UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR E CRONOLOGIA DA BARREIRA COSTEIRA
QUATERNÁRIA DE MAÇAMBABA: A INFLUÊNCIA DE VENTOS DE RUMOS
OPOSTOS E SEU POSSÍVEL SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO

Helena Asmar de Abreu Andrade

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

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

SÃO PAULO
2015

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

Andrade, Helena Asmar de Abreu
Evolução sedimentar e cronologia da Barreira
costeira quaternária de Maçambaba: a influência dos
ventos de rumos opostos e seu possível significado
paleoclimático / Helena Asmar de Abreu Andrade. - São
Paulo, 2015
170 p.: il + 6 anexos
Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Giannini, Paulo César Fonseca

1. Quaternário costeiro 2. Dunas eólicas 3.
Morfodinâmica praial I. Título

Sumário

ÍNDICE DE TABELAS.....	I
ÍNDICE DE FIGURAS.....	II
ÍNDICE DE QUADROS	VIII
ABSTRACT	IX
RESUMO	X
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. ÁREA E TEMA DE ESTUDO	1
1.2. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	4
1.3. TOPONÍMIA.....	5
2. METAS E OBJETIVOS	6
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
3.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	7
3.2. SENSORIAMENTO REMOTO	7
3.3. ATIVIDADES DE CAMPO.....	8
3.3.1. <i>Análise de fácies</i>	9
3.3.2. <i>Amostragem</i>	10
3.4. ATIVIDADES DE LABORATÓRIO	15
3.4.1. <i>Análise ao granulômetro a laser</i>	16
3.4.2. <i>Análise granulométrica mecânica</i>	16
3.4.2.1. Elutriação	16
3.4.2.2. Peneiramento.....	17
3.4.3. <i>Separação de minerais leves e pesados</i>	18
3.4.4. <i>Separação magnética com ímã de mão</i>	19
3.4.5. <i>Confecção de lâminas de minerais pesados</i>	19
3.4.6. <i>Impregnação de amostras indeformadas</i>	19
3.4.7. <i>Descrição de lâminas em microscópio</i>	20
3.4.7.1. Análise petrográfica	20
3.4.7.2. Quantificação de minerais pesados	21
3.4.8. <i>Datação por luminescência opticamente estimulada</i>	22
3.4.8.1. Princípios do método e equipamentos	22
3.4.8.2. Preparação de amostras para datação LOE.....	23
3.4.8.3. Preparação de amostras para espectrometria gama	24
3.4.9. <i>Datação por ¹⁴C</i>	24
3.5. FORMA DE APRESENTAÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS	25
3.5.1. <i>Informações de campo</i>	25
3.5.2. <i>Resultados laboratoriais</i>	26
4. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	29
4.1. ÁREA DE ESTUDO.....	29
4.1.1. <i>Contexto tectono-estrutural e litologia do embasamento</i>	29
4.1.2. <i>Fisiografia da costa e plataforma</i>	30
4.1.3. <i>Variação do NRM no Quaternário</i>	31
4.1.4. <i>Barreiras arenosas costeiras e depósitos eólicos e lagunares associados</i>	32
4.1.5. <i>Ressurgência</i>	36
4.1.6. <i>Clima</i>	37
4.1.7. <i>Marés e ondas</i>	39
4.1.8. <i>Vegetação</i>	41
4.2. FEIÇÕES DEPOSICIONAIS COSTEIRAS	44
4.2.1. <i>Morfodinâmica praial</i>	44
4.2.2. <i>Sistema praia – duna frontal</i>	45

4.2.3. Leques de sobrelavagem.....	47
4.3. DEPÓSITOS EÓLICOS	48
4.3.1. Dunas frontais (foredunes)	50
4.3.2. Rupturas de deflação (blowouts)	50
4.3.3. Dunas parabólicas.....	50
4.3.4. Rastro linear residual (trailing ridge)	50
4.4. PONTAIS LAGUNARES.....	51
5. ARTIGO 1: MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO SISTEMA PRAIA-DUNA FRONTAL ENTRE SAQUAREMA E ARRAIAL DO CABO, RJ	53
5.1. RESULTADOS.....	53
5.1.1. <i>Morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna frontal</i>	53
5.1.1.1. Dados de sensoriamento remoto	53
5.1.1.2. Dados de campo.....	55
5.1.2. <i>Variação fitoecológica</i>	61
5.1.3. <i>Análise granulométrica</i>	61
5.1.4. <i>Análise de minerais pesados</i>	63
5.1.4.1. Caracterização da assembleia	63
5.1.4.2. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos	69
5.2. DISCUSSÕES.....	71
5.2.1. <i>Morfodinâmica do sistema praia-duna</i>	71
5.2.2. <i>Sedimentologia</i>	81
5.2.2.1. Granulometria	81
5.2.2.2. Minerais pesados	85
5.3. CONCLUSÕES	87
6. ARTIGO 2: SEDIMENTOLOGIA E CRONOLOGIA DA BARREIRA COSTEIRA QUATERNÁRIA DE MAÇAMBABA.....	90
6.1. RESULTADOS	90
6.1.1. <i>Sensoriamento remoto e morfologia da barreira arenosa de Maçambaba</i>	90
6.1.2. <i>Cronologia da barreira arenosa de Maçambaba</i>	96
6.1.3. <i>Sedimentologia e petrografia sedimentar</i>	103
6.1.3.1. Granulometria.....	103
6.1.3.2. Minerais pesados	111
6.1.3.3. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos.....	117
6.1.3.4. Petrografia	122
6.1.3.4.1. Terraço marinho pleistocênico na margem da Laguna de Araruama.....	122
6.1.3.4.2. Concreção na Ponta das Coroinhas	124
6.1.3.4.3. Concreções no Brejo do Espinho	126
6.1.3.4.4. Bioconstruções da laguna de Araruama	131
6.2. DISCUSSÕES	136
6.2.1. <i>Geomorfologia e sistemas deposicionais</i>	136
6.2.2. <i>Sedimentologia</i>	139
6.2.2.1. Granulometria	139
6.2.2.2. Minerais pesados	141
6.2.2.3. Petrografia	143
6.2.3. <i>Evolução da barreira</i>	145
6.2.4. <i>Ventos de rumos opostos: possível significado paleoclimático</i>	150
6.3. CONCLUSÕES	154
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS: OS VENTOS DE RUMOS OPOSTOS EM MAÇAMBABA	157
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
ANEXO I.....	A
ANEXO II.....	C
ANEXO III.....	F
ANEXO IV	I

