunto de lagoas Uruçanga Velha, do Rincão, Faxinal e dos Esteves (Figura 5.5), e tem até 80 m de altitude, aproximadamente 2 km de largura e 15

km de extensão. Este espigão difere do anterior por sua morfologia irregular, isto é, menos linear, em planta.

Figura 5.1: Depósito eólico indiferenciado em corte da estrada da rodovia José João Silvano (ponto N07) em Balneário Campo Bom. Concreções de óxi-hidróxidos metálicos (ferricretes), na forma de veios ondulados (cor marrom escura), separam areias de colorações diferentes. Ver detalhe na Figura 5.2.

Figura 5.2: Ferricretes em meio aos depósitos eólicos indiferenciados. A. Em veios ondulados, no ponto N07. B. Em veios ondulados com rizoconcreções, no ponto C30. Notar, em ambos os casos, diferença de coloração (grau ou tipo de cimentação) entre os depósitos eólicos dos dois lados do veio de ferricrete.

Figura 5.3: Corte de cava de areia abandonada nos depósitos eólicos indiferenciados do ponto C56, região de Uruçanga Velha. A. Contato, indicado pela linha branca tracejada, entre os depósitos eólicos (acima) e os arenitos da Formação Rio Bonito superior (Bacia do Paraná). B. Detalhe do conglomerado presente localmente entre as duas unidades.

Figura 5.4: Espigão de Campo Bom – Esplanada, em sua porção nordeste, com limites tracejados em vermelho.

Figura 5.5: Espigão de Lombas, com seus limites tracejados em vermelho. Com forma alongada sinuosa NE-SW, este espigão ocorre ao interior das lagoas Uruçanga Velha, do Rincão, Faxinal e dos Esteves (da direita para a esquerda na imagem).

5.1.1.1. Cronologia

As sete amostras dos DEI analisadas por LOE mostraram retículo saturado na grande maioria das alíquotas, tendo sido possível obter apenas idades mínimas, que variam de 134 a 624,5 ka AP (Figura 5.6). Os resultados completos das datações por LOE encontram-se no ANEXO IV e o mapa de distribuição das idades no ANEXO II. Na tentativa de uma estimativa mais próxima da idade real dos DEI, calcularam-se as idades das amostras C56b e C56c através de alíquotas (uma na primeira amostra e duas na segunda), que não estavam saturadas e que passaram nos testes do protocolo descrito nos métodos. A alíquota da amostra C56b apresentou idade calculada de $404,4 \pm 49,1$ ka, enquanto as da amostra C56c (coletada 1,3 m acima da 56b) levaram à idade de $184,6 \pm 32,6$ ka.

Figura 5.6: Distribuição das idades mínimas dos depósitos eólicos indiferenciados de NE (N07) para SW (S45a).

5.1.1.2. Granulometria

A granulometria dos DEI varia desde argila até areia muito grossa, com moda principal em areia média e uma moda menor entre silte grosso e silte médio (Figura 5.7). A porcentagem de fração pelítica pode chegar até 70%. As amostras obtidas a SW do rio Uruçanga (a partir da C56b até a S45a, conforme Figura 5.8) apresentam maior volume de areia grossa e muito grossa que as demais, enquanto a quantidade de areia fina é maior nas amostras N08a e N07a, obtidas na porção norte da área de estudo. Considerando apenas a fração areia, o diâmetro médio em phi é de 1,4 a 2,2 (areia média a fina), o desvio padrão entre 0,35 e 1,00 (seleção boa a ruim) e a assimetria varia de 0,01 a 1,26.

Figura 5.7: Curvas de distribuição granulométrica para as nove amostras de depósitos eólicos indiferenciados.

Figura 5.8: Proporções das classes da fração areia e pelítica total dos depósitos eólicos indiferenciados, de NE (N08a) para SW (S45a).

5.1.1.3. Minerais pesados

A assembleia mineralógica dos DEI é composta por zircão, rutilo, turmalina, estauroлита, cianita, epídoto e estauroлита (Figura 5.9). Os minerais traço encontrados são: monazita, sillimanita, andalusita, hornblenda, titanita, anatásio, granada e allanita. O anatásio observado aqui é euédrico anguloso, e foi, portanto, interpretado como autógeno, de origem eodiagenética - pedogenética. Esta assembleia apresenta índice ZTR entre 83% e 98% (Figura 5.10).

Figura 5.9: Distribuição dos minerais pesados das amostras dos depósitos eólicos indiferenciados de NE (N08a) para SW (S45a).

Figura 5.10: Diagramas em caixa da variação dos índices ZR, ZT, TH, EsEp e ZTR para as amostras dos depósitos eólicos indiferenciados.

5.1.1.4. Petrografia

Quanto a petrografia, os depósitos indiferenciados têm seu arcabouço formado por grãos de silte a areia grossa, com moda em areia fina a média, bem a muito bem selecionados, subarredondados, de esfericidade baixa a média. A trama (*fabric*) não possui orientação aparente, sendo suportada pelos grãos, ainda que o empacotamento aberto favoreça o aspecto aparente de grãos “flutuantes” no cimento (Figura 5.11). Os constituintes primários destes depósitos são quartzo monocristalino (perfazendo mais de 90% da mineralogia primária), quartzo policristalino e minerais opacos (Tabela 5.1). Estes depósitos apresentam entre 18% e 33% de poros intergranulares. Eles são

cimentados por argilominerais, possivelmente caulinita a julgar pela cor de interferência cinza de 1ª ordem, por vezes com impurezas de óxido/hidróxido de ferro, as quais lhe conferem coloração mais avermelhada. O cimento ocorre na forma de cutícula envolvendo grãos do arcabouço, preenchimento de poro e menisco (Figura 5.12). Na lâmina N07b, observaram-se lamelas concêntricas ou sobrepostas no cimento (Figura 5.13).

Tabela 5.1: Composição primária e diagenética das amostras de depósitos eólicos indiferenciados.

CONSTITUINTES	PORCENTAGEM EM ÁREA				
	N07a	N07b	N08a	C30a	C30b
Quartzo detrítico monocristalino	38	37	32	34	23
Quartzo detrítico policristalino	00	03	03	00	00
Mineral opaco detrítico	00	00	00	00	05
Argilomineral diagenético	44	34	44	42	39
Argilomineral impuro diagenético	00	04	00	00	00
Poros intergranular	18	22	21	23	33
Total	100	100	100	100	100

Figura 5.11: Aspecto geral das amostras N07a (A) e C30b (B) dos depósitos eólicos indiferenciados, com arcabouço formado predominantemente por grãos de quartzo monocristalinos, subarredondados, bem selecionados e de esfericidade baixa e com cimento argilo-ferruginoso.

Figura 5.12: Cimento de argilomineral na forma de cutícula anisópaca e menisco nas amostras C30a (A) e N08a (B) dos depósitos eólicos indiferenciados.

Figura 5.13: Aspectos de trama e mineralogia do cimento na lâmina N07b. A. Cimento de argilomineral com diferentes graus de impureza de óxi-hidróxido de ferro, evidenciados pela variação na tonalidade de coloração, e com lamelas concêntricas indicadas pela seta vermelha. B. Detalhe de lamelas concêntricas, indicada pela seta vermelha.

As amostras de ferricrete dos DEI (pontos N07 e C55), analisadas em seção delgada, apresentam arcabouço formado por grãos de silte a areia média, com moda em areia fina. Os grãos são bem selecionados, subarredondados e moderadamente esféricos (Figura 5.14). A fábrica é suportada pelos grãos, com empacotamento aberto, em que se observam raros contatos pontuais. Os constituintes primários das amostras são quartzo detrítico mono e policristalino, sendo o primeiro dominante, plagioclásio (como mineral traço) e poros intergranulares (Tabela 5.2). Os poros estão preenchidos quase totalmente por cimento (Figura 5.15). O cimento é composto por material semi-opaco avermelhado, provável óxi-hidróxido de ferro coloidal, que ocorre como preenchimento integral de poros ou envolvendo grãos (Figura 5.16a). Na amostra C55, tem-se ainda a ocorrência adicional de cimento de mineral opaco, como preenchimento de poro e envolvendo grãos do arcabouço, e de cimento semi-opaco de coloração avermelhada mais clara, na forma de menisco (Figura 5.16b); ambos provavelmente são óxi-hidróxidos de ferro.

Tabela 5.2: Composição primária e diagenética das amostras de ferricrete nos depósitos de morfologia indiferenciada.

CONSTITUINTE	PORCENTAGEM EM ÁREA	
	N07c	C55
Quartzo detrítico monocristalino	42	44
Quartzo detrítico policristalino	09	03
Plagioclásio detrítico	00	02
Óxido/hidróxido de ferro diagenético	47	06
Mineral opaco diagenético	00	35
Argilomineral impuro diagenético	00	01
Poros intergranular	02	09
Total	100	100

Figura 5.14: Aspecto geral das lâminas de ferricrete dos pontos N07 (A) e C55 (B) sob polarizadores cruzados, com arcabouço formado predominantemente por grãos de quartzo monocristalinos, subarredondados, bem selecionados e de esfericidade média.

Figura 5.15: Porosidade intergranular, representada pela coloração azul, reduzida pela cimentação nos ferricretes dos pontos N07 (A) e C55 (B), sob polarizadores paralelos. Na amostra C55 (B), nota-se, no cimento em cutícula envolvente, a presença de camadas concêntricas, descoladas (conforme indicado pela seta vermelha).

Figura 5.16: Cimento de óxido/hidróxido de ferro coloidal de coloração avermelhada na amostra N07c (A) e cimento de mineral opaco envolvente anisópaco e em menisco na amostra C55 (B).

5.1.2. Lençol de areia

O lençol de areia corresponde a terraço arenoso alto (mais de 15 m de altitude), com ondulações suaves de mais de 10 m de comprimento de onda e até 3 m de altura (Figura 5.17), que ocupa 36% da área total de estudo. Seus depósitos sedimentares são

areias finas maciças, bem selecionadas, sobre as quais se desenvolvem espodossolos (Figura 5.18).

Figura 5.17: Lençol de areia do ponto N02. Notar ondulações suaves, com dezenas de metros de comprimento e poucos metros de altura.

Figura 5.18: Espodossolos sobre depósitos de lençol de areia nos pontos S54 e N02.

5.1.2.1. Cronologia

Nove idades foram obtidas para os depósitos de lençol de areia, entre 4,1 e 22,2 ka AP (Figura 5.19). Estas idades tendem a diminuir de SW para NE. O ponto N01 (de 4,1 ka AP) situa-se em local com histórico relatado de modificações antrópicas (antiga área de plantação de melancia), tornando sua idade menos confiável que as demais.

Figura 5.19: Distribuição de idades do lençol de areia, de NE (N01) para SW (S45b).

5.1.2.2. GPR

Duas seções GPR adquiridas sobre o lençol de areia, em Campo Bom (seção 1 - Figura 5.20) e entre as lagoas dos Esteve e Faxinal (seção 2 - Figura 5.21), apresentam em conjunto um total de seis radarfácies, as quais foram numeradas Rf1 a Rf6 na ordem estratigráfica (de baixo para cima) presumida. A primeira radarfácies (Rf1), com espessura aproximada de 5 m, foi observada na seção 1 (Figura 5.22). Ela é caracterizada por refletores ondulados, lateralmente descontínuos e de alta amplitude, com conjuntos de refletores ligeiramente sigmoides, com mergulho de 11 a 15 graus para NW. Torna-se pobremente imageada na porção basal, com refletores de baixa amplitude e perda do sinal a partir dos 13 m de profundidade (Figura 5.22), enquanto o seu topo é marcado pela ocorrência de um refletor ondulado, com alta amplitude e lateralmente contínuo.

A radarfácies Rf3 ocorre nas seções 1 e 2, sobrejacente às radarfácies Rf1 e Rf2 (Figura 5.22 e Figura 5.24), com base marcada por refletor ondulado contínuo de alta amplitude, em ambos os casos. Rf3 apresenta 2 a 6 m de espessura na seção 1 (Figura 5.22) e é constituída por refletores sub-paralelos, ligeiramente irregulares, de alta a média amplitude. No detalhe da seção 2 (Figura 5.24), apresenta-se como conjunto de refletores majoritariamente plano-paralelos a ligeiramente ondulados, com espessura

total máxima de 9 m, com topo e base subhorizontais. Nesta seção, observam-se alguns refletores inclinados próximos ao contato com Rf2, mergulhando em sua maioria rumo NW, com poucos no rumo contrário. O contato basal sobre Rf1 (Figura 5.22), em particular, apresenta cavas e cristas de mais de 3 m de desnível em menos de 10 m de extensão. Já o contato com Rf2 apresenta desníveis de 1 a 1,5 m em 10 metros (Figura 5.24). No detalhe correspondente à porção noroeste da seção 1 (Figura 5.22), o topo é caracterizado por refletor sub-horizontal, ligeiramente ondulado a NW, passando a côncavo para cima, junto ao contato com a radarfácies Rf6, onde Rf3 se adelgaça. No detalhe correspondente à porção central da seção 1 (Figura 5.23), o topo de Rf3 é caracterizado por um refletor de alta amplitude com mergulho para SE enquanto a porção basal é pobremente imageada. O topo de Rf3 na seção 2 é caracterizado por refletor sub-horizontal de alta amplitude.

A radarfácies Rf6, identificada na porção superior sudeste da Figura 5.22, é caracterizada por forma lenticular de base côncava e topo plano, com menos de 1 m de espessura, contendo refletores plano-paralelos, de amplitude média. A radarfácies Rf4 foi observada na seção 1 (Figura 5.23), truncando a Rf3; exibe forma lenticular, com 3 a 7 m de espessura, e é constituída por refletores contínuos, de alta amplitude, inclinados com mergulho para NW de aproximadamente 20°.

A radarfácies Rf2, com espessura de até 5 m na seção 2 (Figura 5.24), apresenta refletores ligeiramente sigmoides, de alta a média amplitude, com mergulho de aproximadamente 4° rumo SE, os quais tangenciam na base refletores sub-horizontais paralelos e de menor amplitude.

Figura 5.20: Localização da seção 1, adquirida na região de Campo Bom, em direção perpendicular (*dip*) à linha de costa, e dos detalhes desta seção discutidos nesta dissertação.

Figura 5.21: Localização da seção 2, adquirida entre as lagoas do Faxinal e dos Esteves, em direção perpendicular (*dip*) à linha de costa, e dos detalhes desta seção discutidos nesta dissertação.

Figura 5.22: Detalhe noroeste da seção 1, próximo à Lagoa Preta (cuja localização é indicada na Figura 5.20), mostrando as radarfácies Rf1, Rf3 e Rf6. O primeiro metro de profundidade (com refletores plano-paralelos) não foi considerado uma radarfácies diferente, por se tratar do aterro da estrada.

Figura 5.23: Detalhe central da seção 1 (cuja localização é indicada na Figura 5.20), no contato em superfície do lençol de areia com o campo de dunas, mostrando as radarfácies Rf3 e Rf4. O primeiro metro de profundidade (com refletores plano-paralelos) não foi considerado uma radarfácies diferente por se tratar de aterro.

Figura 5.24: Detalhe da seção 2 (cuja localização é indicada na Figura 5.21), mostrando as radarfácies Rf2 e Rf3. O primeiro metro de profundidade (com refletores plano paralelos) não foi considerado uma radarfácies diferente por se tratar de aterro.

5.1.2.3. Granulometria

A distribuição granulométrica dos depósitos de lençol de areia varia essencialmente entre areia fina e areia grossa, com moda entre areia fina e areia média e presença muito subordinada de silte e argila (Figura 5.25 e Figura 5.26); uma única amostra (S48) apresentou também areia muito grossa. As estatísticas granulométricas da distribuição, excluindo o material pelítico, são: diâmetro médio entre 1,43 e 2,17 phi (areia média a areia fina), desvio padrão de 0,42 a 0,74 (seleção boa a moderada) e assimetria entre 0,00 e 0,17.

Figura 5.25: Curvas de distribuição granulométrica das 13 amostras de lençol de areia.

Figura 5.26: Proporções das classes da fração areia e pelítica total dos depósitos de lençol de areia, de NE (N02) para SW (S45b).

5.1.2.4. Minerais pesados

Os depósitos de lençol de areia apresentam em sua assembleia mineralógica de pesados, em ordem decrescente de abundância: zircão, turmalina, rutilo, epídoto, cianita, estauroлита, sillimanita e hornblenda (Figura 5.27). Como minerais traço estão presentes: monazita, andalusita, titanita, anatásio, granada, espinélio, alterita, hiperstênio, allanita e perovskita. Os índices mineralógicos com maior variabilidade interamostral são o ZT e o Es/Ep, e o índice ZTR varia entre 65% e 96% (Figura 5.28). Os índices mineralógicos ZT (zircão-turmalina), ZR (zircão-rutilo) e EsEp (estauroлита-epídoto) tendem a diminuir para SW, que é o rumo do vento dominante formador dos campos de dunas atuais e também o rumo em que as idades dos depósitos tendem a aumentar (Figura 5.29).

Figura 5.27: Distribuição dos minerais pesados das amostras do lençol de areia, de NE (N02) para SW (S45b).

Figura 5.28: Diagramas em caixa da variação dos índices ZR, ZT, TH, EsEp e ZTR para as amostras do lençol de areia.

Figura 5.29: Variação dos índices ZR, ZT e EsEp ao longo do lençol de areia.

5.1.2.5. Petrografia

A amostra petrográfica do depósito de lençol de areia (Figura 5.30), retirada no ponto N02, é formada por grãos de areia desde muito fina até grossa, com moda em areia fina, bem selecionados, subarredondados e de esfericidade baixa. A trama do arcabouço é suportada pelos grãos, com empacotamento aberto e sem orientação aparente. Os grãos são compostos predominantemente por quartzo monocristalino (31% dos constituintes do depósito), com alguns minerais pesados (como zircão e turmalina) perfazendo aproximadamente 1% da composição mineralógica primária. Os poros são intergranulares (30%), levemente reduzidos pelo cimento, o qual ocorre na

forma de cutícula ao redor dos grãos, seja de argilomineral, identificado opticamente como provável caulinita, seja de minerais opacos a semi-opacos (38%).

Figura 5.30: Seção delgada da amostra de lençol de areia N02, a nicóis paralelos. A. Aspecto geral da lâmina, destacando-se o empacotamento aberto, com grãos “flutuantes” ou em contatos pontuais. B. Detalhe da cimentação de material opaco criptocristalino (provável óxi-hidróxido de ferro), ao redor dos grãos de quartzo.

5.1.3. Campo de dunas

O campo de dunas ocorre em duas localidades: a NE, entre Balneário Arroio Corrente e Balneário Esplanada (Figura 5.31), com 24,8 km² de área; e a SW, entre a lagoa do Rincão e o rio Araranguá (Figura 5.32), com área de até 10,3 km². Dentro do campo de dunas entre Arroio Corrente e Esplanada, foram reconhecidos em imagem de satélite lobos deposicionais com migração rumo SW (Figura 5.33), que em campo apresentam eventualmente formas barcanoides associadas a barlavento (Figura 5.34). Este campo de dunas abrange também cordões de precipitação com até 40 m de altura e 1 km de largura (Figura 5.35 e Figura 5.36), com paleodunas a SE em terreno mais baixo que eles (Figura 5.37). Os depósitos são caracterizados por areia fina, bem selecionada, inconsolidada, sobre os quais a pedogênese desenvolveu espodossolos, neossolos e rizoconcreções (Figura 5.38). No campo de dunas a SW foram reconhecidas apenas feições morfológicas atribuídas a cordões de precipitação.