ANEXO V K

ANEXO VIN

Índice de Tabelas

TABELA 1: LISTA DAS DATAÇÕES LOE REALIZADAS NESTE TRABALHO.....	98
TABELA 2: COMPILAÇÃO DAS DATAÇÕES AMS ^{14}C REALIZADAS NESTE TRABALHO. .	99

Índice de figuras

FIGURA 1: LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DOS LAGOS, RJ, E DA BARREIRA COSTEIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, ENTRE SAQUAREMA E ARRAIAL DO CABO. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	2
FIGURA 2: LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM NA PORÇÃO OESTE DA BARREIRA DE MAÇAMBABA (IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	12
FIGURA 3: LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM NA PORÇÃO CENTRAL DA BARREIRA DE MAÇAMBABA (IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	13
FIGURA 4: LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM NA PORÇÃO LESTE DA BARREIRA DE MAÇAMBABA (IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	14
FIGURA 5: COLETA DE AMOSTRA PARA DATAÇÃO LOE EM PAREDE SUB-VERTICAL DE CORTE DE ESTRADA (A) E EM TRINCHEIRA (B).....	15
FIGURA 6: ESQUEMA UTILIZADO PARA EFETUAR A NORMALIZAÇÃO DA ALTURA (H) E DA LARGURA (D) DA PRAIA MEDIDAS EM CAMPO. ΔH CORRESPONDE À DIFERENÇA DE ALTURA ENTRE A MARÉ ZERO (USADA PARA NORMALIZAR AS MEDIDAS) E A MARÉ NA HORA DA MEDIDA, E ΔD CORRESPONDE À DIFERENÇA ENTRE A LARGURA NORMALIZADA E A MEDIDA.....	26
FIGURA 7: ESQUEMA DE UM DIAGRAMA EM CAIXA (<i>BOXPLOT</i>), FERRAMENTA DE ESTATÍSTICA DESCRITIVA UTILIZADO NESTE TRABALHO (EXTRAÍDO DE MENEZES 2009).....	27
FIGURA 8: CURVA DE VARIAÇÃO DO NRM A PARTIR DE VERMETÍDEOS COLETADOS AO LONGO DA COSTA BRASILEIRA, COM SUA MARGEM DE ERRO. EXTRAÍDO DE ANGULO <i>ET AL.</i> (2006).	32
FIGURA 9: ENVELOPE DA CURVA DE VARIAÇÃO DO NRM A PARTIR DE VERMETÍDEOS COLETADOS NA COSTA DO RIO DE JANEIRO, ADMITIDO O MÁXIMO DE $3,5 \pm 1,0$ EM 5700 CAL ANOS AP INFERIDO POR ANGULO <i>ET AL.</i> (2006). EXTRAÍDO DE ANGULO <i>ET AL.</i> (2015).....	32
FIGURA 10: FRAGMENTO DO “MAPA GEOLÓGICO DO QUATERNÁRIO COSTEIRO DA METADE NORTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO” DE MARTIN <i>ET AL.</i> (1997).....	33
FIGURA 11: COLUNA SEDIMENTAR ESQUEMÁTICA DO TESTEMUNHO LBE, OBTIDO NO BREJO DO ESPINHO (SISTEMA LAGUNAR INTERBARREIRAS OU EXTERNO). MODIFICADO DE TURCQ <i>ET AL.</i> (1999).....	34
FIGURA 12: COLUNA SEDIMENTAR ESQUEMÁTICA DO TESTEMUNHO LV4, OBTIDO NA LAGOA VERMELHA (SISTEMA LAGUNAR INTERBARREIRAS OU EXTERNO). MODIFICADO DE TURCQ <i>ET AL.</i> (1999).....	35
FIGURA 13: COLUNA SEDIMENTAR ESQUEMÁTICA DO TESTEMUNHO B-2, OBTIDO NA PORÇÃO OESTE DA LAGOA DE ARARUAMA (SISTEMA LAGUNAR INTERNO). MODIFICADO DE TURCQ <i>ET AL.</i> (1999).	35
FIGURA 14: COLUNA SEDIMENTAR ESQUEMÁTICA DO TESTEMUNHO B-3, OBTIDO NA PORÇÃO OESTE DA LAGOA DE ARARUAMA (SISTEMA LAGUNAR INTERNO). MODIFICADO DE TURCQ <i>ET AL.</i> (1999).	36
FIGURA 15: VALORES MÉDIOS, PARA O PERÍODO DE 1931 A 1960, DA PRECIPITAÇÃO MENSAL ACUMULADA, MEDIDA NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE CABO FRIO, RJ. MODIFICADO DE BARBIÈRE (1975). DADOS CEDIDOS PELO DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (DNM).....	39
FIGURA 16: VALORES MÉDIOS, PARA O PERÍODO DE 2007 A 2012, DA PRECIPITAÇÃO MENSAL ACUMULADA, MEDIDA NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE ARRAIAL DO CABO, RJ. DADOS CEDIDOS PELO INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET).....	39
FIGURA 17: HISTOGRAMAS AZIMUTAIS DAS MÉDIAS DE ALTURA (ESQUERDA) E PERÍODO (DIREITA) DE ONDAS DE TEMPESTADE (ALTURA ACIMA DE 2,5M) PARA O ESTADO DO RIO DE JANEIRO, ENTRE OS ANOS DE 1997 A 2010. EXTRAÍDO DE LOURENÇO (2012).....	41
FIGURA 18: TERMINOLOGIA DE SETORES COSTEIROS QUE SERÁ ADOTADA NESTA DISSERTAÇÃO. EXTRAÍDO DE ANGULO (1996).....	44
FIGURA 19: BLOCO-DIAGRAMA PARA SISTEMA DE BARREIRA REGRESSIVA COM DOIS TIPOS DE LEQUES DE SOBRELAVAGEM, COM (AA') E SEM (BB') LAGO ASSOCIADO, E SEÇÕES LONGITUDINAIS AO EIXO PRINCIPAL DE AVANÇO DESTES DOIS TIPOS DE LEQUES. MODIFICADO DE SCHWARTZ (1975) E MCCUBBIN (1982).....	48
FIGURA 20: TIPOS DE SISTEMAS EÓLICOS COSTEIROS DO BRASIL, SOB VENTO EFETIVO TRANSVERSAL À LINHA DE COSTA. A, B E C SÃO ASSOCIAÇÕES DE ELEMENTOS MORFOLÓGICOS: PRAIA-DUNA, PLANÍCIE DEFLACIONAR E CAMPO DE DUNAS LIVRES, RESPECTIVAMENTE. DO TIPO 1 AO 8, TEM-SE CRESCIMENTO NO SALDO SEDIMENTAR EÓLICO RELATIVO (APORTE EÓLICO / ESPAÇO DE ACUMULAÇÃO). EXTRAÍDO DE GIANNINI <i>ET AL.</i> (2014).....	49
FIGURA 21: EVOLUÇÃO DE MORFOLOGIA PLANIMÉTRICA LAGUNAR ATRAVÉS DA FORMAÇÃO DE PONTAIS ARENOSOS, SEGUNDO MODELO DE ZENKOVITCH (1967). O TERCEIRO ESTÁGIO REPRESENTA	

CONFIGURAÇÃO DE EQUILÍBRIO ESTÁVEL. ADAPTADO DE ZENKOVITCH (1967) POR NASCIMENTO JR (2011).....	52
FIGURA 22: VARIAÇÃO DA LARGURA DA PRAIA DE MAÇAMBABA, MEDIDA EM FOTOS AÉREAS E IMAGENS DE SATÉLITE, EM DIFERENTES DATAS.....	54
FIGURA 23: VARIAÇÃO DA DISTÂNCIA DE ARREBENTANÇA DA PRAIA DE MAÇAMBABA, MEDIDA EM FOTOS AÉREAS E IMAGENS DE SATÉLITE, EM DIFERENTES DATAS.	54
FIGURA 24: ALTURA DAS DUNAS FRONTAIS INCIPIENTES AO LONGO DO SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DE MAÇAMBABA. O TRECHO DE DUNAS MAIS ALTAS, A PARTIR DO PONTO 32, COINCIDE COM A PORÇÃO DO SISTEMA COM PRESENÇA DE <i>BLOWOUTS</i>	55
FIGURA 25: DISTRIBUIÇÃO AO LONGO DA PRAIA DAS ASSOCIAÇÕES MORFOLÓGICAS ENTRE DUNAS FRONTAIS INCIPIENTES (DFI) E ESTABELECIDAS (DFE), ENCONTRADAS NA BARREIRA DE MAÇAMBABA.	56
FIGURA 26: DUNA INCIPIENTE EM RAMPA SOBRE TERRAÇO DA DUNA ESTABELECIDA, NO PONTO MPD-14.	56
FIGURA 27: DUNA INCIPIENTE EM RAMPA SOBRE DUNA ESTABELECIDA EM CORDÃO, NO PONTO MPD-31.	57
FIGURA 28: DUNA INCIPIENTE EM CORDÃO, NO PONTO MPD-39, COM DUNA ESTABELECIDA EM CORDÃO AO FUNDO.	57
FIGURA 29: <i>BLOWOUT</i> INTERROMPENDO CORDÃO DA DUNA FRONTAL INCIPIENTE, NO PONTO MPD-40. AS PAREDES DOS <i>BLOWOUTS</i> POSSUEM DIREÇÃO NE, OBLÍQUAS À PRAIA.	58
FIGURA 30: GRÁFICO DE RETAS DE OCORRÊNCIA ILUSTRANDO A MORFOLOGIA DO SISTEMA PRAIA-DUNA. (A) – PONTOS AO LONGO DO SISTEMA, EM ORDEM CRESCENTE DE W PARA E; (B) – MORFOLOGIA DA DFI: R – RAMPA, T – TERRAÇO E C – CORDÃO; (C) – OCORRÊNCIA DE BERMA DUPLA - B - OU DE FALÉSIA - F; (D) – MORFODINÂMICA PRAIAL INTERPRETADA EM CAMPO	59
FIGURA 31: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DAS TRÊS ASSOCIAÇÕES MORFOLÓGICAS MAIS COMUNS DO SISTEMA PRAIA-DUNA FRONTAL DE MAÇAMBABA. B: BERMA; DFI: DUNA FRONTAL INCIPIENTE; DFE: DUNA FRONTAL ESTABELECIDA E F: FALÉSIA.	60
FIGURA 32: DISTRIBUIÇÃO AO LONGO DA PRAIA DAS DIFERENTES ESPÉCIES VEGETAIS ENCONTRADAS NAS DUNAS FRONTAIS INCIPIENTES.	61
FIGURA 33: VARIAÇÃO DO DIÂMETRO MÉDIO DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (EM PHI) AO LONGO DO SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA.	62
FIGURA 34: VARIAÇÃO DO DESVIO PADRÃO DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (EM PHI) AO LONGO DO SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA.	63
FIGURA 35: VARIAÇÃO DA ASSIMETRIA DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA AO LONGO DO SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA.	63
FIGURA 36: VARIAÇÃO DO TEOR DE MINERAIS PESADOS NAS AMOSTRAS DE DUNAS FRONTAIS INCIPIENTES E ESPRAIAMENTO, DE W PARA E.....	65
FIGURA 37: SILLIMANITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36B.	66
FIGURA 38: ZIRCÃO A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-40B.	66
FIGURA 39: TURMALINA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-04B	66
FIGURA 40: RUTILO A POLARIZADORES PARALELOS. FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36A.	67
FIGURA 41: CIANITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36A.	67
FIGURA 42: MONAZITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-28B.	67
FIGURA 43: GRANADA A POLARIZADORES PARALELOS. FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36A.	68
FIGURA 44: APATITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36B.	68
FIGURA 45: ANDALUSITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36A.	68
FIGURA 46: HORNBLENDA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPD-36B.	69
FIGURA 47: PORCENTAGEM TOTAL DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO-MICÁCEOS NAS AMOSTRAS DE ESPRAIAMENTO, DE W (MPD-01) PARA E (MPD-48).....	69
FIGURA 48: PORCENTAGEM TOTAL DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO-MICÁCEOS NAS AMOSTRAS DE DUNA FRONTAL INCIPIENTE, DE W (MPD-01) PARA E (MPD-48).....	70