Figura 5.31: Paleocampo de dunas entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada, delimitado pelo traçado em laranja. Pontos em vermelho indicam as amostras coletadas para datação.

Figura 5.32: Paleocampo de dunas entre a lagoa do Rincão e o rio Araranguá, delimitado pelo traçado laranja. Pontos em laranja indicam as amostras coletadas para datação.

Figura 5.33: Exemplos de lobos deposicionais reconhecidos em imagem de satélite do *software Google Earth*, destacados em linha tracejada laranja e com seus respectivos pontos de amostragem em vermelho.

Figura 5.34: A. Formas barcanoides (tracejado preto) próximas ao ponto N11, B. Lobo deposicional amostrado no ponto N11 indicado pelo círculo em preto, com rumo de avanço para SW, indicado pela seta preta. Ao fundo da imagem, observa-se o lençol de areia descrito no item anterior.

Figura 5.35: Cordões de precipitação de campo de dunas inativo, indicados pelas setas pretas, na rodovia José João Silvano, em Campo Bom, próximos ao ponto N05.

Figura 5.36: Cordão de precipitação inativo do ponto S50. O corpo de água observado na foto separa este cordão do sistema eólico ativo.

Figura 5.37: Paleodunas (possíveis barcanoides) entre os cordões de precipitação do ponto N03 (seta branca, em primeiro plano) e os do ponto N05 destacados na **Erro! Fonte de referência não encontrada.** (setas pretas, ao fundo). O cordão de precipitação do ponto N03 é mais velho e mais ao interior que N05 e, portanto, as barcanoides são contemporâneas de N03.

Figura 5.38: Afloramento do cordão de precipitação do ponto N06, em corte artificial da rodovia José João Silvano. A. Aspecto geral da crista do cordão, com desenvolvimento de espodossolo. B. Detalhe do horizonte B espódico, com destaque para as rizoconcreções (setas pretas).

5.1.3.1. Cronologia

O campo de dunas apresenta idades LOE entre 2,3 e 6,1 ka (Figura 5.39). As idades dos pontos N10 e N11 (5,8 e 6,1 ka respectivamente) são dos lobos deposicionais mais avançados do campo entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada. O perfil transversal ao eixo maior do sistema eólico inativo, realizado em Campo Bom sobre diferentes elementos morfológicos (lençol de areia e cordão de precipitação / lobo deposicional), entre os pontos N02 e N06, mostra idades progressivamente mais jovens rumo à linha de costa, desde 5,0 até 2,3 ka (Figura 5.40). As idades de N03 a N06 evidenciam sucessivas gerações de cordões de precipitação e lobos deposicionais associados.

Figura 5.39: Distribuição de idades do campo de dunas de NE (N03) para SW (S50).

Figura 5.40: Distribuição das idades de depósitos eólicos próximo a Campo Bom, de SE para NW, com a linha de costa como km 0.

5.1.3.2. GPR

Seção GPR obtida sobre o campo de dunas, próximo a Campo Bom (localização na Figura 5.20), permite identificar três radarfácies. A primeira de baixo para cima corresponde a Rf1 (Figura 5.41), já descrita anteriormente, com basicamente as mesmas características: base pobremente imageada, topo marcado por refletor lateralmente contínuo, ondulado e de alta amplitude e internamente constituída por refletores descontínuos. Rf4 também se repete, com forma lenticular de até 8 m de espessura, constituída por refletores contínuos, de alta amplitude, inclinados para NW com ângulo de mergulho de até 22° graus, em *onlap* sobre o topo de Rf1 (Figura 5.41). Os refletores de Rf4 estendem-se por no máximo 200 m, sendo truncados a SE e a NW pela radarfácies Rf5. Esta apresenta-se lenticular de base côncava (em contato com Rf1) e topo plano, com até 4m de espessura, formada por refletores subparalelos com alta amplitude, também ligeiramente côncavos para cima.

Na seção 2 (localização na Figura 5.21, Figura 5.42), a radarfácies Rf4 ocorre como corpos lenticulares, com até 2 m de espessura, em meio à Rf5, composta por refletores sigmoides com mergulho para NW entre 7 e 11°, de alta amplitude. Rf5, composta por refletores de alta amplitude, subparalelos e ligeiramente ondulados, apresenta base pobremente imageada, com perda de sinal a partir dos 6 m de profundidade; seu topo confunde-se com os refletores referentes ao aterro da estrada, mas o qual não passa de 1 m de profundidade.

Figura 5.41: Detalhe da seção 1 (cuja localização é indicada na Figura 5.20), sobre o campo de dunas em Campo Bom, mostrando as radarfácies Rf1, Rf4 e Rf5. O primeiro metro de profundidade (refletores plano paralelos) não foi considerado uma radarfácio diferente por se tratar de aterro.

Figura 5.42: Detalhes da seção 2 (cuja localização é indicada na Figura 5.21), sobre o campo de dunas entre as lagoas do Faxinal e dos Esteves, mostrando as radarfácies Rf4 e Rf5.

5.1.3.3. Granulometria

A distribuição granulométrica dos depósitos dos cordões de precipitação e dos lobos deposicionais a NE (Arroio Corrente – Esplanada) variam de silte muito fino a areia grossa, com moda em areia média, enquanto os cordões de precipitação a SW (Rincão – Araranguá) variam de silte muito fino a areia grossa, com moda em areia fina (Figura 5.43). O diâmetro médio de todo este conjunto de amostras varia entre 1,6 e 2,4 phi (areia fina a média) e o desvio padrão entre 0,37 e 0,96 phi (seleção boa a moderada), com assimetria de -0,43 a 0,09. As amostras de campo de dunas inativo a NE apresentam maior proporção em volume de areia grossa e de areia média em relação às a SW, que, em contrapartida, têm maior concentração de areia fina e areia muito fina (Figura 5.44, Figura 5.45 e Figura 5.46). Ambos campos de dunas apresentam volumes parecidos de areia grossa, enquanto o campo a NE possui maior volume de areia média e menores volumes de areia fina e muito fina em relação ao campo a SW (Figura 5.45 e Figura 5.46).

Figura 5.43: Curvas de distribuição granulométrica das nove amostras do campo de dunas entre Arroio Corrente – Esplanada (AE) e das cinco amostras do campo de dunas de Rincão – Araranguá (RA).

Figura 5.44: Distribuição das proporções em volume das classes da fração areia e pelíticos totais nas amostras de campo de dunas, de NE (N08b) para SW (S50).

Figura 5.45: Diagramas em caixa dos volumes de areia grossa, média e muito fina normalizados em relação ao volume de areia fina. Número amostral: Arroio Corrente - Esplanada = 9 e Rincão - Araranguá = 5.

Figura 5.46: Diagramas em caixa da proporção em volume de areia fina. Número amostral: Arroio Corrente – Esplanada = 9 e Rincão – Araranguá = 5.

5.1.3.4. Minerais pesados

A assembleia de minerais pesados do campo de dunas inativo é composta, em ordem decrescente de abundância média, por: zircão, epídoto, turmalina, rutilo, cianita, estaurolita, sillimanita e hornblenda. Como minerais traço, estão presentes: monazita, andalusita, anatásio, granada, espinélio, alterita, allanita e perovskita. O campo de dunas a SW diferencia-se do a NE pelo maior teor (Figura 5.47 e Figura 5.48) e variabilidade interamostral de epídoto (Figura 5.48). O índice ZTR varia entre 80% e 96% nas amostras de Arroio Corrente – Esplanada, e entre 45% e 70% nas de Rincão – Araranguá (Figura 5.49). Também os índices ZR, ZT, EpEs e TH são maiores em Arroio Corrente – Esplanada que em Rincão – Araranguá (Figura 5.49), o último deles com alguma sobreposição de valores entre as duas áreas.

Figura 5.47: Distribuição de minerais pesados no campo de dunas inativo, de NE (N08b) para SW (S50).

Figura 5.48: Diagramas em caixa da frequência de contagem de epídoto para o campo de dunas inativo a NE (Arroio Corrente - Esplanada) e a SW (Rincão - Araranguá). Número amostral: Arroio Corrente - Esplanada = 9 e Rincão - Araranguá = 5.

Figura 5.49: Diagramas em caixa para os índices mineralógicos referentes aos depósitos de campo de dunas a NE (Arroio Corrente – Esplanada, n = 9) e a SW (Rincão – Araranguá, n = 5).

5.1.3.5. Petrografia

A amostra petrográfica do campo de dunas, ponto N06, é composta por grãos de areia, desde muito fina até média, com moda em areia fina, seguida por areia média. Os grãos são bem selecionados, de esfericidade baixa e subarredondados. O depósito é formado por grãos de quartzo detrítico monocristalino fraturados (36%), poros intergranulares (38%) e cimento provavelmente caulínítico na forma de cutícula de no máximo 12 μm de espessura (26%) (Figura 5.50).

Figura 5.50: Seção delgada da amostra do campo de dunas inativo N06. A. Aspecto geral da lâmina. B: Detalhe dos grãos de quartzo circundados por fina cutícula suposta como de caulinita.

5.2. Sistema eólico ativo

5.2.1. Associações morfológicas

O sistema eólico ativo da área de estudo é formado, rumo interior, pelas associações morfológicas praia-duna, planície deflacionária e campo de dunas livres,

como exemplificado na Figura 5.51. Nos subitens a seguir, cada associação será descrita segundo seus elementos morfológicos e sedimentologia.

Figura 5.51: Associações de elementos morfológicos do sistema eólico ativo próximas ao rio Uruguanga.

5.2.1.1. *Praia-duna*

A praia possui características de morfodinâmica dissipativa ao longo de toda sua extensão: distância média entre arrebentação e espraçamento de 50 m, quebra de onda do tipo derramante, altura média de onda na arrebentação de 0,9 m, com período médio de 8 s, e zona de espraçamento plana, constituída por areias finas e compactadas (Figura 5.52). A forma francamente dominante de DFI é a de cordão assimétrico (Figura 5.53), com casos raros de formas em terraço, em rampa e em campo de *nebkhas* em ambas as margens da desembocadura do rio Uruguanga (Figura 5.54). As DFE também ocorrem majoritariamente na forma de cordão, ainda que muitas vezes modificadas pela ação antrópica, principalmente plantio de árvores do gênero *Casuarina* (Figura 5.55). Localmente, a DFE decompõe-se em mais de um cordão (cordões múltiplos), devido à superimposição de *blowouts* rumo SW (Figura 5.56).

Figura 5.52: Praias dissipativas dos pontos 01 (A) e 02 (B).

Figura 5.53: DFI em cordão: achatado, no ponto 5 (A); assimétrico, no ponto 6 (B); assimétrico, com face de avalanche, no ponto 21 (C); e interrompido por *blowouts*, no ponto 28 (D).

Figura 5.54: Campo de nebkhas do ponto 15.

Figura 5.55: Modificação da duna frontal estabelecida por ação antrópica, através do plantio de *Casuarina* sp. para contenção do avanço das dunas, no ponto 04.

Figura 5.56: *Blowouts* rumo WSW em cordões de dunas, inclusive frontais, na altura do ponto 27. Estes *blowouts* podem ocorrer tanto anexos aos cordões de dunas (setas pretas) quanto já descolados (setas vermelhas).

5.2.1.1.1. Granulometria

Os sedimentos analisados da zona de espriamento e da duna frontal incipiente variam entre areia grossa e areia muito fina (Figura 5.57). Os sedimentos da praia apresentam diâmetro médio entre 2,09 e 2,36 (areia fina), com desvio padrão de 0,40 a 0,48 (bem selecionados) e assimetria de 0,027 a 0,081. Já as DFI têm diâmetro médio entre 2,14 e 2,57, desvio padrão de 0,35 a 0,44 e assimetria de 0,007 a 0,048.

Figura 5.57: Curvas de distribuição granulométrica das amostras da zona de espriamento e das dunas frontais incipientes (DFI).

5.2.1.2. Planície deflacionária

A planície deflacionária possui 500 a 1500 m de largura (na direção transversal à costa) e encontra-se fortemente urbanizada em Campo Bom, Balneário Esplanada e Balneário Rincão, sendo que apenas 10 dos 30 km de extensão de área de estudo encontram-se intactos. É uma área predominantemente brejosa, com retrocordões, rastros lineares residuais e cordões arenosos com até 40 m de largura e geralmente paralelos à linha de costa, formados pela coalescência de lobos deposicionais, paredes de *blowouts* e dunas parabólicas (Figura 5.58, Figura 5.59 e Figura 5.60).

Figura 5.58: Detalhe da planície deflacionária a NE da desembocadura do rio Uruganga, com destaque para retrocordões (setas pretas) e coalescência dos lobos deposicionais de *blowouts* / dunas parabólicas (setas brancas).

Figura 5.59: Retrocordão do ponto S34, próximo ao cordão de precipitação, reconhecido em campo como crista arenosa de 1 m de altura, ladeada por área brejosa.

Figura 5.60: *Blowout* / duna parabólica do ponto C27, que forma os cordões arenosos sub-paralelos à costa observados nas imagens de satélite (por exemplo, Figura 5.58, seta branca).

5.2.1.2.1. GPR

Uma seção GPR foi realizada sobre a planície deflacionária atual, entre os balneários Esplanada e Torneiro (localização na Figura 5.61), com intuito de caracterizar

o substrato do sistema eólico ativo. No radargrama obtido, foram identificadas as radarfácies Rf3 e Rf4 (já referidas no item 5.1.2.2), sob uma nova radarfácies (Rf7), esta com espessura máxima de 3 m e formada por refletores sub-paralelos, ligeiramente ondulados (Figura 5.62). Rf3, composta por refletores de alta amplitude e descontínuos, foi reconhecida apenas na porção noroeste da seção (até a distância 130 m), com topo marcado por refletor de alta amplitude. Rf4, com forma lenticular de até 8m de espessura e pelo menos 100 m de extensão, apresenta refletores inclinados com mergulho para NW. A partir de 13 m de profundidade, há perda do sinal.

Figura 5.61: Localização da seção 3, adquirida entre os balneários Esplanada e Torneiro, em direção perpendicular (*dip*) à linha de costa, e do detalhe desta seção discutido nesta dissertação.

Figura 5.62: Detalhe da Seção 3 (cuja localização é indicada na Figura 5.61), com radarfácies Rf3, Rf4 e Rf7.

5.2.1.2.2. Granulometria

A distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de deflação varia predominantemente de areia média a areia muito fina (Figura 5.63), com presença subordinada de areia grossa na amostra C23, correspondente a retrocórdão, e de silte e argila na amostra C29, coletada num cordão de coalescência de lobos deposicionais de *blowouts* / dunas parabólicas. Apresentam diâmetro médio entre 2,3 e 2,5 phi (areia fina), com desvio padrão de 0,37 a 0,47 (seleção boa) e assimetria entre 0,007 e 0,038.

Figura 5.63: Curvas de distribuição granulométrica das amostras da planície deflacionária.

5.2.1.2.3. Minerais pesados

Estes sedimentos apresentam os seguintes minerais pesados em ordem decrescente de frequência média: epídoto, turmalina, cianita, zircão, hornblenda, alterita, sillimanita, rutilo e estauroлита (Figura 5.64). Monazita, andalusita, augita, anatásio, granada, perovskita e dumortierita ocorrem como minerais traço (menos de 1% da assembleia mineralógica). Os grãos de anatásio apresentam-se subarredondados, o que indica se tratar de material clástico. No perfil transversal à costa de Balneário Esplanada, o zircão concentra-se nas extremidades, enquanto o epídoto possui maiores frequências de contagem nas amostras de cordões coalescidos de *blowouts* / dunas parabólicas. No perfil de Barra Velha, a contagem de rutilo aumenta no centro do perfil. Em termos de concentrações máximas e mínimas, por mineral, o perfil Balneário Esplanada apresenta maiores valores de turmalina e cianita e menores de epídoto e zircão, em comparação ao perfil de Barra Velha. Na comparação entre os perfis dos gráficos em caixa para os índices mineralógicos (Figura 5.65), há forte sobreposição de intervalos interquartis em todos os índices, exceto no índice ZR, em

que o perfil de Balneário Esplanada é mais enriquecido em rutilo em detrimento do zircão.

Figura 5.64: Distribuição dos minerais pesados ao longo dos perfis transversais à linha de costa realizados na planície deflacionária em Balneário Esplanada e Barra Velha, de NW (retrocordão) para SE (DFE).

Figura 5.65: Diagramas em caixa para os índices mineralógicos referentes aos depósitos da planície deflacionária nos perfis de Balneário Esplanada (n = 7) e Barra Velha (n = 8).

5.2.1.3. Campo de dunas livres

O campo de dunas livres (Figura 5.66) é formado por cordões de precipitação (Figura 5.67), lobos deposicionais (Figura 5.68), cadeias barcanoides (Figura 5.69), estas apresentando comumente protodunas (Figura 5.70) em sua porção barlavento, e montes remanescentes. O cordão de precipitação ocorre ao longo de todo o limite interno do sistema eólico ativo, com diferentes graus de estabilização. É assimétrico, com face mais íngreme a sotavento, descontínuo longitudinalmente, e exibe com

frequência reentrâncias alagadas, sobretudo ao interior (Figura 5.66 e Figura 5.67). Já as cadeias barcanoides e os lobos deposicionais têm ocorrência mais restrita, isto é, apenas onde o campo de dunas livres apresenta dimensões maiores que 0,007 km², como em Balneário Esplanada, entre os pontos de amostragem N18 e N17, próximo a ambas as margens do rio Uruçanga, e em Balneário Rincão, entre o limite mais interno da urbanização e a Lagoa do Faxinal.

Figura 5.66: Detalhe do campo de dunas livres, mostrando contato do cordão de precipitação (seta preta) com campo de dunas inativo (seta branca), próximo à Lagoa do Rincão. Notar áreas alagadas ao interior do cordão de precipitação.

Figura 5.67: Cordão de precipitação do ponto S33, próximo a Zona Sul, a NE da Lagoa Faxinal. Um conjunto de pequenas lagoas e brejos separa o cordão de precipitação atual de um paleocordão de precipitação (limite interno de campo de dunas inativo) visto ao fundo da imagem.

Figura 5.68: Cordão de precipitação e lobo deposicional do campo de dunas livres no ponto S36, no povoado de Zona Sul, a SE da Lagoa Faxinal.

Figura 5.69: Frente de cadeia barcanoide em campo de dunas livres ao lado da margem sul do Rio Uruçanga. Orientação aproximada da foto: NE (esquerda) – SW (direita). Notar cicatriz e dobras de escorregamento de areia úmida, na face de avalanche.

Figura 5.70: Protodunas sobre o campo de dunas livres, no ponto S36, situado a sudeste da Lagoa Faxinal.

Medidas com bússola da face de avalanche dos cordões de precipitação e das cadeias barcanoides ao longo do campo de dunas livres mostram domínio de azimutes de mergulho para NW (Figura 5.71), o que reflete o avanço das formas de leito e do sistema eólico como todo para o continente.

Figura 5.71: Histogramas circulares de medidas de azimute de mergulho de face de avalanche nos campos de dunas livres próximo a margem sul do rio Uruçanga (A) e Balneário Esplanada (B).

5.2.1.3.1. Granulometria

Os cordões de precipitação possuem grãos de areia grossa a areia muito fina, com presença de silte e argila apenas no ponto N18 (Figura 5.72). O diâmetro médio varia entre 2,1 e 2,5 phi (areia fina), o desvio padrão entre 0,34 e 0,47 phi (seleção boa) e a assimetria de -0,004 a 0,026.