FIGURA 49: ÍNDICE TZI (TURMALINA/ZIRCÃO) AO LONGO DO SISTEMA PRAIA-DUNA DE MAÇAMBABA.....	71
FIGURA 50: ÍNDICE TRI (TURMALINA/RUTILO) AO LONGO DO SISTEMA PRAIA-DUNA DE MAÇAMBABA.....	71
FIGURA 51: PERFIS TOPOGRÁFICOS DA PRAIA DE MAÇAMBABA OESTE REALIZADOS ENTRE ABRIL DE 1995 E MAIO DE 2001. A MORFODINÂMICA VARIA ENTRE REFLEXIVA (ESTÁGIO 6) A TERRAÇO DE BAIXA MAR (TBM) (ESTÁGIO 5). $\Omega = 1,88$ (VALOR MÉDIO NO PERFIL OESTE DURANTE TODO O PERÍODO ANALISADO). EXTRAÍDO DE MUEHE (1998).	73
FIGURA 52: PERFIS TOPOGRÁFICOS DA PRAIA DA MAÇAMBABA LESTE REALIZADOS ENTRE ABRIL DE 1995 E MAIO DE 2001. A MORFODINÂMICA VARIA ENTRE REFLETIVA (ESTÁGIO 6), TERRAÇO DE BAIXA MAR (TBM) (ESTÁGIO 5), BANCOS TRANSVERSAIS (BT) (ESTÁGIO 4) E BANCO DE PRAIA DE CÚSPIDE (BPC) (ESTÁGIO 3). $\Omega = 2,89$ (VALOR MÉDIO NO PERFIL LESTE DURANTE TODO O PERÍODO ANALISADO). EXTRAÍDO DE MUEHE (1998).	73
FIGURA 53: LEQUES DE SOBRELAVAGEM DA PORÇÃO OCIDENTAL DA BARREIRA DE MAÇAMBABA, ASSOCIADOS À PALEOLAGUNA QUE SEPARA A BARREIRA EXTERNA, HOLOCÊNICA, DA INTERNA, PLEISTOCÊNICA. A) IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i> , COM OS LIMITES DA BARREIRA PLEISTOCÊNICA DESTACADOS POR LINHA TRACEJADA VERMELHA. B) LEQUES, PALEOLAGUNA E BARREIRA PLEISTOCÊNICA, PRÓXIMO À SAQUAREMA.	76
FIGURA 54: LEQUES DE SOBRELAVAGEM DA PORÇÃO ORIENTAL DA BARREIRA DE MAÇAMBABA, ASSOCIADOS A <i>BLOWOUTS</i> PARA NE. A) IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i> . B) CONDUTO DE LEQUE DE SOBRELAVAGEM, PRÓXIMO À FIGUEIRA, COM <i>BLOWOUTS</i> REVERSOS SUPERIMPOSTOS.	77
FIGURA 55: LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE LEVANTAMENTO DE PERFIL GPR (<i>GROUND PENETRATING RADAR</i>) TRANSVERSAL À PRAIA POR MOULTON <i>ET AL.</i> (2013).	78
FIGURA 56: SEÇÃO GPR EM DUNA FRONTAL INCIPIENTE NA PRAIA GRANDE DA BARREIRA DE MAÇAMBABA E REINTERPRETAÇÕES DESTA DISSERTAÇÃO PARA AS FÁCIES DEPOSICIONAIS CORRESPONDENTES ÀS TRÊS RADARFÁCIES IDENTIFICADAS POR MOULTON <i>ET AL.</i> (2013).	79
FIGURA 57: DUNA FRONTAL INCIPIENTE EM CORDÃO ASSIMÉTRICO NO PONTO MPD-35, COM EVIDÊNCIAS DE ZONEAMENTO VEGETAL DE ACORDO COM A RELAÇÃO DEPOSIÇÃO/EROSÃO.	80
FIGURA 58: DUNA FRONTAL INCIPIENTE EM CORDÃO DESCONTÍNUO NO PONTO MPD-39 COM VEGETAÇÃO PREDOMINANTE DE <i>PANICUM RACEMOSUM</i> , ONDE EXISTE MAIS DEPOSIÇÃO.	80
FIGURA 59: MONTÍCULO DE AREIA RESIDUAL NA PAREDE INTERNA DE <i>BLOWOUT</i> , NO PONTO MPD-40, COM <i>BLUTAPARON PORTULACOIDES</i> COMO VEGETAÇÃO PREDOMINANTE.	81
FIGURA 60: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA GRANULOMETRIA MÉDIA DA PLATAFORMA INTERNA ENTRE SAQUAREMA E ARRAIAL DO CABO, DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE WENTWORTH (1922). EXTRAÍDO DE MUEHE & CARVALHO (1993).	82
FIGURA 61: VARIAÇÃO DO DIÂMETRO MÉDIO DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (EM PHI) NAS AMOSTRAS COM E SEM BIOCLASTOS.	83
FIGURA 62: VARIAÇÃO DO DESVIO PADRÃO DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (EM PHI) NAS AMOSTRAS COM E SEM BIOCLASTOS.	84
FIGURA 63: VARIAÇÃO DA ASSIMETRIA DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (EM PHI) NAS AMOSTRAS COM E SEM BIOCLASTOS.	84
FIGURA 64: DIVISÃO LONGITUDINAL DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA EM TRÊS SETORES: OESTE (A), CENTRAL (B) E LESTE (C). IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i> . OS QUADROS A, B E C ENCONTRAM-SE REPRESENTADOS COM MAIS DETALHE NAS FIGURAS 41, 43 E 44, RESPECTIVAMENTE.	90
FIGURA 65: SETOR OESTE (A): LAGUNAS ASSOCIADAS A LEQUES DE SOBRELAVAGEM SEPARAM A BARREIRA EXTERNA, HOLOCÊNICA, DA INTERNA, PLEISTOCÊNICA (CUJOS LIMITES ESTÃO DESTACADOS PELA LINHA TRACEJADA VERMELHA). IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	91
FIGURA 66: CONTATOS ENTRE DEPÓSITOS DE LEQUES DE SOBRELAVAGEM, LAGUNA E, AO FUNDO, BARREIRA PLEISTOCÊNICA, ACENTUADOS POR DIFERENÇAS NO TIPO DE COBERTURA VEGETAL.	91
FIGURA 67: SETOR CENTRAL (B): AVANÇO RUMO SW DE DUNAS E PALEODUNAS PARABÓLICAS, COM ORIGEM NA MARGEM DA LAGUNA DE ARARUAMA. AS PALEODUNAS DA PORÇÃO LESTE FORAM POSSIVELMENTE TRUNCADAS, E/OU DESENCADEADAS, PELA INUNDAÇÃO LAGUNAR DO HOLOCENO, ENQUANTO AS DA PORÇÃO OESTE SÃO POSTERIORES À MÁXIMA INUNDAÇÃO, JÁ QUE AVANÇAM SOBRE A LAGUNA OU PALEOLAGUNA EXISTENTE ENTRE AS BARREIRAS PLEISTOCÊNICA E HOLOCÊNICA.	92
FIGURA 68: SETOR LESTE (C): DESENVOLVIMENTO DE LEQUES DE SOBRELAVAGEM, SEM ACÚMULO DE ÁGUA A RETAGUARDA. NOTAR LEQUES DE SOBRELAVAGEM ASSOCIADOS A <i>BLOWOUTS</i> RUMO NE. AS AREIAS DE SOBRELAVAGEM SÃO RETRABALHADAS PELOS VENTOS RUMO SW E NE?. VER	

DETALHES DOS SUBSETORES C1, C2 E C3, NAS FIGURAS 45 A 48. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	93
FIGURA 69: DUNAS PARABÓLICAS E <i>BLOWOUTS</i> REVERSOS, RUMO SW, RETRABALHANDO LEQUES DE SOBRELAVAGEM NO SUBSETOR C1 (LOCALIZAÇÃO INDICADA NA FIGURA 68). IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	93
FIGURA 70: DUNA PARABÓLICA RUMO SW (TRACEJADO), COM <i>BLOWOUT</i> SUPERIMPOSTO PARA NE, NO SUBSETOR C1 (LOCALIZAÇÃO NA FIGURA 68). IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	94
FIGURA 71: PALEOCONDUTO DE LEQUE DE SOBRELAVAGEM RUMO NE NO SUBSETOR C2 (LOCALIZAÇÃO INDICADA NA FIGURA 68), DESTACADO POR LINHAS TRACEJADAS EM AMARELO. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	94
FIGURA 72: LOBO DE <i>BLOWOUT</i> ATIVO RUMO NE (CONFIRMADO EM CAMPO) SOBRE PALEODUNAS, NO EXTREMO LESTE DA BARREIRA (SETOR C3: LOCALIZAÇÃO INDICADA NA FIGURA 68). PELA DISPOSIÇÃO, ADJACENTE A UM MORRO DO EMBASAMENTO, ESTAS PALEODUNAS DEVEM CORRESPONDER A ANTIGA RAMPA EÓLICA FORMADA PELOS VENTOS DE SW. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	95
FIGURA 73: PONTAIS LAGUNARES DE AREIA ADENTRANDO A LAGUNA DE ARARUAMA, E QUE SÃO MELHOR DESENVOLVIDOS NOS SETORES B, CENTRAL, E C, LESTE. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	95
FIGURA 74: CONTATO ENTRE TERRAÇO PLEISTOCÊNICO, AO FUNDO, E O TERRENO PALEOLAGUNAR HOLOCÊNICO, EM PRIMEIRO PLANO, CORRESPONDENTE À PONTA DAS COROINHAS (LOCALIZAÇÃO INDICADA NA FIGURA 73).....	96
FIGURA 75: IDADES OBTIDAS NA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SETOR OESTE. EM AMARELO, AMOSTRAS DE LEQUES DE SOBRELAVAGEM, EM VERDE, TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS, E, EM LARANJA, LAGUNAR. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	100
FIGURA 76: IDADES OBTIDAS NA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SETOR CENTRAL. EM LARANJA, AMOSTRA LAGUNAR, EM FÚCSIA, LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO SW, E, EM VERDE, TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	101
FIGURA 77: IDADES OBTIDAS NA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SETOR LESTE. EM AZUL, AMOSTRAS DE LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO NE, EM FÚCSIA, AMOSTRAS DE LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO SW, EM LARANJA, AMOSTRAS DE CIMENTO DE BIOCONSTRUÇÃO, E, EM AMARELO, LEQUE DE SOBRELAVAGEM. IMAGEM DE SATÉLITE <i>GEOEYE</i> , OBTIDA DO SOFTWARE <i>GOOGLE EARTH™</i>	102
FIGURA 78: LOCALIZAÇÃO DA PONTA DA MAÇAMBABA, PONTAL FORMADO PELA CIRCULAÇÃO LAGUNAR, E DO MORRO DO TALEGRE, PALEODUNAS SOBRE TESTEMUNHO DE TERRAÇO DO PLEISTOCENO, ONDE FORAM COLETADAS AS AMOSTRAS MLD-19-SW E MLD-20-SW, NO SETOR LESTE.....	103
FIGURA 79: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE GRANULOMÉTRICA AREIA MUITO GROSSA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.	104
FIGURA 80: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE GRANULOMÉTRICA AREIA GROSSA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO..	104
FIGURA 81: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE GRANULOMÉTRICA AREIA MÉDIA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.	105
FIGURA 82: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE GRANULOMÉTRICA AREIA FINA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO..	105
FIGURA 83: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE GRANULOMÉTRICA AREIA MUITO FINA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.....	106
FIGURA 84: PROPORÇÕES DA FRAÇÃO PELÍTICA TOTAL E DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS DA FRAÇÃO AREIA EM AMOSTRAS DE TERRAÇO MARINHO PLEISTOCÊNICO, DE W (MPR-01) PARA E (MPR-09).	107
FIGURA 85: PROPORÇÕES DA FRAÇÃO PELÍTICA TOTAL E DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS DA FRAÇÃO AREIA EM AMOSTRAS DE LEQUE DE SOBRELAVAGEM, DE W (MLS-01) PARA E (MLS-09).....	108
FIGURA 86: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA VARIAÇÃO DO DIÂMETRO MÉDIO (ϕ) PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO..	109
FIGURA 87: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA VARIAÇÃO DO DESVIO PADRÃO (ϕ) PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.	110
FIGURA 88: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA VARIAÇÃO DA ASSIMETRIA PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.....	110