Figura 5.72: Curvas de distribuição granulométrica das amostras de cordão de precipitação.

5.2.1.3.2. Minerais pesados

Os sedimentos dos cordões de precipitação apresentam os seguintes minerais pesados em ordem decrescente de frequência média: epídoto, turmalina, zircão, cianita, sillimanita, hornblenda, alterita, rutilo e estauroлита (Figura 5.73). Monazita, andalusita, augita, titanita, anatásio, granada, allanita, perovskita e dumortierita ocorrem como minerais traço (menos de 1% da assembleia mineralógica). A exemplo do observado na associação planície deflacionária, os grãos encontrados de anatásio apresentam indício

de transporte mecânico e são, portanto, interpretados como clásticos. Como na granulometria, o ponto N18 é destoante dos demais quanto à frequência de contagem dos minerais pesados, possuindo maior volume de zircão que as outras amostras. Desconsiderando a amostra anômala N18, em geral, as concentrações tanto de zircão quanto de turmalina tendem a diminuir nas amostras de sudoeste, enquanto a de epídoto aumenta. Há total sobreposição de intervalos interquartis quando se comparam os índices mineralógicos dos perfis a norte e a sul do rio Uruçanga (Figura 5.74), exceto nos índices ZTi e EsEpi, que são maiores a norte do rio Uruçanga que a sul.

Figura 5.73: Distribuição dos minerais pesados ao longo dos cordões de precipitação amostrados, de NE (N19) para SW (S37).

Figura 5.74: Diagramas em caixa para os índices mineralógicos referentes aos depósitos dos cordões de precipitação a norte (n = 6) e a sul (n = 4) do rio Uruçanga.

5.2.2. Sensoriamento remoto

Nas fotos de 1938 (Figura 5.75a e Figura 5.76a), o sistema eólico encontrava-se em sua máxima saturação de areia observada, sendo composto pela associação praia-duna em contato direto com o campo de dunas livres. As áreas com vegetação ocorriam principalmente próximas a cursos de água, como na planície de inundação do rio Uruçanga em meio aos depósitos eólicos. A planície de deflação, com 0,016 km², encontrava-se mais desenvolvida entre o rio Uruçanga e um curso de água nascente na Lagoa do Rincão.

Em 1957 (Figura 5.75b e Figura 5.76b), a área deflacionária aumenta em aproximadamente 30%, e estende-se, longitudinalmente, de Campo Bom até as proximidades da Lagoa do Faxinal. A desembocadura do rio Araranguá, que em 1938 se encontrava em frente à Lagoa dos Esteves, é fechada pelo aumento no suprimento sedimentar, seja eólico seja por deriva litorânea, formando um corpo de água atrás do esporão de areia, e rompe próximo ao Morro dos Conventos.

Em 1978 (Figura 5.75c e Figura 5.76c), os campos de dunas livres perdem sua conexão direta com a praia, passando a dela separar-se por ampla planície deflacionária, de aproximadamente 14,5 km², com formação de retrocordões (*gegenwalles*) e rastros lineares. O corpo de água associado ao rio Araranguá cuja formação fora registrada nas fotos de 1957 é assoreado pelo avanço das dunas, e a desembocadura deste rio assume sua posição atual, mas ainda com a desembocadura próxima ao Morro dos Conventos aberta.

Em 2002 (Figura 5.75d e Figura 5.76d), o sistema eólico já possui configuração mais parecida com a atual e pode ser dividido geograficamente em saturado e insaturado. O sistema ativo saturado, com aproximadamente 85% de saturação em areia, encontra-se entre o limite urbano de Barra Velha e a desembocadura do rio Araranguá. O insaturado, com apenas 29% de saturação de areia, ocupa o restante da área do sistema eólico ativo da área de estudo. Imagens de satélite do *software Google Earth* de 29 de julho de 2016 mostram o desenvolvimento de planície deflacionária de 300 m de extensão e 1600 m de largura na porção chamada de saturada na imagem de 2002 (Figura 5.77).

Ao longo do período de registro das fotos aéreas, de 1938 a 2002, observa-se aumento de 10% da área total do sistema eólico ativo (Figura 5.78). As áreas deflacionárias (cobertas por vegetação) aumentam em detrimento das áreas com areia exposta, o que se expressa em diminuição da saturação em areia de quase 90%, em 1938, para menos de 30% em 2002 (Figura 5.79). De 1938 para 1957, há aumento tanto da área com areia exposta quanto da área estabilizada pela vegetação, acompanhando

a expansão do sistema eólico. De 1957 até 2002, a área com areia exposta diminui enquanto a área vegetada aumenta proporcionalmente. De 1957 para 1978, registra-se pequena diminuição da área total do sistema eólico (0,4%), que volta a aumentar em 3% de 1978 para 2002.

Figura 5.75: Fotomosaicos de 1938 (A), 1957 (B), 1978 (C) e 2002 (D) para a área de estudo.

Figura 5.76: Evolução morfológica do sistema eólico ativo entre 1938 e 2002.

Figura 5.77: Desenvolvimento de planície deflacionária próximo a desembocadura do rio Araranguá.

Figura 5.78: Variação das áreas com areia exposta, estabilizada pela vegetação e total do sistema eólico ativo por comparação de fotografias aéreas de diferentes datas.

Figura 5.79: Variação da saturação em areia por comparação de fotografias aéreas de diferentes datas.

Capítulo 6 – DISCUSSÃO

6.1. Sistema eólico ativo

6.1.1. *Variação temporal do sistema*

Entre 1938 e 1957, o sistema eólico da área de estudo aumenta como um todo, e tanto em área com areia exposta quanto em área vegetada. Ele cresce rumo continente (NW) e, ao mesmo tempo, paralelo à costa (SW). Este conjunto de mudanças sugere aumento da deriva eólica efetiva. O aumento de aporte eólico provavelmente contribuiu para fechar a desembocadura do rio Araranguá e forçar a abertura de nova desembocadura mais a S (próximo ao Morro dos Conventos). No litoral central de Santa Catarina, estudado por Mendes & Giannini (2015), este mesmo período caracteriza-se por aumento das áreas cobertas por areia, em detrimento das áreas vegetadas, o que foi por eles atribuído, com base em levantamento de dados meteorológicos, à combinação de DEP elevada (acima de 140 u.v.) e baixa precipitação (menor que 1500 mm). Os sistemas eólicos entre Torres e Imbé analisados por Martinho *et al.* (2010) apresentam em 1948, portanto no meio deste período, configuração de máxima saturação de areia. Este período coincide aproximadamente com o primeiro estágio de comportamento da DEP reconhecido no Sul do Brasil por Mendes & Giannini (2015), de 1948 a 1963, e que se caracteriza segundo os autores por DEP elevada, com momento de queda entre 1952 e 1958 (Figura 6.1 e Figura 6.2).

Entre 1957 e 1978, o setor aqui estudado mostra rápida expansão das áreas vegetadas em detrimento das áreas com areia exposta, enquanto a área total do sistema se mantém constante. Neste momento, o campo de dunas livres perde sua conexão direta com a associação praia-duna, passando a restringir-se a corpos arenosos alongados, sub-paralelos à costa, junto ao limite leste de afloramento do sistema eólico inativo. Este período encaixa-se dentro do segundo estágio meteorológico (de 1963 a 2010) definido por Mendes & Giannini (2015) para o litoral central catarinense, caracterizado por aumento da precipitação combinado com diminuição da DEP. O desenvolvimento de corpos arenosos destacados da praia também ocorre no sistema eólico de Rondinha (RS) (Martinho *et al.*, 2010). A partir do segundo estágio meteorológico, o aumento da cobertura vegetal associado ao aumento da pluviosidade, observados no litoral central catarinense e no Rio Grande do Sul por Mendes & Giannini (2015) e por Martinho *et al.*, (2010) e também no litoral sul de Santa Catarina, nesta dissertação, é sugestivo do início da estabilização das dunas em caráter regional.

Entre 1978 e 2002, ainda dentro do segundo estágio meteorológico identificado por Mendes & Giannini (2015), a área de estudo caracteriza-se, nas fotos aéreas,

(Figura 5.75 e Figura 5.76) pelo aumento ainda mais acentuado das áreas vegetadas e da urbanização instalada diretamente sobre os depósitos eólicos (Figura 5.78), com sutil aumento em área total do sistema e, nos dados meteorológicos (Figura 6.1 e Figura 6.2), pela persistência de condições desfavoráveis para o transporte sedimentar eólico.

Figura 6.1: Precipitação e DEP total anual entre 1961 e 2015, em Torres (A) e em São Joaquim (B, extraído de Mendes, 2012).

Figura 6.2: Precipitação (A) e DEP (B) total anual entre 1948 e 2003 em Imbé, (extraído de Martinho *et al.*, 2010).

Dessa forma, diversos fatores não excludentes entre si favorecem a estabilização do sistema eólico, bem evidenciada nas fotos aéreas da área a partir de 1978:

- Com a intensificação da precipitação a partir de 1963, o lençol freático eleva-se, as planícies de inundação dos cursos de água ampliam-se e a predisposição das zonas deflacionárias ao alagamento aumenta.
- O aumento da precipitação também causa maior coesão dos grãos de areia, dificultando seu transporte pelo vento. Com menos sedimento sendo transportado, a vegetação se instala mais facilmente sobre o substrato arenoso.
- A diminuição do aporte sedimentar acarreta a redução na saturação em areia do sistema eólico, com mudança de estágio morfodinâmico sem planície

deflacionária (estágio 8 na classificação de Giannini *et al.*, 2014) para estágio com planície deflacionária (7 ou 6, na mesma classificação).

6.1.2. Variação espacial das características sedimentológicas

Diagramas em caixa de média, desvio padrão e assimetria da distribuição granulométrica são apresentados na Figura 6.3, na Figura 6.4 e na Figura 6.5, segundo os elementos morfológicos ou associações de elementos morfológicos em que se coletaram os sedimentos: praia, duna frontal incipiente, planície deflacionária e cordões de precipitação. Estes diagramas mostram que os intervalos interquartis da praia e das DFI não apresentam qualquer sobreposição entre si, em nenhuma das três estatísticas analisadas, com as dunas tendo intervalo interquartis mais fino, melhor selecionado e menos positivo que a zona de espraimento, o que corresponde a um padrão indicador de transporte segundo McLaren & Bowles (1985). A amplitude do intervalo interquartis, representativa da variabilidade interamostral, é maior na zona de espraimento de que nas dunas em todas as estatísticas, exceto tamanho médio (Figura 6.3).

O tamanho médio dos grãos tende a afinar da praia para o cordão de precipitação. Este padrão de variação pode ser explicado pelo fato de os sedimentos da praia serem transportados e trabalhados pelo vento, dentro do sistema eólico, até chegar nos cordões de precipitação, que representam o limite mais interior deste sistema. O diâmetro médio é mais grosso na associação de elementos planície deflacionária que nas dunas frontais incipientes e que nos cordões de precipitação, o que pode ser atribuído a retenção preferencial de grossos pelos processos de deflação (Figura 6.3). A seleção granulométrica, representada inversamente pelo desvio padrão, aumenta da praia para o continente, sendo que as dunas frontais incipientes apresentam a menor variação interamostral, representada pela amplitude do intervalo interquartis (Figura 6.4). Já a assimetria fica gradualmente mais negativa e com menor variação interamostral da praia para o continente (Figura 6.5).

Figura 6.3: Diagramas em caixa da variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica, por tipo de elemento ou associação de elementos morfológicos. Número de amostras: praia = 30, DFI = 30, cordões na planície deflacionária = 14, cordões de precipitação = 9.

Figura 6.4: Diagramas em caixa da variação do desvio padrão da distribuição granulométrica, por tipo de elemento ou associação de elementos morfológicos. Número de amostras: praia = 30, DFI = 30, cordões na planície deflacionária = 14, cordões de precipitação = 9.

Figura 6.5: Diagramas em caixa da variação da assimetria da distribuição granulométrica, por tipo de elemento ou associação de elementos morfológicos. Número de amostras: praia = 30, DFI = 30, cordões na planície deflacionária = 14, cordões de precipitação = 9.

Como também observado no lençol de areia e no campo de dunas do sistema eólico inativo, as amostras a S, tanto na planície deflacionária como no campo de dunas, apresentam maior quantidade de epídoto, denotado pela diminuição no índice EsEp. Dentro do sistema ativo, não se espera que este índice reflita a dissolução pós-deposicional, como sugerido no item 4.3.2. A maior quantidade de epídoto encontrada a S do rio Uruçanga, apesar da maior sensibilidade química deste mineral à dissolução comparado à estaurolita, pode ser reflexo de área fonte. As bacias hidrográficas dos rios Uruçanga e Araranguá drenam vastas áreas de depósitos da Bacia do Paraná. No Paraná, segundo Donatti (2002), as Formações Teresina/Rio do Rastro, Piramboia e Botucatu podem apresentar até 33,0%, 57,5% e 25,0% de frequência de contagem de epídoto, respectivamente, enquanto o máximo de estaurolita para cada unidade é igual a 0,6%, 21,0% e 60,5%. Já a N do rio Uruçanga, onde a serra Geral está mais distante da costa, a influência da Bacia do Paraná como área fonte torna-se comparativamente menos intensa que a S. Admitindo vento atuante de NE para SW nos lençóis, é possível sugerir que sua mineralogia seja influenciada principalmente pela bacia do rio Tubarão, que, além das rochas da Bacia do Paraná, drena granitos e rochas metamórficas. De acordo com Nascimento (2010), o delta do rio Tubarão apresenta como mineralogia principal (frequência de contagem superior a 1%) em ordem decrescente: estaurolita, cianita, zircão, hornblenda verde, turmalina, epídoto, rutilo, hornblenda marrom, sillimanita, granada e clinozoisita.

6.2. Sistema eólico inativo

6.2.1. Confiabilidade das idades LOE

Antes de começar a discussão da evolução deste sistema eólico, é necessário avaliar a confiabilidade das idades apresentadas, em relação tanto à dose natural quanto à taxa de dose. As curvas de dose resposta das amostras não saturadas apresentam tendência linear, quando a dose equivalente (D_e) é menor que 3 Gy, e exponencial, quando a D_e é maior que 3 Gy (Figura 6.6). A distribuição da dose equivalente das amostras datadas apresenta dispersão menor que 30% (exceto na amostra S47) e sete das 19 amostras não saturadas têm dispersão inferior a 10%, o que sugere bom fotoesvaziamento do quartzo. As taxas de reciclagem variam de 0,91 a 1,10 nas alíquotas medidas ($n = 446$) com média de 0,99, mostrando variações de sensibilidade baixas, dentro dos padrões estabelecidos previamente no protocolo adotado. O teste de recuperação mostra sinal correspondente à dose zero com no máximo 1,92% do sinal natural e média de 0,19% nas alíquotas medidas. Esses valores são muito (mais de 50%) inferiores ao valor máximo admitido de 5% (item 4.3.4). A razão entre os sinais medidos com e sem estimulação por infravermelho, para verificar a contaminação por feldspato, varia entre 0,9 e 1,1, com média de 1,0, ou seja, esta razão é igual ou inferior à 10%, sugerindo que não houve contribuição significativa de sinal LOE deste mineral para estimativa da dose equivalente.

Figura 6.6: Curva de dose resposta para alíquotas de quartzo das amostras N04 (A) e S46 (B).

A taxa de dose total das amostras analisadas, incluindo as saturadas, não apresenta grandes variações (acima de 100%), exceto nas amostras C30b e S45a, como observado na Figura 6.7. A taxa de dose total média das amostras, excluídas estas duas exceções, é de 0,384 Gy/ka. Ao analisar a contribuição de cada um dos núclídeos para a taxa de dose, observa-se que a concentração de tório é maior que a de urânio em todas as amostras (Figura 6.8) e que a concentração de potássio (Figura

6.9) não ultrapassa 0,3% e é maior nas amostras do campo de dunas a SW (Rincão-Ararangá).

Figura 6.7: Taxa de dose total calculada para as amostras datadas.

Figura 6.8: Concentração em massa de urânio e tório nas amostras analisadas.

Figura 6.9: Concentração em massa de potássio nas amostras analisadas.

Dentre os minerais pesados analisados, o urânio e o tório são encontrados principalmente no zircão, sendo que existe correlação positiva entre a concentração destes núclídeos e a frequência de contagem do mineral (Figura 6.10). O potássio encontra-se nos feldspatos, que ocorrem como minerais-traço nas seções delgadas analisadas. Nelas, não foram observados indícios de dissolução deste mineral, como porosidade móldica ou grãos alveolados ou corroídos. As amostras são constituídas, primariamente, por mais de 90% de quartzo monocristalino. A assembleia de minerais pesados das três unidades apresenta composição parecida, o que pode indicar fontes similares para os depósitos, demonstrando homogeneidade composicional entre eles. A distinção das assembleias se dá principalmente pela frequência das espécies minerais, em que os depósitos mais jovens (lençol de areia e campo de dunas) apresentam maior número de contagem de grãos de epidoto que os mais antigos (DEI). Os grãos de epidoto observados nos DEI também se distinguem dos outros depósitos por serem marcados por reentrâncias de corrosão, com terminações serrilhadas, sulcos e ranhuras, sinais estes de dissolução, segundo Andò *et al.* (2012).

Figura 6.10: Gráfico de dispersão da concentração de urânio e tório versus frequência de contagem de zircão. Linhas de tendência não incluem *outliers* das amostras C30b e S45a.

A taxa de dose cósmica perfaz de 13% a 62% da taxa de dose total destas amostras, com média de 43%. As amostras dos depósitos eólicos indiferenciados, em geral, apresentam contribuições de taxa de dose cósmica mais baixas para a taxa de dose total porque estes depósitos não ocorrem em superfície e a radiação cósmica é atenuada com a profundidade. Quatro das sete amostras destes depósitos foram coletadas em cavas de areia, em profundidades maiores em média que as demais amostras. Sendo estes depósitos mais antigos, a probabilidade de terem sofrido erosão é maior e, conseqüentemente, é maior também a chance de a profundidade medida de coleta estar subestimada em relação à profundidade no depósito original. Para testar a influência de uma possível subestimativa da profundidade sobre a idade LOE determinada nestes depósitos, calculou-se qual seria a idade LOE caso a profundidade efetiva fosse 1m ou 2m maior que a medida em campo (Figura 6.11). Ao aumentar a profundidade em 1 m das 21 amostras não saturadas, a diferença entre as duas idades calculadas (idade usando a profundidade medida em campo e idade usando a profundidade acrescida de 1 m) de 20 amostras fica dentro do erro do método. Ao aumentar a profundidade acima de 2 m, porém, a diferença das idades extrapola o erro da primeira idade calculada.

Figura 6.11: Efeito de possíveis erros (de 1 ou de 2m para menos) na estimativa da profundidade da amostra coletada sobre a idade LOE calculada.