FIGURA 89: SILLIMANITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-04-SW.....	113
FIGURA 90: ZIRCÃO A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPR-09C.....	113
FIGURA 91: TURMALINA NA SEÇÃO PRISMÁTICA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-26-NE.....	113
FIGURA 92: TURMALINA NA SEÇÃO BASAL A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-29-NE.....	114
FIGURA 93: HORNBLENDA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-26-NE.....	114
FIGURA 94: RUTILO A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPR-08.....	114
FIGURA 95: MONAZITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLA-03A.....	115
FIGURA 96: GRANADA A POLARIZADORES DESCRUZADOS (A) E (B). EM (B), NOTAR PICOTEAMENTO TRIANGULAR OU LOSANGULAR, ATRIBUÍDO À DISSOLUÇÃO QUÍMICA. FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPA-07.....	115
FIGURA 97: TITANITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPR-09A.....	115
FIGURA 98: ANDALUSITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLS-01.....	116
FIGURA 99: EPÍDOTO A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLS-02.....	116
FIGURA 100: ESTAUROLITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MPR-10.....	116
FIGURA 101: CIANITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-23-SW.....	117
FIGURA 102: APATITA A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). FOTOMICROGRAFIAS DA AMOSTRA MLD-23-SW.....	117
FIGURA 103: DISTRIBUIÇÃO DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO-MICÁCEOS NAS AMOSTRAS DE LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO SW (COM ORIGEM NO TERRAÇO MARINHO PLEISTOCÊNICO E/OU NA PRAIA LAGUNAR E COM ORIGEM NO MEIO DA BARREIRA HOLOCÊNICA) E NE (COM ORIGEM NA PRAIA DE MAR ABERTO) E MÉDIAS DE FREQUÊNCIA EM SUAS RESPECTIVAS FONTES (TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS E PRAIA).....	118
FIGURA 104: DISTRIBUIÇÃO DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES NÃO-MICÁCEOS NAS AMOSTRAS DE TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS DE W (MPR-01) PARA E (MPR-09A).....	119
FIGURA 105: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA O ÍNDICE ZRi (ZIRCÃO VS. RUTILO) PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.....	120
FIGURA 106: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA O ÍNDICE ZTi (ZIRCÃO VS. TURMALINA) PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.....	121
FIGURA 107: DIAGRAMAS EM CAIXA PARA O ÍNDICE THi (TURMALINA/HORNBLENDA) PARA CADA TIPO DE DEPÓSITO AMOSTRADO.....	122
FIGURA 108: ASPECTO GERAL DAS LÂMINAS DE TERRAÇO MARINHO PLEISTOCÊNICO MPR-09A (A1, A POLARIZADORES PARALELOS, E A2, CRUZADOS) E MPR-09B (B1, A POLARIZADORES PARALELOS, E B2, CRUZADOS), COLETADAS RESPECTIVAMENTE NO MEIO E NO TOPO DO HORIZONTE B ESPÓDICO.....	123
FIGURA 109: CIMENTO ARGILÓ-ORGANO-FERRUGINOSO DA LÂMINA MPR-09A, A POLARIZADORES PARALELOS.....	123
FIGURA 110: CIMENTO ARGILÓ-ORGANO-FERRUGINOSO DA LÂMINA MPR-09B, A POLARIZADORES PARALELOS.....	124
FIGURA 111: ASPECTO GERAL DA LÂMINA MLA-04, CONCREÇÃO CARBONÁTICA DA PONTA DAS COROINHAS, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).....	125
FIGURA 112: MATRIZ FILOSSILICÁTICA CONCENTRADA, EM MEIO A MICRITA, EM TORNO DE POROS ALONGADOS, DE BORDA IRREGULAR, PROVAVELMENTE ASSOCIADA A PROCESSOS DE ILUVIAÇÃO EM TORNO DE MOLDES DE RAÍZES. FOTOMICROGRAFIAS DA LÂMINA MLA-04 A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).....	125
FIGURA 113: MATRIZ FILOSSILICÁTICA COM DISTRIBUIÇÃO CONCÊNTRICA, ENVOLVENDO PORO, CERCADA DE MICRITA.....	125

FIGURA 114: ASPECTO GERAL DA LÂMINA MLA-09, CONCREÇÃO CARBONÁTICA DO BREJO DO ESPINHO, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B)..	127
FIGURA 115: FRANJA RADIAL DE CALCITA MICROESPÁTICA ANISÓPACA REVESTINDO POROS MÓLDICOS DE RAÍZES EM MEIO A MICRITA, MICROTEXTURA CONHECIDA COMO SEPTO-ALVEOLAR (ALONSO-ZARZA & WRIGHT 2010). LÂMINA MLA-09 A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	127
FIGURA 116: FRANJA RADIAL DE CALCITA MICROESPÁTICA E ESPÁTICA ANISÓPACA, REVESTINDO PEDOTÚBULO. LÂMINA MLA-09 A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	127
FIGURA 117: FRANJA RADIAL DE CALCITA ESPÁTICA REVESTINDO PORO. LÂMINA MLA-09 A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	128
FIGURA 118: VADOIDES DE APROXIMADAMENTE 0,15 MM DE DIÂMETRO ENVOLTOS POR CIMENTO EM FRANJA RADIAL DE CALCITA MICROESPÁTICA E PREENCHIDOS POR CALCITA ESPÁTICA.	128
FIGURA 119: ASPECTO GERAL DA LÂMINA MLA-08A A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	129
FIGURA 120: FRAGMENTO ANGULOSO DE CARVÃO IMERSO EM MATRIZ MICRÍTICA. LÂMINA MLA-08A, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	129
FIGURA 121: FRAGMENTO DE BIVALVE IMERSO EM MATRIZ MICRÍTICA. LÂMINA MLA-08A, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	129
FIGURA 122: ASPECTO GERAL DA LÂMINA MLA-08B A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B). NOTAR PRESENÇA DE GRUMOS NA MATRIZ, DE CONSTITUIÇÃO MICROPELOIDAL (POSSÍVEIS PELOTILHAS) E DE FÓSSEIS ESPARSOS DE GASTRÓPODES E FRAGMENTOS DE CARVÃO.	130
FIGURA 123: FÓSSEIS DE GASTRÓPODES INTEIROS E FRAGMENTADOS, IMERSOS EM MATRIZ GRUMOSA MICROPELOIDAL. LÂMINA MLA-08B, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	130
FIGURA 124: FRAGMENTO DE CARVÃO ANGULOSO ESQUELÉTICO, IMERSO EM MATRIZ GRUMOSA MICROPELOIDAL. LÂMINA MLA-08B A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	131
FIGURA 125: DETALHE DE GRUMO DA MATRIZ NA LÂMINA MLA-08B, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	131
FIGURA 126: AMOSTRAS MACROSCÓPICAS DE BIOCONSTRUÇÕES LAGUNARES (MLA-10): A) PROXIMAL, B) DISTAL.	133
FIGURA 127: TUBÍCULOS DE POLIQUETAS DO GÊNERO <i>HYDROIDES</i> NAS AMOSTRAS MLA-10: A) PROXIMAL, B) DISTAL.	133
FIGURA 128: ASPECTO GERAL DAS LÂMINAS MLA-10 PROXIMAL (A1, POLARIZADORES PARALELOS, E A2, POLARIZADORES CRUZADOS) E DISTAL (B1, POLARIZADORES PARALELOS, E B2, POLARIZADORES CRUZADOS).	134
FIGURA 129: TUBÍCULOS DE POLIQUETA EM SEÇÕES PERPENDICULARES E TRANSVERSAIS, COM FORMAS CIRCULARES E OVAIS, NA LÂMINA MLA-10 DISTAL, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	134
FIGURA 130: FITA MICROESPÁTICA ROMPIDA POR GRÃO DE QUARTZO CAÍDO. LÂMINA MLA-10 PROXIMAL A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	135
FIGURA 131: TESTAS DE MILIOLÍDEO ENVOLTOS POR FRANJA RADIAL DE CALCITA MICROESPÁTICA. LÂMINA MLA-10 PROXIMAL, A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	135
FIGURA 132: ALGA VERMELHA PREENCHIDA E ENVOLTA POR CIMENTO MICROESPÁTICO. LÂMINA MLA-10 DISTAL A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	135
FIGURA 133: GRUMOS DE MICRITA IMERSOS EM MEIO A CALCITA MICROESPÁTICA. LÂMINA MLA-10 DISTAL A POLARIZADORES PARALELOS (A) E CRUZADOS (B).	136
FIGURA 134: CONFIGURAÇÃO BATIMÉTRICA DA LAGUNA DE ARARUAMA, EXTRAÍDA DE MUEHE (2006).	138
FIGURA 135: ESTÁGIO 2 DE 6 (PÓS-MÁXIMA INUNDAÇÃO PLEISTOCÊNICA) DO MODELO EVOLUTIVO DA BARREIRA DE MAÇAMBABA PROPOSTO POR TURCQ <i>ET AL.</i> (1999).	146
FIGURA 136: MODELO DE EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA BARREIRA DE MAÇAMBABA EM SEIS ESTÁGIOS. O ESTÁGIO 7, OU ATUAL, ENCONTRA-SE REPRESENTADO NO MAPA DO ANEXO IV.	149
FIGURA 137: COMPILAÇÃO DOS POSSÍVEIS INTERVALOS DE RESFRIAMENTO DE ÁGUAS COSTEIRAS (BLOCOS EM ROSA), CLIMA MAIS SECO (BLOCOS AMARELOS) E/OU INTENSIFICAÇÃO DA RESSURGÊNCIA (BLOCOS VERDES).	153