6.2.2. Depósitos eólicos indiferenciados

Os depósitos eólicos indiferenciados aqui reconhecidos assemelham-se aos depósitos da geração 1 (G1) primeiramente descrita por Giannini (1993) entre Jaguaruna e Imbituba, então por Sawakuchi (2003) e Giannini *et al.* (2007), ainda no centro-sul de Santa Catarina, e por Mendes (2012), na costa central catarinense. Os depósitos da G1 são descritos como majoritariamente maciços (bioturbações ou laminações primárias são raras), de areias finas, com elevado grau de cimentação, quando comparados aos demais depósitos quaternários daquelas áreas, e de coloração avermelhada predominante. Diferentemente dos DEI descritos nesta dissertação, os depósitos da G1 desses autores foram encontrados em paleodunas cavalgantes e rampas de areia eólica associados a morros de rochas cristalinas. A primeira tentativa de datação destes depósitos, feita por termoluminescência (TL) e LOE com múltiplas alíquotas, coloca suas idades próximo da época do máximo nível do mar do início do Pleistoceno superior, em torno de 120 ka (Giannini *et al.*, 2007; Quadro 6.1). Mendes *et al.* (2015), já usando o método LOE com protocolo SAR, reconheceram a possibilidade de a G1 abranger estágios mais antigos de formação de depósitos eólicos, ao obter idades de 274 ± 25 ka e 318 ± 34 ka para os campos de dunas de Joaquina e Garopaba, respectivamente, no litoral central de Santa Catarina. O mesmo pode ser afirmado em relação aos DEI, se consideradas as estimativas de $404,4 \pm 49,1$ ka e de $184,6 \pm 32,6$ ka. Tanto as idades mínimas quanto estas estimativas mostram resultados próximos às idades obtidas nos trabalhos anteriores mencionados (Quadro 6.1). Vale lembrar, no entanto, que as idades mínimas aqui obtidas podem ser dezenas de milhares de anos mais novas que a idade real da deposição. Por exemplo, quando comparadas as idades

mínimas obtidas com as idades calculadas para alíquotas válidas nas amostras C56b e C56c, observa-se um rejuvenescimento de 123,4 ka e de 174,1 ka, respectivamente. Entretanto, como estas idades calculadas são baseadas em uma ou duas alíquotas apenas, não possuem rigor estatístico para poderem ser validadas.

Quadro 6.1: Síntese das idades obtidas para G1 por Giannini *et al.* (2007) e Mendes *et al.* (2015) e para os DEI nesta dissertação.

	Geração/Localidade	Idade (ka)	Erro (ka)	Método de datação
Giannini <i>et al.</i> (2007)	G1 – Guaiúba	156,2	19,0	LOE/feldspato
		174,8	19,9	LOE/feldspato
		103,5	11,7	LOE/feldspato
	G1 – Ponta da Ilhota	93,4	10,7	TL/quartzo
		104,8	10,0	TL/quartzo
	G1 – Santa Marta	101,9	15,0	LOE/feldspato
Mendes <i>et al.</i> (2015)	G1 – Garopaba	318,0	34,0	LOE/quartzo
	G1 – Joaquina	274,0	25,0	LOE/quartzo
Esta dissertação (* indica idade mínima)	DEI – C56b	404,4	49,1	LOE/quartzo
	DEI – C56c	184,6	32,6	LOE/quartzo
	DEI – N07*	328,8	21,0	LOE/quartzo
	DEI – C30a*	624,5	45,3	LOE/quartzo
	DEI – C30b*	134,0	8,7	LOE/quartzo
	DEI – S45a*	142,3	10,6	LOE/quartzo
	DEI – C55*	500,7	66,5	LOE/quartzo
	DEI – C56b*	527,8	59,2	LOE/quartzo
	DEI – C56c*	358,7	42,5	LOE/quartzo

6.2.2.1. Relação com NRM e paleoclima

Mendes *et al.* (2015) confrontaram as idades LOE-SAR dos depósitos eólicos do litoral central de Santa Catarina com os tipos de comportamento do paleonível marinho (estável alto, estável baixo, em declínio, em ascensão etc) inferidos da curva de variação do NRM de Rabineau *et al.* (2006). Ao fazer o mesmo com as idades obtidas aqui para os DEI (Figura 6.12), chega-se a resultados pouco conclusivos, já que a margem de erro de cada resultado de datação abrange mais de um comportamento de NRM. Isto se relaciona com a idade relativamente elevada destes depósitos, associado ao fato de o erro da datação LOE aumentar proporcionalmente com a idade calculada. Assim, as margens de erro das idades LOE dos DEI são em geral maiores que a duração dos menores ciclos de variação de NRM observados na curva de Rabineau *et al.* (2006).

A comparação das idades dos DEI com dados da literatura referentes a paleoclima também esbarrou em dificuldades. A principal reconstituição paleoclimática disponível para o Quaternário superior de Santa Catarina é a baseada em isótopos

estáveis de oxigênio e razões Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca extraídos de estalagmites da caverna Botuverá (Cruz *et al.*, 2005, 2006a, 2006b, 2007, 2009; Bernal *et al.*, 2016). No entanto, esta reconstituição apresenta alcance máximo de 116 ka, não abrangendo, portanto, a idade dos DEI.

Figura 6.12: Envelope de variação do NRM global extraído de Rabineau *et al.* (2006) e datações disponíveis para G1 segundo Giannini *et al.* (2007) e Mendes *et al.* (2015) e para os depósitos eólicos indiferenciados.

6.2.2.2. Estratigrafia e sedimentologia

Os DEI fazem contato direto com o substrato pré-cenozoico, representado pela Bacia do Paraná, como visto em cava de areia abandonada, próximo à margem noroeste da lagoa Uruçanga Velha (ponto C56), onde o substrato é a Formação Rio Bonito. Neste mesmo local, um ortoconglomerado polimítico, na forma de corpos lenticulares de até 20 cm de espessura, atribuído à sedimentação por enxurradas confinadas, ocorre localmente entre a Formação Rio Bonito e os DEI.

Nas seções de GPR, os DEI estariam representados pela radarfácies Rf1, a qual aparece sempre como substrato das demais radarfácies identificadas, e com espessuras de até 5 m, podendo ser maior em vista da perda de sinal em profundidade. A existência de ferricretes ajuda a explicar a descontinuidade dos refletores, já que a presença de óxidos e hidróxidos de ferro atenua a propagação das ondas eletromagnéticas. O contato de topo irregular, caracterizado por refletor ondulado, com alta amplitude e lateralmente contínuo, contendo cavas e cristas de mais de 3 m de desnível em menos de 10 m de extensão (seção 1, Figura 5.22), é interpretado como erosivo, indicando hiato deposicional entre os DEI e os depósitos sedimentares acima.

O maior volume de material pelítico encontrado nos DEI, em relação ao lençol de areia e ao campo de dunas, deve-se à sua história pós-deposicional mais longa. O arcabouço deste depósito é composto predominantemente por grãos na fração areia, enquanto o cimento se encontra na fração pelítica. A ocorrência do cimento na forma de cutículas, meniscos e lamelas concêntricas ou sobrepostas indica sua formação em condições vadasas. A história pós-deposicional mais longa dos DEI, com maior probabilidade de dissolução de minerais instáveis, justifica que estes depósitos apresentem os maiores índices ZTR (82,9 a 98,1%), o que permite considerá-los como mais maduros que os demais.

6.2.3. Lençol de areia

Os depósitos aqui classificados como lençol de areia não foram reconhecidos, pelo menos não com essa denominação explícita, dentre as gerações de depósitos eólicos previamente descritas no litoral de Santa Catarina. Apesar disso, guardam correspondência com os depósitos da G2 descritos (porém, não datados) por Giannini (1993) nos arredores de Jaguaruna e entre as margens noroeste da lagoa Mirim e oeste da lagoa Ibiraquê, em Imbituba, caracterizados pela presença esparsa de “formas parabólicas aplainadas, cujo padrão em aerofotografias resulta tênue e descontínuo” (Giannini, 1993, p.176-177). Esta morfologia é similar à descrita por Mendes *et al.* (2015) como sendo a dominante da G2 no litoral central de Santa Catarina: “terreno com ondulações suaves (cerca de 3 m de altura por 150 m de comprimento), com altitude média em torno de 25 m” (Mendes *et al.* 2015, p.84). Segundo os autores, estas ondulações cobrem os terraços marinhos pleistocênicos associados ao NRM alto de cerca de 120 ka AP. Pelos resultados de datação aqui obtidos (entre 5 e 22 ka), o lençol de areia aqui definido teria se formado, de fato, contemporaneamente à G2 de Mendes *et al.* (2015), cujas idades variam de $60,2 \pm 2,7$ ka a $5,2 \pm 0,2$ ka.

6.2.3.1. Relação com NRM e paleoclima

O fato de a formação do lençol envolver mais deflação e retrabalhamento local de areias preexistentes que propriamente transporte por longas distâncias (vários quilômetros) aumenta a probabilidade de pouca diferença entre idade de ativação e de estabilização. Desse modo, para cada amostra do lençol, a amplitude temporal, ao considerar o erro associado à datação e a migração, pode representar o período de formação e de estabilização do depósito. Outra característica dos depósitos de lençol, associada à sua associação com deflação, é a grande chance de a profundidade medida de coleta estar subestimada em relação à profundidade no depósito original, o que levaria ao rejuvenescimento das suas idades, como apontado no item 6.2.1.

Na área de estudo, o lençol de areia tem o início da sua formação há aproximadamente 22 ka, por volta, portanto, do UMG, momento em que NRM se encontrava mais de 100 m abaixo do atual (Figura 6.13) e a linha de costa se achava na quebra da plataforma continental (Figura 6.14). Depois disso, de acordo com os resultados de datação (Figura 6.13), a formação dos lençóis de areia prossegue de modo aparentemente contínuo até aproximadamente 5 ka, por volta da época do máximo NRM holocênico na região (Angulo *et al.*, 1999, 2006). Desse modo, sob o ponto de vista da variação do NRM, os lençóis de areia formaram-se sob vários contextos distintos, mas não nos tratos de mar alto. O rebaixamento do nível de base de erosão forçado pela queda de NRM durante o UMG teria favorecido a exposição de sedimentos, como os de dunas antigas, depósitos marinhos e barras de areia marginais de rios, e, com isso, aumentado o suprimento de areia incoesa, disponível ao vento, necessário para iniciar a formação dos lençóis de areia.

Figura 6.13: Distribuição das idades LOE do lençol de areia em relação ao envelope de variação do NRM global delineado a partir da compilação feita por Reis *et al.* (2013).

Figura 6.14: Modelo digital de elevação (MDE) para o sul de Santa Catarina, linha de costa atual e linha de costa inferida e aproximada durante o UMG. Dados SRTM utilizados no MDE obtidos em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br> (Miranda, 2005).

O fator cobertura vegetal influi tanto na área de sedimentos disponível à ação do vento quanto no efeito de obstáculo, e, portanto, de desaceleração do fluxo eólico. A formação do lençol, conforme Schwan (1988), é favorecida por cobertura vegetal relativamente rarefeita. Vegetação densa, em contraposição, contribuiria ou para imobilizar a areia, impedindo o transporte sedimentar eólico, ou para impor barreira para este transporte e assim propiciar a deposição de certos tipos de formas de leito eólicas formadas por interação com a vegetação, como dunas parabólicas, *blowouts* e cordões de precipitação. De acordo com Kasse (1997), durante o final da última glaciação na Europa ocidental, a evolução da vegetação, de herbácea para arborizada, e das feições eólicas, de lençol para pequenas dunas, demonstra que o aumento na densidade e altura da vegetação favoreceu a instabilização dos lençóis de areia por aumento de aporte ou de retenção sedimentar no sistema. O trabalho de Behling (1995) na serra do Rio do Rastro, a 55 km a NW da área de estudo, demonstra o predomínio da vegetação de campos (caracterizada por formações abertas dominadas por gramíneas e com arbustos e árvores restritos às proximidades de corpos de água). Ao longo de todo o Holoceno, esta vegetação seria formada principalmente por *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Baccharis* e *Senecio*. A análise de pólen da serra do Rio do Rastro, e mais Morro da

Igreja, Serra da Boa Vista (SC), Fazenda do Pinto (RS) e Serra dos Campos Gerais (PR), demonstra a predominância dos campos durante o fim do Pleistoceno, até o Holoceno médio, com registro da expansão das florestas de *Araucaria* nos planaltos por volta de 1500 ¹⁴C anos A.P. no Paraná e em 1000 ¹⁴C anos A.P. em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul (Behling, 2002). Cancelli (2012), com base em estudos palinológicos em testemunhos da lagoa do Sombrio a 50 km a SW da área de estudo, mostra que de 7,9 a 3,8 ka, a vegetação presente era mais arbustiva, interpretada como Mata Atlântica pioneira, e que entre 3,8 e 2,5 ka aumenta a quantidade de árvores na região.

Do ponto de vista do controle climático, e sendo a vegetação densa favorecida pelo aumento de umidade, a formação de lençóis de areia na região ocorreria preferencialmente em momentos mais secos, em que a vegetação ficaria mais esparsa. Ao comparar as idades aqui obtidas para os depósitos de lençol de areia com a reconstituição paleoclimática de Cruz *et al.* (2006) baseada em espeleotemas de Santa Catarina (Figura 6.15), observa-se que as duas idades mais antigas, em torno de 22 ka, situam-se em momento de umidade similar à atual, o que poderia em tese propiciar a vegetação densa e desfavorecer a formação de lençóis de areia ou favorecer sua estabilização. Entretanto, apesar desta umidade relativamente alta, a queda na temperatura na região nesta época, devido ao contexto de máximo glacial, seria suficiente para inibir o adensamento da vegetação; além disso, com a linha de costa a 160 km de distância da atual, o regime climático regional seria mais interiorizado, e a precipitação, hoje fortemente controlada pelas chuvas orográficas, mais sazonal. Entre 18 e 14 ka A.P., há aumento drástico da umidade na região (indicado pelos valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$, Figura 6.15), associado ao evento Heinrich H1, o que estabilizaria o lençol formado até então. De fato, os resultados de datação LOE não permitem descartar a hipótese de breve interrupção na formação dos lençóis durante o H1: as idades de 19,4 e 18,3 ka encontram-se no momento de ascensão da precipitação, imediatamente anterior ao H1. Já as idades mais novas, a partir de 13,5 ka, correspondem a condições de umidade mais baixa. Uma única idade, a de 14,5 ka incide no H1, mas já no final do evento. A idade mais nova obtida neste tipo de depósito, por volta de 5 ka, incide no início do período relativamente mais úmido que marca o Holoceno médio e superior nesta região, mas que se caracteriza também por NRM alto e estável. Assim, é possível sugerir que o estabelecimento de clima mais úmido nesse período, e/ou a manutenção do nível de base elevado, tenham significado o fim das condições para a formação de lençóis eólicos na região.

Figura 6.15: Distribuição das idades LOE do lençol de areia em relação às variações climáticas registradas em estalagmite da caverna Botuverá, por Cruz *et al.* (2005) e Bernal *et al.* (2016), a 160 km da área de estudo. Linha tracejada preta indica a quantidade de $\delta^{18}\text{O}$ atualmente.

Forman *et al.* (2014) atribuem a formação do lençol de areia na província de San Luis, no oeste dos pampas argentinos, à cobertura vegetal esparsa, devido à manutenção de condições secas (menos de 450 mm de precipitação anual média) entre 12 e 1 ka. Apesar de o Sul-Sudeste brasileiro apresentar regime climático muito diferente, por ser influenciado pela umidade do SMAS (Wang *et al.* 2006, Forman *et al.* 2014), os dados obtidos nesta dissertação mostram que a formação e estabilização do lençol de areia do sul catarinense é concomitante com o de San Luis entre o final do Pleistoceno e o Holoceno médio. A diferença de escala entre os dois, menos de 200 km² de área no lençol de areia estudado nesta dissertação contra aproximadamente 3000 km² no oeste argentino (Tripaldi & Forman 2016), refletiria a diferença de pluviosidade entre as duas regiões. No sul da Tasmânia, são encontradas dunas reliquias e lençóis de areia, com idades entre 19 ka e 87,5 ka. Estes depósitos são interpretados como indício de longo período semiárido, em áreas que atualmente apresentam precipitação anual média superior a 1500 mm (McIntosh *et al.*, 2012).

O fim das condições para formação de lençóis eólicos na região de estudo desta dissertação, por volta de 5 ka, coincide aproximadamente com o início do campo de dunas, que tem as idades mais antigas entre 6,2 e 5,8 ka (referente aos lobos deposicionais mais avançados) e de 4,1 ka (no contato com o lençol, ponto N03).

6.2.3.2. Estratigrafia e sedimentologia

Em subsuperfície, a radarfácies interpretada como correspondente ao lençol de areia é a Rf3, caracterizada por refletores sub-paralelos, ligeiramente irregulares, de alta a média amplitude, com espessura de até 3m. Ela ocorre em contato erosivo sobre os

refletores ondulados, com alta amplitude e lateralmente descontínuos de Rf1, atribuída aos DEI, como demonstrado pelo radargrama na Figura 5.22. Em campo, o ponto S45, localizado em uma cava de areia, apresentou a amostra basal (A) equivalente aos DEI, com idade mínima de 142,3 ka, e a amostra superior (B), 2,8m acima, ao lençol de areia, com idade de 22 ka. O falso aspecto transicional do contato entre as unidades em campo deve-se provavelmente à similaridade das areias e ao possível retrabalhamento eólico do topo dos DEI durante a deposição do lençol. O lençol de areia também foi depositado sobre a radarfácies Rf2 (seção 2, Figura 5.24), caracterizado por refletor ondulado de alta amplitude, novamente em contato erosivo. A Rf2 apresenta refletores inclinados para o mar de até 5°, atribuídos à progradação subaquosa ocorrida após a máxima inundação do Pleistoceno superior por volta de 120 ka. Desta forma, com base no seu contexto geomorfológico-estratigráfico de ocorrência e nos resultados de prospecção indireta via GPR, o lençol de areia depositou-se sobre dois tipos diferentes de substrato: eólico e costeiro subaquoso. A Rf6 que sobrepõe o lençol de areia na seção 1 (Figura 5.22) na forma de corpo lenticular de base côncava e topo plano com refletores plano-paralelos, registra, provavelmente, o preenchimento lacustre de uma antiga drenagem represada, e hoje assoreada, relacionada à lagoa Preta.

A distribuição granulométrica dos sedimentos do lençol de areia, comparada a de seu substrato DEI, é mais fina, melhor selecionada e mais negativa (Figura 6.16). De acordo com McLaren & Bowles (1985), este tipo de padrão de variação granulométrica, quando encontrado entre dois pontos, A e B, de uma mesma geografia, é indicativo de transporte sedimentar de A para B. Em analogia a este princípio, é possível sugerir, com base no padrão granulométrico do empilhamento, o retrabalhamento dos DEI pelo vento formador do lençol.

Figura 6.16: Comparação das estatísticas descritivas (A: diâmetro médio, B: desvio padrão e C: assimetria) dos DEI e do lençol de areia.

Outros indícios de retrabalhamento dos DEI para o lençol de areia ocorre nos índices mineralógicos ZR e ZT. Como não foram encontrados grãos de zircão metamórfico (de densidade tão baixa quanto 3,5) em nenhuma amostra, admite-se que não somente turmalina mas também rutilo possuem densidades (2,9 a 3,2 e 4,18 a 4,25, respectivamente) menores que zircão (4,6 a 4,7). Com isso, os grãos de rutilo e turmalina seriam preferencialmente retirados da fonte sedimentar preexistente (DEI), durante seu retrabalhamento para formação do novo depósito (lençol). Desse modo, os índices ZR e ZT seriam mais baixos no lençol que nos DEI, como de fato observado na Figura 6.17, em que o lençol possui índices ZR e ZT cerca de 10% e 15 a 20% menores, respectivamente.

Figura 6.17: Comparação da frequência dos índices ZR (A) e ZT (B) dos DEI (n = 9) e do lençol de areia (n = 13).

Entre as amostras do lençol de areia, a diminuição dos índices ZR e ZT rumo SW sugere o transporte dos grãos neste rumo, seguindo o mesmo raciocínio expresso no parágrafo anterior, do retrabalhamento dos grãos, com transporte preferencial do mineral pesado menos denso do par (rutilo e turmalina). O padrão de variação de idades, decrescente rumo NE, o mesmo encontrado no campo de dunas, também sugere transporte do sedimento rumo SW, visto que os depósitos relacionados ao avanço máximo do lençol de areia são os primeiros a se estabilizar, e assim sucessivamente, gerando retração do lençol, conforme o enfraquecimento e/ou a perda de efetividade do vento por avanço da vegetação e/ou aumento da coesão da areia.

Com o padrão decrescente de idades rumo NE, esperava-se que a razão EsEp aumentasse no mesmo rumo, visto que no item de métodos (4.3.2) ela foi considerada índice de dissolução pós-deposicional. Entretanto, novamente este índice parece indicar diferentes áreas fontes, relacionadas às bacias de drenagem do rio Tubarão a N e dos rios Uruçanga e Araranguá a S, conforme discutido no subitem 0.

6.2.4. Campo de dunas

A unidade aqui descrita como campo de dunas pode ser associada tanto à geração 2 (unidade pré - NRM máximo do Holoceno) quanto à 3 (unidade pós - NRM máximo do Holoceno), definidas por Giannini (1993). Além das formas parabólicas aplainadas descritas anteriormente, Giannini (1993) descreve a geração 2 na região entre Imbituba e Laguna como dunas e lençóis parabólicos, e como alinhamentos de cordões eólicos paralelos ao vento efetivo, sem fechamentos parabólicos. A geração 3 descrita por Giannini (1993, p. 180) apresenta-se como “rastros lineares residuais a barlavento de lençóis parabólicos ativos ou como dunas parabólicas alongadas, muitas vezes imbricadas”. Giannini (1993), Sawakuchi (2003) e Giannini *et al.* (2007) reconhecem que a deposição destas gerações é contínua em alguns locais, como observado para o campo de dunas descrito nesta dissertação. Mendes *et al.* (2015) descreve a geração 3 nos depósitos da região dos Ingleses e da Joaquina, no litoral central de Santa Catarina, como cordões de precipitação com orientação paralela ao campo de dunas ativo. Entretanto, as idades obtidas por Mendes *et al.* (2015) são mais novas que as do campo de dunas desta dissertação, variando de $0,33 \pm 0,10$ ka a $1,4 \pm 0,6$ ka.

6.2.4.1. Relação com NRM e paleoclima

O campo de dunas compreende idades desde 6,1 ka (lobo deposicional) até 2,3 ka (cordão de precipitação), ou seja, de pré à pós-máximo NRM do Holoceno (Figura 6.18). Para a área entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada, as idades de 6,1 e

5,8 ka (pontos N11 e N10, respectivamente) representam a estabilização da frente de avanço do campo de dunas. Nesta mesma área, as idades cada vez mais jovens dos cordões de precipitação para SE (Tabela 6.1, Figura 6.19) demonstram a progradação do sistema eólico conforme a regressão da linha de costa. As taxas de progradação do campo de dunas, calculadas com base nas distâncias e diferenças de idade entre cordões de precipitação sucessivos (Tabela 6.1), variam de 0,89 m/ano até 0,25 m/ano, com redução progressiva ao longo do Holoceno superior (Figura 6.19).

Figura 6.18: Distribuição das idades LOE do campo de dunas em relação à curva de NRM compilada por Angulo *et al.* (2006) para os últimos 7 ka na costa centro-sul de SC.

Tabela 6.1: Amostras e seus respectivos dados utilizados para calcular a taxa de progradação do campo de dunas entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada.

Amostra	Idade (anos)	Distância de NW para SE (do ponto até a praia em km)	Diferença de idade entre os pontos indicados (anos)	Distância entre os pontos indicados (km)	Taxa de progradação (m/ano)
N03	4056	2,41	N03-N05: 1091	0,97	0,89
N05	2965	1,44	N05-N06: 697	0,22	0,31
N06	2268	1,22	N06-atual: 2268	0,60	0,25
Cordão de precipitação atual	0	0,62	-	-	-

Figura 6.19: Taxa de progradação do sistema eólico baseadas nas datações de cordões de precipitação do campo de dunas entre os balneários Arroio Corrente e Esplanada (Tabela 6.1).

Para o campo de dunas entre os o Balneário Rincão e a foz do rio Araranguá, as idades disponíveis, todas de cordão de precipitação, variam entre 4,6 e 3,0 ka e aumentam para SW, isto é, no rumo de ação do vento efetivo. As idades de estabilização destes cordões de precipitação representam a idade mínima do represamento de parte do sistema lagunar entre os rios Uruçanga e Araranguá, isto é, o isolamento ou individualização das lagoas da Mãe Luzia, dos Esteves e do Faxinal.

Bernal *et al.* (2016), ao combinar dados de $\delta^{18}\text{O}$ e razão Sr/Ca de espelotemas da caverna de Botuverá, demonstram que a principal fonte de chuvas no Sul e Sudeste brasileiro nos últimos 9 mil anos é controlada pelo SMAS, como previamente admitido por Cruz *et al.* (2007). A forte correlação positiva entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Sr/Ca sugere que as variações no volume total de chuva foram determinadas pela intensidade do SMAS. A partir de 7 ka, há diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ e de Sr/Ca, o que indica intensificação do SMAS, resultando em precipitação média regional mais alta (Bernal *et al.*, 2016), com o ótimo tendo sido alcançado há 4 ka (Figura 6.20). O campo de dunas atinge seu avanço máximo e inicia sua estabilização entre 6,1 e 5,8 ka, portanto dentro da fase de aumento de precipitação identificada por Bernal *et al.* (2016). É possível que o aumento de pluviosidade, ao diminuir o estoque sedimentar de areia incoesa disponível ao vento e, ao mesmo tempo, favorecer o crescimento da vegetação, tenha contribuído para a estabilização das porções mais distais do campo de dunas. No entanto, com a regressão da linha de costa depois de aproximadamente 6 ka, parte do estoque de areia costeiro passa a ser utilizado na progradação do sistema, o que reduz o suprimento eólico (Giannini, 2007; Giannini *et al.*, 2014). Além disso, a fonte fica mais afastada da porção distal do sistema eólico costeiro. Deste modo, o sucessivo abandono de cordões de

precipitação a partir desta época pode estar relacionado tanto ao fator climático quanto à regressão da linha de costa.

Figura 6.20: Distribuição das idades LOE do campo de dunas em relação às variações compiladas por Bernal *et al.* (2016) da razão Sr/Ca (A) e de $\delta^{18}\text{O}$ (B) registradas em estalagmite da caverna Botuverá, a 160 km da área de estudo. Linhas tracejadas pretas indicam a razão de Sr/Ca e a quantidade de $\delta^{18}\text{O}$ atuais.

6.2.4.2. Estratigrafia e sedimentologia

Nas seções GPR, interpretou-se que o campo de dunas é formado pela radarfácies Rf4. Rf4 corresponde a lentes com refletores contínuos, de alta amplitude, inclinados com mergulho de 11° a 20° para NW, interpretados como faces sotavento de cordões de precipitação. A repetição lateral (no eixo NW-SE) de lentes desta radarfácies, como observado na Figura 5.41 e Figura 5.62, representa pulsos de progradação do campo de dunas, possivelmente determinados pela regressão da linha de costa. Na seção 1, o contato dos depósitos de campo de dunas com os DEI (Rf1) é

erosivo, da mesma forma que os de lençol de areia (Rf3). O contato dos cordões de precipitação (Rf4) com o lençol de areia (Rf3) que se vê na Figura 5.23 é bem marcado, interpretado como erosivo devido à proximidade com a paleodrenagem representada pela Rf6 e com a lagoa Preta, apesar da contemporaneidade entre a formação do lençol e a do campo de dunas sugerida pelas idades LOE. Os refletores do cordão são truncados a SE e a NW pela Rf5 (lente de base côncava e topo plano, com refletores subparalelos com alta amplitude, ligeiramente côncavos para cima) (Figura 5.41), que foi interpretada como a planície deflacionária correlata ao campo de dunas. Na seção 3 (Figura 5.62), os pulsos de cordões de precipitação (Rf4) ocorrem abaixo da Rf7, interpretada como registro do sistema eólico ativo, e sobre uma superfície em forma de terraço com mergulho suave para SE (a NW), e com evidências de dissecação erosiva (a SE) sobre o lençol (Rf3 na seção 3, Figura 5.62). Na seção 3, a Rf3 foi interpretada como continuidade do lençol de areia aflorante a NW do sistema eólico ativo. A superfície plana inclinada suavemente para SE, abaixo do lençol, foi interpretada como o topo do terraço de construção formado após a transgressão pleistocênica, dissecado durante o período subsequente de NRM baixo. Na seção 2 (Figura 5.42), os cordões de precipitação apresentam-se como corpos lenticulares (Rf4) em meio à Rf5, caracterizada por refletores de alta amplitude, subparalelos e ligeiramente ondulados. Nesta seção, foram levantadas duas hipóteses para a interpretação dos refletores plano-paralelos de Rf5: a. sedimentação no brejo formado na planície deflacionária associada ao campo de dunas; e b. deposição de fundo lagunar entre as atuais lagoas Esteves e Faxinal.

A comparação das unidades morfológicas eólicas entre si e com a praia, quanto às três estatísticas da granulometria, através de diagramas em caixa (Figura 6.21, Figura 6.22 e Figura 6.23), permite destacar que: 1. os DEI possuem maior amplitude de intervalos interquartis que os campo de dunas, nas três estatísticas, com tendência para sedimentos (mediana) mais grossos, pior selecionados e mais positivos; isto pode ser uma indicação, conforme McLaren & Bowles (1985), de que eles serviram de fonte para demais unidades eólicas; 2. o lençol de areia possui menor amplitude de intervalo interquartis de diâmetro médio, em relação aos dois campos de dunas, o que pode ser indício de homogeneidade de fonte e/ou processo deposicional; 3. o campo de dunas a NE (Arroio Corrente – Esplanada) mostra intervalos interquartis ligeiramente mais grosso, melhor selecionado e mais simétrico (menos negativo) que o campo de dunas a SW (Rincão – Araranguá), com pouca ou nenhuma sobreposição; não se trata porém de padrão diagnóstico de rumo de transporte segundo McLaren & Bowles (1985), o que sugere relativa independência entre os dois campos de dunas, em termos de transporte sedimentar; 4. o conjunto total das amostras de praia apresenta intervalos interquartis

de diâmetro médio e desvio padrão intermediários entre os dos dois campos de dunas, mas com assimetria ligeiramente mais positiva; e 5. o campo de dunas a SW destaca-se pela maior variabilidade interamostral, quanto às três estatísticas.

Os resultados 4 e 5 podem ser atribuídos às diferenças de malha de amostragem entre os dois campos de dunas: enquanto no campo a NE, a maioria das amostras encontra-se em eixo transversal à linha de costa, o que favoreceu a coleta de diferentes pulsos de formação do campo de dunas, no campo a SW, a amostragem foi feita paralela à linha de costa.

Frente às diferenças na amostragem, a afirmação de que os dois campos de dunas são independentes em relação ao transporte sedimentar poderia tornar-se inválida. Entretanto, pelo mapeamento em campo e por sensoriamento remoto é possível delimitar os limites de cada campo (e, portanto, seus alcances máximos) e observar que eles são separados pelo rio Uruçanga e pela lagoa Uruçanga Velha, os quais podem ter agido de fato como barreiras para a passagem do sedimento eólico de norte para sul.

Figura 6.21: Comparação do diâmetro médio dos DEI (n = 9), lençol de areia (n = 13), campos de dunas (n = 9 e 5, para Arroio Corrente – Esplanada e Rincão – Araranguá, respectivamente) e praia (n = 30).

Figura 6.22: Comparação do desvio padrão dos DEI (n = 9), lençol de areia (n = 13), campos de dunas (n = 9 e 5, para Arroio Corrente – Esplanada e Rincão – Araranguá, respectivamente) e praia (n = 30).

Figura 6.23: Comparação da assimetria dos DEI (n = 9), lençol de areia (n = 13), campos de dunas (n = 9 e 5, para Arroio Corrente – Esplanada e Rincão – Araranguá, respectivamente) e praia (n = 30).

Apesar de possuírem basicamente a mesma assembleia mineralógica, os campos de dunas a NE e a SW apresentam frequências de contagem de minerais pesados distintas, à semelhança do verificado no lençol. O campo a SW possui maior quantidade de epídoto, juntamente com rutilo, turmalina e hornblenda, enquanto no campo a NE predomina zircão. Apesar da diferença de malha de amostragem entre os dois campos de dunas, é possível sugerir que eles tenham áreas fontes diferentes, em analogia ao admitido nos depósitos do lençol a SW e a NE do rio Uruçanga. A área fonte imediata do campo de dunas a SW é a praia entre as desembocaduras dos rios Uruçanga e Araranguá, a qual recebe sedimentos da Bacia do Paraná (desde o Grupo

Itararé até a Formação Serra Geral) e, subordinadamente, do Granito Imaruí-Capivari. Já a fonte do campo de dunas entre Arroio Corrente e Esplanada são as praias a NE de Arroio Corrente, alimentadas principalmente pela descarga do rio Tubarão, cuja bacia hidrográfica atravessa rochas graníticas da Suíte Pedras Grandes, com destaque para o Granito Imaruí-Capivari, e, em menor área, as rochas da Bacia do Paraná.

6.3. Evolução do sistema eólico e sistemas associados

As idades mínimas obtidas para os DEI nesta dissertação indicam que eles passaram por mais de um ciclo de subida e descida do NRM e que provavelmente já se encontravam estabilizados e dissecados por volta de 120 ka, na máxima inundaço do Pleistoceno, j que passaram pelo perodo de nvel de base baixo relacionado ao glacial anterior. Com a regresso subsequente, formaram-se os depsitos progradantes associados radarfcies Rf2, que, juntamente com os DEI (Rf1), serviram como substrato para o lenol de areia. A formao do lenol teve incio durante o UMG, atravs do retrabalhamento de sedimentos expostos dos DEI, da plancie progradante pleistocnica e de outros sedimentos da plataforma continental ento emersa. Ao mesmo tempo, vales incisos, como aqueles sobre cujo preenchimento hoje se encaixam o sistema lacustre da rea, por exemplo Lagoa Preta, e os rios Uruanga e Ararangu, foram escavados pelo rabaixamento do nvel de base de eroso (NBE). Outro vale inciso, controlado pelo espigo de Lombas e, por isso, com orientao SW-NE, formou-se na regio entre as atuais lagoas Uruanga Velha e Me Luzia. Com a subida ps-glacial do NRM e a progressiva inundao da rea no Holoceno, estes vales incisos foram afogados; assim os vales em que hoje se encaixam os rios Uruanga e Ararangu evoluram para dois esturios, enquanto o vale subparalelo costa transformou-se no sistema lagunar Uruanga Velha – Me Luzia, o qual chegou a atuar como conexo entre os esturios. A existncia deste paleovale evidenciada na seo GPR entre as lagoas do Faxinal e dos Esteves (Figura 6.24 e Figura 6.25), na qual possvel reconhecer um canal escavado sobre sedimentos da progradao pleistocnica, a 4 m de profundidade, o qual constitua a conexo prvia entre as duas lagoas. O sistema lagunar resultante de vale inciso afogado foi em seguida, nos ltimos 4ka, assoreado em sua margem sudeste pelo avano do campo de dunas Lagoa do Rinco - Rio Ararangu, hoje inativo, o que levou sua subdiviso nas lagoas da Uruanga Velha, dos Freitas, do Rinco, do Faxinal, dos Esteves e da Me Luzia. Em paralelo, antigas drenagens existentes na regio dos balnerios Esplanada e Campo Bom foram barradas pelos depsitos elicos, tanto do sistema ativo quanto do inativo, gerando o sistema lacustre. O aumento acentuado na pluviosidade entre 7 e 4 ka forou a estabilizao dos lenois de areia, seja por diminuir o estoque sedimentar disponvel

ação eólica seja por favorecer o crescimento da vegetação; ao mesmo tempo, a inundação marinha e a desaceleração da taxa de transgressão criaram as condições de aporte costeiro e de área fonte e sítio deposicionais estáveis, necessárias para a formação de campos de dunas (Giannini, 2007; Mendes *et al.*, 2015). O sistema eólico com campos de dunas começou a formar-se antes de 6.2 ka e continua até hoje. A tendência de retração progressiva dos campos de dunas transgressivos rumo a fonte, com evidência de progradação em pulsos das radarfácies de cordões de precipitação, ocorre em resposta à regressão da linha de costa. Assim, cada pulso representa momento de linha de costa estável e estoque sedimentar disponível para empilhamento do depósito (formação e avanço da associação 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. Admitida taxa constante de queda de NRM nos últimos 4 ka, as taxas de progradação cada vez menores do sistema eólico com campos de dunas ao longo deste período podem ser atribuídas ao declínio do aporte sedimentar, relacionado à estabilização da pluviosidade por volta de 4 ka, seguida de ligeira queda nos últimos 2 ka (Bernal *et al.*, 2016, Figura 6.20).

Figura 6.24: Localização da seção 4, adquirida entre as lagoas do Faxinal e dos Esteves, em direção perpendicular (*dip*) à linha de costa, e dos detalhes desta seção discutidos nesta dissertação.

Figura 6.25: Detalhe da seção 4 (cuja localização é indicada na Figura 6.24), indicando vale entre lagoas Faxinal e dos Esteves e progradação pleistocênica.

Em relação ao sistema eólico ativo, observou-se que este mudou de estágio morfodinâmico, segundo o modelo de Giannini *et al.* (2014), de sistema caracterizado pela passagem direta entre os elementos da associação praia-duna e os do campo de dunas para um que apresenta elementos das três associações morfológicas. Esta alteração de estágio morfodinâmico é resposta à mudança no estado de equilíbrio do sistema, representada por queda no aporte eólico relativo (Giannini *et al.* 2014). E esta queda, por sua vez, pode ser atribuída ao aumento na precipitação anual desde a década de 1930 associado à diminuição da DEP, a partir de, pelo menos, 1962, segundo Mendes & Giannini (2015). Este processo de estabilização, com mudança no estágio morfodinâmico do sistema, é observado tanto em outras áreas costeiras de Santa Catarina (Mendes & Giannini, 2015), quanto no Rio Grande do Sul (Martinho *et al.*, 2010).

Capítulo 7 – CONCLUSÕES

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

- I. Os três tipos identificados de depósitos eólicos do sistema inativo têm correspondência com as gerações eólicas reconhecidas em trabalhos anteriores para o litoral central e centro-sul de Santa Catarina, a saber: os DEI equivalem à G1, o lençol de areia pertence à G2 e os campos de dunas, à G2 e à G3.
- II. A exemplo do já admitido para a sua correlata G1 em trabalhos prévios, os DEI servem de substrato e fonte para os demais depósitos eólicos quaternários, com contato erosivo entre eles indicado nos radargramas e discordância evidenciada pela diferença nas suas idades LOE.
- III. Os DEI possuem idades mínimas que variam de 625 ka a 134 ka, sendo no mínimo 112 ka mais antigos que o primeiro lençol de areia formado na região. Deste modo, sofreram maior tempo de atuação de processos pós-deposicionais, o que ajuda a explicar seus índices ZTR mais altos (até 98%), a maior presença de anatásio autígeno, pedo-eodiagenético, e o teor mais elevado de material pelítico, relacionado a cimento intergranular.
- IV. O início da formação do lençol de areia por volta de 22 ka, pouco antes do UMG, foi favorecido pelo aumento do estoque de areia incoesa disponível, pelo abaixamento do nível de base ligado à queda do NRM.
- V. O lençol manteve-se em formação de maneira quase contínua até 5 ka, com exceção do H1, momento em que supostamente a umidade exacerbada aumentou a coesão da areia, diminuindo o estoque sedimentar, e em que o aumento da densidade da cobertura vegetal levou à estabilização das areias eólicas.
- VI. Por ocorrer no contexto de nível de base baixo do estágio glacial, o início da formação do lençol de areia foi provavelmente contemporâneo ao máximo sulcamento dos vales incisos, como os que mais tarde, uma vez afogados pela transgressão holocênica, deram origem ao sistema estuarino-lagunar Uruçanga-Araranguá. O vento formador do lençol atuava no mesmo rumo que o do campo de dunas, para SW, segundo o padrão de variação de idades (que decrescem para NE) e dos índices mineralógicos ZR e ZT (que decrescem para SW).
- VII. As planícies atuais dos rios Uruçanga e Araranguá encontram-se sobre antigos vales incisos, que foram afogados na máxima inundação marinha holocênica, evoluindo para estuários, e assoreados em seguida. Analogamente, o sistema lagunar Uruçanga Velha – Mãe Luzia corresponde a vale inciso afogado e

assoreado, porém com orientação sub-paralela à costa. Na época da máxima inundação, estes vales afogados comunicaram-se formando um complexo estuarino-lagunar.

- VIII. A inundação marinha, com estabelecimento de contexto e aporte eólico costeiro, e a umidade crescente no meio do Holoceno, com favorecimento da cobertura vegetal densa, representaram o fim das condições para formação dos lençóis e o início dos campos de dunas com fonte na praia.
- IX. A formação e avanço dos campos de dunas assoreou a margem externa do sistema lagunar, dividindo-o nas várias lagoas hoje existentes a SW (Uruçanga Velha, dos Freitas, do Rincão, do Faxinal, dos Esteves e da Mãe Luzia), bem como barrou drenagens a NE, onde deu origem a corpos lacustres (como a Lagoa Preta). A barragem dos corpos lacustres é causada tanto pelo campo de dunas inativo quanto pelo ativo.
- X. A formação do campo de dunas a NE ocorreu entre 6,1 ka e 2,3 ka e o campo de dunas a SW apresenta idades entre 4,6 ka e 3,0 ka. As idades do campo a SW indicam o momento de represamento do sistema lagunar.
- XI. As idades dos cordões de precipitação do campo de dunas a NE, decrescentes rumo à costa, e a geometria destes cordões em sub-superfície, formando lentes intercaladas com depósitos de deflação, demonstram que o campo de dunas progradiu em pulsos, provavelmente em resposta à regressão da linha de costa no Holoceno.
- XII. Admitida velocidade constante de queda de NRM nos últimos 4 ka, as taxas de progradação cada vez menores dos campos de dunas ao longo deste período podem ser atribuídas à queda do aporte sedimentar, relacionado a ligeiro decréscimo na pluviosidade e consequentemente na vazão dos rios.
- XIII. Na escala histórica dos últimos 80 anos, o sistema eólico ativo apresenta progressiva estabilização, devido ao aumento da precipitação anual, acompanhado por redução da DEP. O mesmo é observado nos sistemas eólicos no litoral central de Santa Catarina e ao longo do litoral do Rio Grande do Sul. Desta forma, a iniciação de campos de dunas é favorecida em períodos de DEP elevada e menos úmidos.
- XIV. O índice EsEp indica fontes distintas entre os setores nordeste e sudoeste da área de estudo, tanto para o lençol de areia quanto para os campos de dunas, e também no sistema eólico ativo. Embora ambas as áreas tenham rochas sedimentares da Bacia do Paraná e granitoides como fontes, a contribuição da Bacia do Paraná, amplamente drenada pelas bacias hidrográficas do Uruçanga e do Araranguá, é comparativamente maior no setor sudoeste.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N. 1958. O Sítio Urbano de São Paulo. In: Azevedo, A. de (Org). *A Cidade de São Paulo: Estudos da Geografia Urbana*. Companhia Editora Nacional, São Paulo, 169–243.
- Alexandre, N.Z.; Aguiar, A.J. de A. 2000. Projeto mar catarinense - gerenciamento costeiro: qualidade das águas. *Revista de Tecnologia e Ambiente*, Criciúma, 6, 1: 75–92.
- Amaral, P.G.C. do; Giannini, P.C.F.; Sylvestre, F.; Pessenda, L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, 27: 181–191. doi:10.1002/jqs.1531
- Andò, S.; Garzanti, E.; Padoan, M.; Limonta, M.; 2012. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. *Sedimentary Geology* 280: 165–178. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.03.023
- Andrade, H.A. de A.; Giannini, P.C.F.; Rodrigues, F.C.G.; Pereira, C.S.; Guedes, C.C.F.; Souza, L.N.P.; Mineli, T.D. 2015. Evolução sedimentar e cronologia da barreira costeira quaternária de Maçambaba: a influência de ventos de rumos opostos e seu possível significado paleoclimático. In: XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Abequa, 2015, Imbé-Tramandaí, RS. *Anais do XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Abequa, 2015*: 272–273.
- Angulo, R.J. 1996. Problemas na terminologia de ambientes e subambientes litorâneos clásticos dominados por ondas. *Boletim Paranaense de Geociências* 44: 51–57.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Pessenda, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology* 159: 323–339. doi:10.1016/S0025-3227(98)00204-7
- Angulo, R.J.; Lessa, G.C.; Souza, M.C. De 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25: 486–506. doi:10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- Behling, H. 1995. Investigations into the late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeobotany* 4: 127–152. doi:10.1007/BF00203932

- Behling, H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: A synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 19–27. doi:10.1016/S0031-0182(01)00349-2
- Bernal, J.P.; Cruz, F.W.; Stríkis, N.M.; Wang, X.; Deininger, M.; Catunda, M.C.A.; Ortega-Obregón, C.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Auler, A.S. 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 450: 186–196. doi:10.1016/j.epsl.2016.06.008
- Bortoluzzi, C.A.; Awdziej, J.; Zardo, S.M. 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: *Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina*. Florianópolis: DNPM / Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas E Energia. p. 135–167.
- Breed, C.S.; Fryberger, S.G.; Andrews, S.; McCauley, C.K.; Lennartz, F.; Gebel, D.; Horstman, K. 1979. Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery, In: McKee, E.D. (Ed.). *A Study of Global Sand Seas*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052, p. 305–397.
- Cancelli, R.R. 2012. Evolução Paleoambiental da Planície Costeira Sul-Catarinense (Lagoa do Sombrio) Durante o Holoceno, com Base em Dados Palinológicos. Tese de Doutorado. UFRGS. 159p.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Silva Dias, P.L.; Viana, O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 433: 63–66. doi:10.1038/nature03365
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. 2006a. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 494–506. doi:10.1016/j.epsl.2006.06.019
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Ferrari, J.A. 2006b. 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. doi:10.1016/j.quascirev.2006.02.019
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Jercinovic, M.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71:

- Cruz, F.W.; Vuille, M.; Burns, S.J.; Wang, X.; Cheng, H.; Werner, M.; Lawrence Edwards, R.; Karmann, I.; Auler, A.S.; Nguyen, H. 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience* 2: 210–214. doi:10.1038/ngeo444
- Davis, J.L.; Annan, A.P. 1989. Ground-Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37: 531–551.
- Delaney, J. 1963. Outline of the geologic history of the coastal plain of Rio Grande do Sul. *South American Coastal Studies: Coastal Studies Institute, Louisiana State University*. 63p.
- Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Hesp, P.A.; Clerot, L.C.P.; Ayup-Zouain, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 53–92.
- 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 (STM). *Journal of Coastal Research*. 16: 71–81.
- Donatti, L.M. 2002. *Faciologia, Proveniência e Paleogeografia das Formações Piramboia e Botucatu no Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP. 166p.
- Forman, S.L.; Tripaldi, A.; Ciccioli, P.L. 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 411: 122–135. doi:10.1016/j.palaeo.2014.05.038
- Fryberger, S.G. & Dean, G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee, E.D. (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052, p. 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.x
- Garreaud, R.D.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281: 180–195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032

- Giannini, P.C.F. 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. 278p.
- Giannini, P.C.F. 2007. Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP. 224p.
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Martinho, C.T. 2001. A estratigrafia de seqüências na evolução das dunas costeiras de Santa Catarina, sul do Brasil, In: *Anais do Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibérica*. Lisboa, Portugal, p. 117–120.
- Giannini, P.C.F.; Assine, M.L.; Barbosa, L.; Barreto, A.M.F.; Claudino-Sales, V.; Maia, L.P.; Martinho, C.T.; Peulvast, J.; Sawakuchi, A.O.; Tomazelli, L.J. 2005. Dunas eólicas costeiras e interiores. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; De Oliveira, P.E.; Oliveira, A.M. (Eds.). *Quaternário do Brasil*. Holos, Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG, Ribeirão Preto, SP, p. 235–257.
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Martinho, C.T.; Tatum, S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology* 237: 143–168. doi:10.1016/j.margeo.2006.10.027
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Martinho, C.T.; Guedes, C.C.F.; Nascimento, D.R.; Tanaka, A.P.B.; Mendes, V.R.; Zular, A.; Andrade, H.A. de A.; Fornari, M. 2011. Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em exemplos brasileiros. In: *Anais do 13º Congresso da Abequa, Armação de Búzios, RJ*.
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Mendes, V.R.; Zular, A.; Andrade, H.A. de A.; Martinho, C.T.; Guedes, C.C.F.; Nascimento Junior, D.R.; Tanaka, A.P.B.; Fornari, M. 2014. Morfodinâmica de sistemas eólicos costeiros: Um modelo baseado em exemplos do Holocénico brasileiro e seu potencial interpretativo. *Comunicações Geológicas* 101: 681–685.
- Guedes, C.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Giannini, P.C.F.; Dewitt, R.; Aguiar, V.A.P. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 85: 1303–1316. doi:10.1590/0001-37652013104912
- Guérin, G.; Mercier, N.; Adamiec, G. 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29: 5–8.
- Guerra, A.T.; Guerra, A.J.T. 2003. Novo dicionário geológico-geomorfológico. 3. ed. Rio

- de Janeiro: Bertrand Brasil, 652p.
- Hesp, P.A. 1999. The beach backshore and beyond. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. p. 145–170.
- Hesp, P.A. 2000. Coastal Sand Dunes. Form and Function. CDNV Tech. Bull. 4: 28p.
- Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48: 245–268. doi:10.1016/S0169-555X(02)00184-8
- Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N.; Esteves, L.S.; Gruber, N.L.S.; Toldo, E.E.; Tabajara, L.L.C.D.; 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: 493–508. doi:10.1590/S0001-37652005000300010
- Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Clerot, L.C.P.; Tomazelli, L.J.; Norberto Ayup Zouain, R. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface, Processes and Landforms* 32: 407–414. doi:10.1002/esp.1408
- 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. (Eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 93–134.
- 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 Petrology* 32: 440–450.
- Jelinek, A.R.; Bastos-Neto, A.C.; Leite, J. A. D.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N.J. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77: 125–135. doi:10.1590/S0001-37652005000100010
- Jol, H.M. & Bristow, C.S. 2003. GPR in sediments: Advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide, Geological Society, London, Special Publication, 211:1–7.
- Kahn, J.S. 1956. The Analysis and Distribution of the Properties of Packing in Sand-Size Sediments: 1. On the Measurement of Packing in Sandstones. *Journal of Geology*, 64: 385–395.
- Kasse, C. 1997. Cold-Climate Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe

- (c. 14–12.4 ka): a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 295–311. doi:10.1002/(sici)1099-1530(199709)8:3<295::aid-ppp256>3.0.co;2-0
- King, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold, London.
- Kocurek, G. & Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 795–816. doi:10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x
- Kocurek, G.; Townsley, M.; Yeh, E.; Havholm, K.G.; Sweet, M.L. 1992. Dune and dunefield development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. *Journal of Sedimentary Research*, 62: 622–635.
- Kocurek, G. & Havholm, K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. American Association Petroleum Geologists, Memoir, 58: 393–409.
- Lavina, E.L. 1988. The Passa Dois Group. In: *International Gondwana Symposium, Field Excursion Guide Book*. São Paulo, Instituto de Geociências. p. 24–30.
- Lees, B. 2006. Timing and formation of coastal dunes in northern and eastern Australia. *Journal of Coastal Research*, 22: 78–89.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.N.; Azevedo, A.E.G. 1988. Mapa Geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina, Série Geologia. Brasília.
- Martinho, C.T. 2004. Morfodinâmica e Sedimentologia de Campos de Dunas Transgressivos da Região de Jaguaruna-Imbituba, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP. 108p.
- Martinho, C.T.; Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Hesp, P.A. 2006. Morphological and Depositional Facies of Transgressive Dunefields in the Imbituba-Jaguaruna Region, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 2: 673–677.
- 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. doi:10.1016/j.geomorph.2009.11.002
- McIntosh, P.D.; Eberhard, R.; Slee, A.; Moss, P.; Price, D.M.; Donaldson, P.; Doyle, R.; Martins, J. 2012. Late Quaternary extraglacial cold-climate deposits in low and mid-

- altitude Tasmania and their climatic implications. *Geomorphology*, 179: 21–39.
doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.009
- McLaren, P. & Bowles, D. 1985. The Effects of Sediment Transport on Grain-Size Distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 457–470.
- Mendes, V.R. 2012. Cronologia e Sedimentologia dos Depósitos Eólicos Quaternários da Costa Catarinense entre Ouvidor e Florianópolis. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP. 98p.
- 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. doi:10.1016/j.geomorph.2015.05.034
- Mendes, V.R.; Giannini, P.C.F.; Guedes, C.C.F.; DeWitt, R.; Andrade, H.A. de 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. doi:10.1590/2317-4889201530143
- Milani, E.J.; Rangel, H.D.; Bueno, G.V.; Stica, J.M.; Winter, W.R.; Caixeta, J.M.; Neto, O. C. P. 2007. Bacias sedimentares brasileiras - Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15: 183–205.
- Miranda, E.E. de, (Coord). 2005. Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 4 Fev 2017
- Morton, A.C. & Hallsworth, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241–256.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3–29. doi:10.1016/S0037-0738(98)00118-3
- Murray, A.S. & Wintle, A. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32: 57–73. doi:10.1016/S1350-4487(99)00253-X
- Nascimento Junior, D.R., 2010. Evolução Sedimentar Holocênica do Delta do Rio Tubarão, Estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP. 230p.
- Orselli, J. 1986. Climatologia. In: *GAPLAN- SC. ATLAS DE SANTA CATARINA*. p. 38–39.

- Pandolfo, C.; Braga, H.J.; Silva Júnior, V.P.; Massignan, A.M.; Pereira, E.S.; Thomé, V.M.; Valci, F.V. 2002. Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: Epagri, CD-ROM.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1972. Sand and Sandstone. 2ª Edição. Springer-Verlag New York. doi:10.1007/978-1-4612-1066-5
- Pianca, C.; Mazzini, P.L.F.; Siegle, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58: 53–70. doi:10.1590/S1679-87592010000100006
- Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 117–119.
- 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
- 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. Dissertação de Mestrado. UFRGS. 62p.
- Pye, K. & Bowman, G.M. 1984. The Holocene Marine Transgression as a Forcing Function on Episodic Dune Activity on the Eastern Australian Coast. *Coastal Geomorphology in Australia*. p. 115–127.
- Rabineau, M.; Berné, S.; Olivet, J.-L.; Aslanian, D.; Guillocheau, F.; Joseph, P. 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 119–137. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.033
- Reis, A.T.; Maia, R.M.C.; Silva, C.G.; Rabineau, M.; Guerra, J. V.; Gorini, C.; Ayres, A.; Arantes-Oliveira, R.; Benabdellouahed, M.; Simões, I.; Tardin, R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro, Santos basin - Brazil. *Geomorphology* 203, 25–45. doi:10.1016/j.geomorph.2013.04.037
- 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
- Sawakuchi, A.O. 2003. Sistemas Depositionais Eólicos Quaternários na Costa Centro-Sul Catarinense: Relações com o Nível do Mar. Dissertação de Mestrado. Instituto

- de Geociências, USP. 95p.
- 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. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.010
- Schwan, J. 1988. The structure and genesis of Weichselian to early holocene aeolian sand sheets in western Europe. *Sedimentary Geology*, 55: 197–232. doi:10.1016/0037-0738(88)90132-7
- Short, A.D. 1999. *Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons, Chichester, United Kingdom, United Kingdom.
- 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).
- Tanaka, A.P.B. 2010. *Sedimentologia, Cronologia e Dinâmica Progradacional das Planícies Costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC)*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP. 124p.
- 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. Tese de Doutorado. UFRGS. 270p.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1992. Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19: 3–12.
- Tripaldi, A. & Forman, S.L. 2016. Eolian depositional phases during the past 50 ka and inferred climate variability for the Pampean Sand Sea, western Pampas, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 139: 77–93. doi:10.1016/j.quascirev.2016.03.007
- Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C.R.; Nogues-Paegle, J.; Silva Dias, P.L.; Zhang, C. 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, 19: 4977–5000. doi:10.1175/JCLI3896.1
- Villagran, X.S. 2012. *Micromorfologia de sítios concheiros da América do Sul: arqueostratigrafia e processos de formação de sambaquis (Santa Catarina, Brasil) e Concheros (Terra do Fogo, Argentina)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP. 493p.

- Villwock, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: A Synthesis. *Pesquisas*, 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.
- 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.
- Yilmaz, O., 1987. *Seismic Data Processing*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Zular, A.; Sawakuchi, A.O.; Guedes, C.C.F.; Mendes, V.R.; Nascimento, D.R.; Giannini, P.C.F.; Aguiar, V.A.P.; DeWitt, R. 2013. Late Holocene intensification of cold fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*, 335: 64–77. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.006

MAPAS

ANEXO I. Mapa de pontos

MAPA DE PONTOS DE AMOSTRAGEM

Tipo de coleta

- Sedimentológica
- Sedimentológica + petrográfica
- Sedimentológica + LOE
- Sedimentológica + petrográfica + LOE
- Medidas com bússola

Dissertação de Mestrado de Fernanda Costa G. Rodrigues
Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

Localização da área de estudo

Ortomosaico de fotografias aéreas de 2002
do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)

Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S
Projeção: Transversa de Mercator
Datum: SIRGAS 2000
Leste falso: 500'000.0000
Norte falso: 10'000'000.0000
Meridiano central: -51.0000
Fator de escala: 0.9996
Latitude de origem: 0.0000
Unidade: metro

MAPAS

ANEXO II. Mapa de distribuição de idade

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE IDADES LOE

AMOSTRA	TAXA DE DOSE TOTAL		Nº DE ALÍQUOTAS	DOSE ESTIMADA		IDADE	
	(Gy/ mil anos)	Erro		(Gy)	Erro	(anos AP)	Erro
CAMPO DE DUNAS							
N05	0.3035	0.0383	20 / 24	0.9	0	2965	375
N06	0.2646	0.0166	22 /24	0.6	0	2268	142
N03	0.4437	0.031	23 / 24	1.8	0.1	4056	362
N04	0.3344	0.0284	24 / 24	1.2	0	3588	305
N10	0.3449	0.0268	24 / 24	2	0.1	5799	537
N11	0.3202	0.025	23 / 24	2	0	6247	487
S32	0.5299	0.0403	24 / 24	1.6	0	3019	229
S38	0.3853	0.0243	21 / 24	1.5	0	3893	245
S49	0.4707	0.0336	23 / 24	1.6	0	3399	242
S50	0.4791	0.0327	24 / 24	2.2	0	4592	313
LENÇOL DE AREIA							
N01	0.289	0.0288	15 / 24	1.2	0.1	4153	540
N02	0.6326	0.0429	20 / 24	3.2	0	5059	343
N12	0.458	0.0349	24 / 24	6.2	0.4	13538	1351
C20	0.35	0.0277	24 / 24	3.8	0.2	10858	1032
S54	0.3562	0.025	24 / 24	6.9	0.2	19370	1469
S31	0.3104	0.0215	18 / 24	4.5	0.2	14499	1194
S52	0.3163	0.0292	22 / 24	2.6	0.1	8219	822
S47	0.3771	0.0271	24 / 24	6.9	0.6	18300	2063
S46	0.4032	0.0266	24 / 24	9	0.4	22323	1775
S45b	0.386	0.0258	24 / 24	8.5	0.5	22018	1961
DEPÓSITOS EÓLICOS INDIFERENCIADOS							
N07	0.5048	0.0323	12/12	165.98	0.81	328781	21123
C56b	0.348	0.0391	12/12	183.72	1.13	527910	59335
C56c	0.3569	0.0422	23 / 24	128.01	0.62	358680	42473
C30a	0.3138	0.0227	8/8	196.03	1.44	624643	45403
C30b	1.0419	0.0684	11/11	139.58	0.65	133973	8823
C55	0.3102	0.0412	23 / 23	155.34	0.86	500806	66612
S45a	0.7373	0.0551	21 / 21	105.03	0.44	142449	10656

Localização da área de estudo

Ortomosaico de fotografias aéreas de 2002
do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)

Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S
Projeção: Transversa de Mercator
Datum: SIRGAS 2000
Leste falso: 500'000.0000
Norte falso: 10'000'000.0000
Meridiano central: -51.0000
Fator de escala: 0.9996
Latitude de origem: 0.0000
Unidade: metro

Dissertação de Mestrado de Fernanda Costa G. Rodrigues
Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

MAPAS

ANEXO III. Mapa de sistemas deposicionais

MAPA DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS QUATERNÁRIOS

SISTEMA EÓLICO

ATIVO

SATURADO

- Praia-duna + campo de dunas livres
- Planície deflacionária

INSATURADO

- Praia-duna
- Planície deflacionária
- Campo de dunas livres

INATIVO

- Campo de dunas
- Lençol de areia

SISTEMA LACUSTRE

- Drenagem barrada

SISTEMA ESTUARINO-LAGUNAR

- Vale inciso

EMBASAMENTO PRÉ-QUATERNÁRIO

- Bacia do Paraná
- Granito Imaruí-Capivari

Convenções utilizadas neste mapa

- Retrocordão
- Lobos deposicionais de blowouts/dunas parabólicas
- Cordão de precipitação
- Avulsão em canais fluviais e de escoamento de maré
- Espigão associado a substrato sedimentar elevado
- Curso de água
- Corpo de água
- Área urbana

Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S
Projeção: Transversa de Mercator
Datum: SIRGAS 2000
Leste falso: 500'000.0000
Norte falso: 10'000'000.0000
Meridiano central: -51.0000
Fator de escala: 0.9996
Latitude de origem: 0.0000
Unidade: metro

Localização da área de estudo

PLANILHAS

ANEXO IV. LOE

Amostra	Dose estimada (Gy)	Erro (Gy)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Erro (Gy/ka)	Idade (anos)	Erro (anos)	Informações da dose equivalente	β-Dose Response ("lin" /"exp")	Taxa de dose da fonte β (Gy/s)	Nº de alíquotas	OD (%)	Modelo (CAM/ MIN AGE)	Reciclagem (média)	Erro	Recuperação (média)	Erro	Taxa de dose cósmica	Latitude, norte positivo	Longitude, leste positivo	Altitude (m acima do nível do mar)	Prof. (m)	Erro Prof. (m)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Erro	Gamma Spectrometry	Massa Bequer (g)	Massa Úmida + Bq (g)	Massa Seca + Bq (g)	Saturação de H2O	Massa Embalada	Altura no Pote (cm)	Densidade	Informações dos grãos	"Qtz"/ "Feld"	"Areia" / "Silte"	Tamanho mínimo (µm)	Tamanho máximo (µm)	Concentração dos núcleos	U (ppm)	Erro (ppm)	Th (ppm)	Erro (ppm)	K (%)	Erro (%)
N01	1.20	0.10	0.289	0.029	4153	540		exp	0.1093	15	20.3±1	CAM	1.007	0.0410	0.221	0.527		-28.698	-49.086	29	0.75	0.1	0.180	0.027		0	421.81	386.31	0.0919	354.18	4.8	1.54		Qtz	Areia	180	250		0.279	0.015	0.523	0.038	0.02	0.003
N02	3.20	0.00	0.633	0.043	5059	343		exp	0.1093	20	5.6±0.2	CAM	1.007	0.0176	0.237	0.361		-28.701	-49.081	28	1.2	0.1	0.170	0.019		0	448.42	432.18	0.0376	350.88	4.8	1.53		Qtz	Areia	180	250		1.227	0.046	2.259	0.097	0.03	0.003
N03	1.80	0.10	0.444	0.031	4056	362		exp	0.1093	23	13.3±0.4	CAM	0.997	0.0382	0.186	0.213		-28.707	-49.080	56	1.05	0.1	0.174	0.021		0	401.28	389.22	0.0310	350.91	4.8	1.53		Qtz	Areia	180	250		0.603	0.026	1.052	0.057	0.06	0.004
N04	1.20	0.00	0.334	0.028	3588	305		exp	0.1093	24	12±0.4	CAM	1.004	0.0261	0.322	0.332		-28.713	-49.074	37	0.85	0.1	0.178	0.025		0	396.07	385.75	0.0268	346.9	4.8	1.51		Qtz	Areia	180	250		0.177	0.013	0.455	0.036	0.08	0.005
N05	0.90	0.00	0.303	0.038	2965	375		exp	0.1093	20	9.7±0.4	CAM	0.990	0.0398	0.142	0.251		-28.712	-49.072	37	0.54	0.1	0.186	0.037		0	403.61	393.31	0.0262	390.84	4.8	1.70		Qtz	Areia	180	250		0.213	0.013	0.540	0.037	0.03	0.003
N06	0.60	0.00	0.265	0.017	2268	142		exp	0.1093	22	13.5±0.5	CAM	0.992	0.0408	0.396	0.500		-28.714	-49.070	50	2.1	0.1	0.152	0.013		0	411.57	402.21	0.0233	376.04	4.8	1.64		Qtz	Areia	180	250		0.174	0.012	0.519	0.037	0.04	0.003
N07	165.98	0.81	0.505	0.032	328781	21123		exp	0.1092	12	1.57±5.1	MIN AGE	1.012	0.0118	0.196	0.135		-28.715	-49.070	36	2	0.1	0.153	0.014		0	448.03	432.53	0.0358	312.91	4.8	1.36		Qtz	Areia	180	250		0.446	0.021	2.689	0.111	0.07	0.004
N10	2.00	0.10	0.345	0.027	5799	537		exp	0.1093	24	18.2±0.6	CAM	1.008	0.0413	0.252	0.390		-28.756	-49.137	11	0.95	0.1	0.175	0.022		0	406.68	398.09	0.0216	376.17	4.8	1.64		Qtz	Areia	180	250		0.374	0.018	0.601	0.041	0.04	0.003
N11	2.00	0.00	0.320	0.025	6247	487		exp	0.1093	23	4.5±0.2	CAM	0.999	0.0203	0.333	0.393		-28.755	-49.143	13	1	0.1	0.174	0.022		0	417.32	405.61	0.0289	357.79	4.8	1.56		Qtz	Areia	180	250		0.304	0.016	0.654	0.043	0.03	0.003
N12	6.20	0.40	0.458	0.035	13538	1351		exp	0.1094	24	28.6±0.9	CAM	1.001	0.0087	0.128	0.076		-28.738	-49.162	20	0.8	0.1	0.179	0.026		0	403.22	388.02	0.0392	337.62	4.8	1.47		Qtz	Areia	180	250		0.438	0.021	1.721	0.080	0.06	0.004
C20	3.80	0.20	0.350	0.028	10858	1032		exp	0.1094	24	26.9 ± 0.8	CAM	0.995	0.0125	0.086	0.076		-28.760	-49.189	0	0.9	0.1	0.176	0.023		0	392.35	379.86	0.0329	346.04	4.8	1.51		Qtz	Areia	180	250		0.378	0.018	0.865	0.051	0.03	0.003
C30a	196.03	1.44	0.314	0.023	624643	45403		exp	0.1092	8	5.1±1.6	MIN AGE	1.008	0.0000	0.113	0.007		-28.789	-49.237	43	7.45	1	0.082	0.012		0	461.84	433.89	0.0644	346.75	4.8	1.51		Qtz	Areia	180	250		0.367	0.018	1.785	0.080	0.03	0.003
C30b	139.58	0.65	1.042	0.068	133973	8823		exp	0.1092	11	0	MIN AGE	0.965	0.0069	0.081	0.029		-28.789	-49.237	43	3	0.1	0.135	0.011		0	381.38	335.01	0.1384	289.87	4.8	1.26		Qtz	Areia	180	250		1.280	0.049	8.798	0.288	0.12	0.007
S31	4.50	0.20	0.310	0.022	14499	1194		exp	0.1094	18	19.6±0.8	CAM	0.995	0.0171	0.164	0.195		-28.821	-49.271	79	1.15	0.1	0.172	0.020		0	460.46	345.02	0.3346	344.84	4.8	1.50		Qtz	Areia	180	250		0.263	0.015	1.011	0.055	0.06	0.004
S32	1.60	0.00	0.530	0.040	3019	229		exp	0.1094	24	5.2±0.2	CAM	0.995	0.0203	0.341	0.195		-28.834	-49.257	12	0.94	0.1	0.175	0.023		0	400.3	391.9	0.0214	328.13	4.8	1.43		Qtz	Areia	180	250		0.223	0.014	0.590	0.043	0.26	0.012
S38	1.50	0.00	0.385	0.024	3893	245		exp	0.1093	21	6.7±0.3	CAM	1.002	0.0226	0.299	0.369		-28.841	-49.263	9	1.08	0.1	0.172	0.020		0	457.92	300.05	0.5261	299.81	4.8	1.31		Qtz	Areia	180	250		0.197	0.014	0.562	0.043	0.26	0.012
S45a	105.03	0.44	0.737	0.055	142449	10656		exp	0.1092	21	6.4±1.1	MIN AGE	0.961	0.0161	0.065	0.029		-28.862	-49.318	16	4.07	1	0.119	0.030		0	388.7	339.11	0.1462	310.42	4.8	1.35		Qtz	Areia	180	250		0.888	0.039	5.470	0.190	0.12	0.008
S46	9.00	0.40	0.403	0.027	22323	1775		exp	0.1094	24	20.5±0.6	CAM	1.002	0.0113	0.106	0.093		-28.866	-49.309	21	1.45	0.1	0.164	0.016		0	395.56	382.16	0.0351	344.08	4.8	1.50		Qtz	Areia	180	250		0.259	0.015	0.911	0.053	0.12	0.006
S47	6.90	0.60	0.377	0.027	18300	2063		exp	0.1093	24	42.2±1.3	CAM	1.007	0.0177	0.111	0.107		-28.858	-49.307	8	1.08	0.1	0.172	0.020		0	403.85	391.64	0.0312	343.09	4.8	1.50		Qtz	Areia	180	250		0.262	0.015	0.772	0.047	0.09	0.005
S49	1.60	0.00	0.471	0.034	3399	242		exp	0.1093	23	4.2±0.2	CAM	0.998	0.0264	0.204	0.242		-28.866	-49.295	18	1.25	0.1	0.169	0.018		0	488.83	474.31	0.0306	371.04	4.8	1.62		Qtz	Areia	180	250		0.165	0.012	0.539	0.039	0.23	0.010
S50	2.20	0.00	0.479	0.033	4592	313		exp	0.1093	24	8.5±0.3	CAM	0.988	0.0261	0.223	0.257		-28.877	-49.310	12	1.8	0.1	0.157	0.014		0	394.4	381.33	0.0343	362.55	4.8	1.58		Qtz	Areia	180	250		0.218	0.013	0.733	0.046	0.23	0.010
S52	2.60	0.10	0.316	0.029	8219	822		exp	0.1093	22	22.9±0.7	CAM	1.002	0.0422	0.149	0.139		-28.844	-49.281	0	0.75	0.1	0.180	0.027		0	405.73	342.64	0.1841	339.85	4.8	1.48		Qtz	Areia	180	250		0.220	0.014	0.536	0.040	0.07	0.005
S54	6.90	0.20	0.356	0.025	19370	1469		exp	0.1094	24	15.7±0.5	CAM	0.999	0.0091	0.112	0.067		-28.814	-49.241	17	1.2	0.1	0.170	0.019		0	446.52	431.99	0.0336	359.71	4.8	1.57		Qtz	Areia	180	250		0.223	0.013	0.633	0.042	0.09	0.005
C55	155.34	0.86	0.310	0.041	500806	66612		exp	0.1092	23	46.1±5.9	MIN AGE	1.008	0.0153	0.104	0.166		-28.807	-49.252	52	0.5	0.1	0.187	0.040		0	405.39	395.68	0.0245	367.38	4.8	1.60		Qtz	Areia	180	250		0.240	0.014	0.769	0.045	0.01	0.002
C56b	183.72	1.13	0.348	0.039	527910	59335		exp	0.1091	12	17.5±3.1	MIN AGE	1.006	0.0000	0.113	0.005		-28.778	-49.221	20	3.7	1	0.124	0.035		0	406.23	373.74	0.0869	315.36	4.8	1.38		Qtz	Areia	180	250		0.477	0.022	1.415	0.071	0.03	0.003
C56c	128.01	0.62	0.357	0.042	358680	42473		exp	0.1091	23	35.6±1.2	MIN AGE	1.006	0.0256	0.111	0.091		-28.778	-49.221	20	0.5	0.1	0.186	0.040		0	392.17	380.45	0.0308	333.44	4.8	1.45		Qtz	Areia	180	250		0.277	0.015	1.151	0.061	0.03	0.003
S45b	8.50	0.50	0.386	0.026	22018	1961		exp	0.1091	24	26.1±0.8	CAM	0.999	0.0114	0.104	0.093		-28.862	-49.318	16	1.3	0.1	0.167	0.018		0	446	431.43	0.0338	374.6	4.8	1.63		Qtz	Areia	180	250		0.288	0.015	0.991	0.053	0.09	0.005

*Qtz = quartzo
*Feld = feldspato

PLANILHAS

ANEXO V. Granulometria

Resultados de Análise Granulométrica por Difração a Laser

Amostra	Faixa Granulométrica (%)										Estatísticas da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson							
	Areia					Silte				Argila	Incluindo Material Pelítico				Excluindo Material Pelítico			
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Grosso	Médio	Fino	Muito Fino		Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	0.25	0.75	1.75	2.75	3.75	4.5	5.5	6.5	7.5	9								
C20	0.00	1.10	47.33	42.72	0.78	0.99	1.62	1.24	1.78	2.43	2.44	1.50	3.06	12.41	2.03	0.46	0.03	2.57
C21	0.00	1.96	44.51	38.76	1.36	1.68	2.76	2.91	2.91	3.14	2.67	1.81	2.26	7.43	2.02	0.50	0.06	2.49
C22	0.00	0.00	13.74	81.86	4.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.46	0.35	0.02	2.66	2.46	0.35	0.02	2.66
C23	0.00	0.01	27.80	65.72	6.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	0.46	0.01	2.48	2.35	0.46	0.01	2.48
C24	0.00	0.00	18.11	75.76	6.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	0.40	0.02	2.61	2.44	0.40	0.02	2.61
C25	0.00	0.00	29.25	68.52	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.29	0.39	0.03	2.60	2.29	0.39	0.03	2.60
C26	0.00	0.00	16.98	78.49	4.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.43	0.37	0.02	2.66	2.43	0.37	0.02	2.66
C27	0.00	0.00	22.58	73.03	4.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.38	0.40	0.02	2.62	2.38	0.40	0.02	2.62
C28	0.00	0.00	21.93	73.59	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.38	0.40	0.02	2.62	2.38	0.40	0.02	2.62
C29	0.00	0.00	21.57	67.07	4.18	1.33	3.35	1.37	0.92	0.21	2.62	1.02	2.88	12.18	2.37	0.40	0.03	2.63
C30a	1.04	12.60	53.74	11.72	0.98	4.50	4.20	4.14	2.95	4.14	2.56	2.17	1.76	5.07	1.57	0.56	1.02	6.13
C30b	0.04	4.28	21.00	9.27	11.80	23.20	12.86	6.45	4.12	6.97	4.17	2.29	0.61	3.03	2.26	1.02	0.47	1.91
C55	2.21	18.80	63.39	7.06	0.30	1.43	0.88	1.56	1.36	3.00	1.90	1.77	3.21	13.26	1.42	0.48	0.62	5.52
C56a	0.03	1.46	9.23	11.37	15.52	11.86	11.04	11.60	7.78	20.11	5.42	2.71	0.34	2.15	2.71	0.92	-0.32	1.97
C56b	0.71	11.07	50.63	13.17	0.48	3.73	4.28	4.48	3.31	8.13	2.93	2.62	1.60	4.38	1.60	0.53	0.69	4.96
C56c	0.46	14.82	68.45	3.16	0.35	2.20	1.42	2.24	2.41	4.47	2.16	2.07	2.50	8.22	1.43	0.41	1.24	9.84
D01	0.00	0.00	28.37	67.23	4.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	0.43	0.04	2.54	2.33	0.43	0.04	2.54
D02	0.00	0.00	17.42	76.44	6.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.45	0.40	0.02	2.60	2.45	0.40	0.02	2.60
D03	0.00	0.00	21.05	74.10	4.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40	0.40	0.01	2.62	2.40	0.40	0.01	2.62
D04	0.00	0.00	22.92	72.75	4.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.37	0.40	0.02	2.62	2.37	0.40	0.02	2.62
D05	0.00	0.00	16.19	77.13	6.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.47	0.39	0.02	2.60	2.47	0.39	0.02	2.60
D06	0.00	0.00	20.31	74.34	5.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.40	0.01	2.62	2.41	0.40	0.01	2.62
D07	0.00	0.00	19.83	74.84	5.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.40	0.01	2.62	2.41	0.40	0.01	2.62
D08	0.00	0.00	21.51	73.87	4.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.39	0.40	0.01	2.63	2.39	0.40	0.01	2.63
D09	0.00	0.00	25.42	68.71	5.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.37	0.44	0.04	2.53	2.37	0.44	0.04	2.53
D10	0.00	0.00	18.08	77.63	4.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.42	0.38	0.02	2.65	2.42	0.38	0.02	2.65
D11	0.00	0.00	11.37	81.81	6.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.51	0.36	0.02	2.66	2.51	0.36	0.02	2.66
D12	0.00	0.00	25.48	70.96	3.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.34	0.40	0.04	2.60	2.34	0.40	0.04	2.60
D13	0.00	0.02	43.00	56.34	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.14	0.39	0.04	2.62	2.14	0.39	0.04	2.62
D14	0.00	0.00	18.36	75.50	6.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	0.40	0.01	2.61	2.44	0.40	0.01	2.61
D15	0.00	0.00	23.41	70.44	6.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.39	0.43	0.02	2.57	2.39	0.43	0.02	2.57

Resultados de Análise Granulométrica por Difração a Laser

Amostra	Faixa Granulométrica (%)										Estatísticas da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson							
	Areia					Silte				Argila	Incluindo Material Pelítico				Excluindo Material Pelítico			
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Grosso	Médio	Fino	Muito Fino		Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	0.25	0.75	1.75	2.75	3.75	4.5	5.5	6.5	7.5	9								
D16	0.00	0.00	26.85	69.91	3.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.32	0.40	0.03	2.60	2.32	0.40	0.03	2.60
D17	0.00	0.00	14.94	77.30	7.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.49	0.40	0.02	2.60	2.49	0.40	0.02	2.60
D18	0.00	0.00	26.28	70.73	2.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	0.40	0.03	2.60	2.33	0.40	0.03	2.60
D19	0.00	0.00	18.81	75.77	5.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.43	0.39	0.03	2.60	2.43	0.39	0.03	2.60
D20	0.00	0.00	20.39	74.59	5.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.40	0.01	2.62	2.41	0.40	0.01	2.62
D21	0.00	0.00	17.35	76.52	6.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.45	0.39	0.02	2.60	2.45	0.39	0.02	2.60
D22	0.00	0.00	18.34	75.93	5.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.43	0.40	0.03	2.60	2.43	0.40	0.03	2.60
D23	0.00	0.00	11.71	78.06	10.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.55	0.40	0.02	2.60	2.55	0.40	0.02	2.60
D24	0.00	0.00	17.34	76.61	6.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.45	0.39	0.02	2.60	2.45	0.39	0.02	2.60
D25	0.00	0.00	16.76	76.77	6.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.46	0.40	0.02	2.60	2.46	0.40	0.02	2.60
D26	0.00	0.00	19.86	75.02	5.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.40	0.01	2.62	2.41	0.40	0.01	2.62
D27	0.00	0.00	9.60	77.92	12.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.59	0.40	0.01	2.62	2.59	0.40	0.01	2.62
D28	0.00	0.00	12.59	80.90	6.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.50	0.37	0.02	2.66	2.50	0.37	0.02	2.66
D29	0.00	0.00	36.84	61.93	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.20	0.39	0.05	2.60	2.20	0.39	0.05	2.60
D30	0.00	0.00	25.95	68.68	5.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.36	0.43	0.04	2.54	2.36	0.43	0.04	2.54
N01	0.00	3.03	60.20	33.64	0.16	0.97	0.74	0.64	0.62	0.00	2.00	0.83	3.62	21.39	1.88	0.45	0.06	2.56
N02	0.00	0.07	40.64	55.86	1.69	0.00	0.00	0.26	0.81	0.67	2.26	0.87	4.80	33.27	2.16	0.44	0.02	2.54
N03	0.00	0.00	39.31	55.71	0.56	0.72	1.29	0.52	0.99	0.90	2.35	1.03	4.07	22.05	2.15	0.38	0.03	2.68
N04	0.00	7.47	56.69	34.19	0.91	0.00	0.00	0.21	0.43	0.11	1.89	0.72	3.33	27.36	1.85	0.54	0.09	2.44
N05	0.00	2.98	69.58	25.75	0.00	0.00	0.00	0.54	0.74	0.41	1.89	0.84	5.18	36.96	1.80	0.40	0.02	2.61
N06	0.00	6.72	77.66	15.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.65	0.39	0.04	2.61	1.65	0.39	0.04	2.61
N07a	0.00	0.65	42.26	29.31	0.06	5.95	9.08	5.24	2.62	4.83	3.19	2.18	1.50	4.41	1.96	0.41	0.05	2.81
N08a	0.00	0.75	60.22	27.35	0.00	2.09	2.58	2.41	1.84	2.76	2.45	1.71	2.75	10.10	1.88	0.36	0.01	2.67
N08b	0.00	0.06	38.12	57.84	3.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.22	0.48	0.03	2.48	2.22	0.48	0.03	2.48
N09	0.00	0.00	23.72	74.55	1.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	0.36	0.02	2.67	2.33	0.36	0.02	2.67
N10	0.00	3.50	66.45	30.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.83	0.43	0.04	2.54	1.83	0.43	0.04	2.54
N11	0.00	0.24	53.27	41.58	0.09	0.72	0.77	0.77	1.32	1.23	2.24	1.16	4.00	20.19	2.00	0.38	0.03	2.68
N12	0.00	0.92	39.71	36.04	0.52	2.96	4.77	4.39	4.15	6.55	3.17	2.27	1.61	4.38	2.03	0.45	0.00	2.57
N13	0.00	0.97	51.55	38.35	0.20	1.16	1.52	1.39	1.90	2.95	2.44	1.61	3.00	11.66	1.98	0.42	0.02	2.62
N14	0.00	3.35	69.40	25.42	0.00	0.00	0.00	0.51	0.82	0.50	1.90	0.88	5.11	35.30	1.79	0.40	0.01	2.61
N15a	0.00	1.85	18.50	8.84	0.77	17.10	22.43	11.53	6.08	12.88	5.00	2.55	0.25	2.49	1.88	0.62	1.27	5.98

Resultados de Análise Granulométrica por Difração a Laser

Amostra	Faixa Granulométrica (%)										Estatísticas da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson							
	Areia					Silte				Argila	Incluindo Material Pelítico				Excluindo Material Pelítico			
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Grosso	Médio	Fino	Muito Fino		Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	0.25	0.75	1.75	2.75	3.75	4.5	5.5	6.5	7.5	9								
N15b	0.00	5.75	65.60	26.04	0.00	0.00	0.00	0.71	1.02	0.87	1.92	1.05	4.51	27.02	1.77	0.45	0.02	2.55
N16	0.00	0.00	15.74	79.93	4.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	0.36	0.02	2.66	2.44	0.36	0.02	2.66
N17	0.00	0.00	9.67	82.34	7.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.54	0.36	0.01	2.67	2.54	0.36	0.01	2.67
N18	0.00	0.80	44.56	49.97	1.52	0.74	1.27	0.42	0.61	0.11	2.22	0.84	3.38	19.75	2.10	0.47	0.00	2.56
N19	0.00	0.00	10.37	82.35	7.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.53	0.36	0.01	2.67	2.53	0.36	0.01	2.67
N57	0.00	0.00	20.12	77.13	2.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.38	0.37	0.01	2.68	2.38	0.37	0.01	2.68
P01	0.00	0.00	31.36	63.84	4.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	0.46	0.03	2.54	2.30	0.46	0.03	2.54
P02	0.00	0.10	44.80	53.60	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.13	0.44	0.07	2.54	2.13	0.44	0.07	2.54
P03	0.00	0.04	42.24	55.79	1.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.16	0.44	0.06	2.55	2.16	0.44	0.06	2.55
P04	0.00	0.04	39.42	58.05	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.19	0.45	0.05	2.56	2.19	0.45	0.05	2.56
P05	0.00	0.03	40.16	57.65	2.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.18	0.44	0.05	2.55	2.18	0.44	0.05	2.55
P06	0.00	0.02	34.69	61.88	3.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.25	0.45	0.03	2.58	2.25	0.45	0.03	2.58
P07	0.00	0.03	36.09	60.74	3.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.23	0.45	0.03	2.57	2.23	0.45	0.03	2.57
P08	0.00	0.00	29.73	65.25	5.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.32	0.45	0.03	2.55	2.32	0.45	0.03	2.55
P09	0.00	0.05	39.32	57.46	3.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.20	0.47	0.05	2.54	2.20	0.47	0.05	2.54
P10	0.00	0.05	37.15	58.10	4.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.24	0.49	0.05	2.49	2.24	0.49	0.05	2.49
P11	0.00	0.03	40.05	57.85	2.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.18	0.44	0.05	2.56	2.18	0.44	0.05	2.56
P12	0.00	0.13	42.61	54.26	3.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.16	0.48	0.07	2.48	2.16	0.48	0.07	2.48
P13	0.00	0.02	36.18	60.90	2.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.23	0.44	0.03	2.57	2.23	0.44	0.03	2.57
P14	0.00	0.48	45.59	51.53	2.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.12	0.48	0.07	2.49	2.12	0.48	0.07	2.49
P15	0.00	0.24	44.33	52.75	2.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.14	0.48	0.08	2.49	2.14	0.48	0.08	2.49
P16	0.00	0.22	43.77	53.23	2.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.15	0.48	0.08	2.49	2.15	0.48	0.08	2.49
P17	0.00	0.02	41.87	57.21	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.15	0.40	0.04	2.63	2.15	0.40	0.04	2.63
P18	0.00	0.04	41.37	56.79	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.17	0.44	0.04	2.55	2.17	0.44	0.04	2.55
P19	0.00	0.00	28.87	66.65	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.32	0.44	0.04	2.54	2.32	0.44	0.04	2.54
P20	0.00	0.02	35.51	61.57	2.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.24	0.44	0.03	2.56	2.24	0.44	0.03	2.56
P21	0.00	0.03	37.51	59.78	2.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	0.45	0.03	2.57	2.21	0.45	0.03	2.57
P22	0.00	0.04	39.37	58.17	2.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.19	0.45	0.04	2.56	2.19	0.45	0.04	2.56
P23	0.00	0.00	33.28	63.27	3.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.27	0.44	0.04	2.55	2.27	0.44	0.04	2.55
P24	0.00	0.03	38.84	58.83	2.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.20	0.44	0.04	2.56	2.20	0.44	0.04	2.56
P25	0.00	0.00	28.61	63.77	7.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.36	0.48	0.05	2.47	2.36	0.48	0.05	2.47

Resultados de Análise Granulométrica por Difração a Laser

Amostra	Faixa Granulométrica (%)										Estatísticas da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson							
	Areia					Silte				Argila	Incluindo Material Pelítico				Excluindo Material Pelítico			
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Grosso	Médio	Fino	Muito Fino		Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	0.25	0.75	1.75	2.75	3.75	4.5	5.5	6.5	7.5	9								
P26	0.00	0.00	35.00	63.35	1.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.23	0.40	0.05	2.60	2.23	0.40	0.05	2.60
P27	0.00	0.04	34.29	59.87	5.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.28	0.49	0.03	2.50	2.28	0.49	0.03	2.50
P28	0.00	0.06	36.55	58.21	5.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.25	0.49	0.05	2.49	2.25	0.49	0.05	2.49
P29	0.00	0.30	48.04	50.48	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.09	0.44	0.07	2.56	2.09	0.44	0.07	2.56
P30	0.00	0.02	45.72	53.69	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.11	0.40	0.05	2.61	2.11	0.40	0.05	2.61
S31	0.10	8.08	55.13	24.16	0.15	1.59	2.26	2.31	2.41	3.81	2.41	1.91	2.39	8.00	1.75	0.51	0.08	2.50
S32	0.00	0.00	24.77	66.36	8.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.47	0.03	2.46	2.41	0.47	0.03	2.46
S33	0.00	0.00	15.69	80.13	4.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	0.36	0.03	2.66	2.44	0.36	0.03	2.66
S34	0.00	0.00	24.72	66.10	9.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.48	0.04	2.47	2.41	0.48	0.04	2.47
S35	0.00	0.00	21.39	73.78	4.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.39	0.40	0.02	2.62	2.39	0.40	0.02	2.62
S36	0.00	0.00	18.48	78.32	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40	0.36	0.02	2.67	2.40	0.36	0.02	2.67
S37	0.00	0.00	20.26	74.61	5.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.41	0.40	0.01	2.62	2.41	0.40	0.01	2.62
S38	0.00	0.00	26.76	65.17	8.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.38	0.48	0.02	2.46	2.38	0.48	0.02	2.46
S39	0.00	0.00	14.93	77.17	7.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.49	0.40	0.02	2.60	2.49	0.40	0.02	2.60
S40	0.00	0.00	16.20	79.33	4.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	0.37	0.02	2.67	2.44	0.37	0.02	2.67
S41	0.00	0.00	30.05	67.72	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.28	0.40	0.01	2.60	2.28	0.40	0.01	2.60
S42	0.00	0.00	25.03	71.45	3.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.34	0.40	0.03	2.61	2.34	0.40	0.03	2.61
S43	0.00	0.00	21.82	75.47	2.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.36	0.37	0.02	2.67	2.36	0.37	0.02	2.67
S44	0.00	0.00	12.40	81.45	6.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.50	0.36	0.01	2.66	2.50	0.36	0.01	2.66
S45a	0.08	4.71	31.87	16.08	1.54	10.31	11.00	8.27	5.88	10.27	4.00	2.66	0.66	2.22	1.85	0.64	0.95	4.86
S45b	0.05	6.48	51.93	31.85	0.78	0.69	1.21	1.13	1.71	4.17	2.38	1.81	2.83	10.63	1.86	0.54	0.06	2.48
S46	0.00	0.41	39.72	50.33	2.04	0.54	1.51	0.97	1.64	2.85	2.54	1.51	3.15	13.10	2.15	0.47	0.02	2.55
S47	0.00	5.74	52.40	32.70	0.67	0.79	1.22	1.27	1.84	3.37	2.35	1.71	2.90	11.25	1.87	0.52	0.05	2.48
S48	11.15	17.47	41.38	16.86	1.26	2.17	2.56	2.72	2.22	2.20	2.04	1.88	2.08	7.12	1.43	0.75	0.17	2.85
S49	0.31	1.68	37.50	54.55	5.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	0.57	-0.32	3.56	2.21	0.57	-0.32	3.56
S50	14.48	10.44	32.17	33.17	5.02	0.31	1.33	0.97	1.12	0.98	1.92	1.47	1.78	8.91	1.68	0.97	-0.44	2.48
S51	0.00	0.00	18.99	75.55	5.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.42	0.40	0.02	2.61	2.42	0.40	0.02	2.61
S52	0.00	3.72	47.27	39.88	1.74	0.75	1.82	1.66	1.66	1.50	2.35	1.41	2.89	11.98	1.99	0.53	0.02	2.49
S53	0.00	0.00	14.92	73.12	11.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.53	0.44	0.01	2.55	2.53	0.44	0.01	2.55
S54	0.00	0.22	38.25	52.45	2.22	0.48	1.64	1.28	1.72	1.74	2.50	1.35	3.17	13.56	2.17	0.46	0.01	2.55

PLANILHAS

ANEXO VI. Minerais Pesados

Resultados de Contagem de Minerais Pesados ao Microscópio Óptico																								
Amostra	MINERAIS																						TOTAL	
	Zircão	Turmalina	Rutilo	Monazita	Epídoto	Cianita	Sillimanita	Andalusita	Estauroilita	Hornblenda	Augita	Titanita	Anatásio	Granada	Espinélio	Alterita	Leucoxênio	Opacos	Oxi-hidróx de Fe	Hiperstênio	Brookita	Allanita		Perovskita
N01	200	16	30	0	7	2	0	0	15	3	0	0	0	0	0	5	6	16	2	0	0	0	2	304
N02	269	7	28	0	4	3	0	0	4	0	0	0	1	0	0	0	3	1	1	0	0	0	0	321
N03	229	15	20	2	9	8	2	0	14	2	0	0	1	0	0	0	7	0	3	0	0	0	0	312
N04	248	2	12	0	11	9	4	0	5	1	0	0	0	0	0	5	4	3	0	0	0	0	0	304
N05	240	8	20	0	9	0	0	0	17	0	0	0	0	0	0	0	3	12	1	0	0	0	1	311
N06	194	44	16	2	13	10	5	0	17	3	0	0	1	0	0	2	8	5	1	0	0	1	0	322
N07	188	38	12	0	1	8	3	0	22	0	0	0	0	1	0	4	19	0	3	0	0	0	0	299
N08a	261	3	22	0	6	5	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	6	11	2	0	0	0	0	322
N08b	258	10	11	0	11	4	2	0	2	1	0	0	0	0	1	0	5	1	0	0	0	0	0	306
N10	263	7	12	0	3	7	0	0	24	0	0	0	0	1	0	0	3	5	1	0	0	0	0	326
N11	236	23	22	0	4	17	0	0	10	0	0	0	0	1	1	0	10	4	3	0	0	0	0	331
N12	206	7	46	0	2	17	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	8	7	1	0	0	0	0	301
N13	202	23	33	0	2	11	6	0	21	0	0	0	0	0	1	1	4	14	1	0	0	0	0	319
N14	252	10	20	0	6	0	1	0	30	0	0	0	0	0	0	1	4	10	1	0	0	0	0	335
N15a	265	19	11	0	4	1	0	0	3	1	0	0	0	0	0	2	5	2	4	0	0	0	0	317
N15b	248	9	21	0	4	2	3	0	4	0	0	0	0	0	0	0	6	3	0	0	0	0	0	300
C20	220	17	34	0	8	7	2	0	9	0	0	0	0	0	0	0	3	15	3	0	0	0	0	318
C21	195	18	36	0	18	17	4	0	7	3	0	0	0	0	0	0	10	2	5	0	0	3	4	322
C30a	247	1	27	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	10	4	0	0	0	0	305
C30b	200	12	44	0	5	11	2	0	12	3	0	0	2	0	0	5	12	10	9	0	0	2	0	329

Resultados de Contagem de Minerais Pesados ao Microscópio Óptico																								
Amostra	MINERAIS																						TOTAL	
	Zircão	Turmalina	Rutilo	Monazita	Epídoto	Cianita	Sillimanita	Andalusita	Estaurolita	Hornblenda	Augita	Titanita	Anatásio	Granada	Espinélio	Alterita	Leucoxênio	Opacos	Oxi-hidróx de Fe	Hiperstênio	Brookita	Allanita		Perovskita
S31	216	16	32	1	11	17	4	0	7	1	0	0	0	0	0	3	7	1	5	0	0	0	1	322
S32	69	72	22	0	80	27	11	0	2	10		0	0	2	0	5	7	3	2	0	0	0	0	312
S38	81	53	25	0	76	24	10	2	5	3	0	0	0	0	0	8	15	3	2	0	0	0	0	307
S45a	179	29	21	0	3	8	5	0	10	1	0	2	1	0	0	10	18	17	12	0	0	0	0	316
S45b	109	61	32	0	30	9	6	0	24	3	0	0	0	0	0	0	14	4	2	0	0	0	1	295
S46	77	86	27	0	38	30	17	0	10	11	0	0	0	0	0	2	13	3	4	1	0	0	0	319
S47	113	58	34	1	20	27	3	1	13	2	0	0	1	1	0	3	9	18	3	0	0	0	0	307
S48	145	37	36	0	17	15	4	0	13	7	0	2	0	1	0	0	12	12	5	0	0	0	0	306
S49	86	30	41	0	76	25	13	0	6	5	0	0	1	0	0	2	12	7	4	0	0	0	0	308
S50	124	25	37	0	60	14	4	0	6	9	0	0	0	1	0	3	14	4	2	0	0	0	1	304
S52	139	36	41	1	23	17	13	0	11	3	0	0	0	1	0	1	9	9	1	0	0	0	0	305
S53	55	54	25	0	111	21	15	0	5	12	0	0	1	0	0	11	12	1	8	0	0	0	0	331
S54	100	65	39	0	30	24	16	0	28	5	0	2	0	1	0	2	13	3	3	0	0	0	0	331
C55	250	5	14	5	5	2	0	1	4	1	0	0	0	0	0	6	14	13	10	0	0	0	0	330
C56a	130	45	49	1	5	1	3	0	2	11	1	0	6	0	0	5	56	2	11	0	1	0	0	329
C56b	224	2	19	0	2	1	6	1	0	2	0	0	1	0	0	8	17	16	14	0	0	0	0	313
C56c	186	26	20	0	5	6	3	0	33	1	0	0	0	0	0	0	14	13	9	0	0	0	0	316