Índice de quadros

QUADRO I: DADOS METEOROLÓGICOS DE VELOCIDADE MÉDIA E AZIMUTE MÉDIO DE ORIGEM DO VENTO DA ESTAÇÃO DE ARRAIAL DO CABO, DISPONIBILIZADOS PELO INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET), NAS DATAS DAS IMAGENS DE SATÉLITE ANALISADAS.	8
QUADRO II: EQUIPE CIENTÍFICA ENVOLVIDA NOS TRABALHOS DE CAMPO	8
QUADRO III: DADOS METEOROLÓGICOS DE VELOCIDADE MÉDIA E AZIMUTE MÉDIO DE ORIGEM DO VENTO DA ESTAÇÃO DE ARRAIAL DO CABO, DISPONIBILIZADOS PELO INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET), NAS DATAS DE LEVANTAMENTO DE CAMPO DO PERFIL PRAIA-DUNA.....	9
QUADRO IV: SISTEMA DE IDENTIFICAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM.....	11
QUADRO V: PROCEDIMENTO ESTABELECIDO NO PROTOCOLO SAR, PROPOSTO POR MURRAY & WINTLE (2000), USADO PARA DETERMINAR A DOSE EQUIVALENTE (ADAPTADO DE TANAKA 2010)	23
QUADRO VI: IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS POR ¹⁴ C AMS, TIPOS DE MATERIAL DATADO E FINALIDADES DA DATAÇÃO.....	25
QUADRO VII: FORMAÇÕES VEGETAIS DA BARREIRA DE MAÇAMBABA E SUAS PRINCIPAIS ESPÉCIES, MODIFICADAS DE ALMEIDA & ARAÚJO (1997) E ARAÚJO <i>ET AL.</i> (2009), E SUA CORRELAÇÃO COM AS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA BARREIRA RECONHECIDAS NESTA DISSERTAÇÃO.	42
QUADRO VIII: LARGURAS DE PRAIA MÉDIA, MÁXIMA E MÍNIMA, MEDIDAS POR SENSORIAMENTO REMOTO.	53
QUADRO IX: DISTÂNCIA DE ARREBENTAÇÃO MÉDIA, MÁXIMA E MÍNIMA MEDIDAS POR SENSORIAMENTO REMOTO.	54
QUADRO X: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS NA ZONA DE ESPRAIAMENTO DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.	64
QUADRO XI: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS NAS DUNAS FRONTAIS INCIPIENTES DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.	64
QUADRO XII: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS NAS AMOSTRAS LAGUNARES ASSOCIADAS À BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.....	111
QUADRO XIII: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS NOS LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO SW DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.	111
QUADRO XIV: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS NOS LOBOS DEPOSICIONAIS RUMO NE DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.	111
QUADRO XV: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS NOS LEQUES DE SOBRELAVAGEM DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.....	112
QUADRO XVI: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS NOS TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS DA BARREIRA ARENOSA DE MAÇAMBABA, SEGUNDO A ESCALA DE COUTINHO & COIMBRA 1974.....	112
QUADRO XVII: COMPILAÇÃO DAS DESCRIÇÕES DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS DAS AMOSTRAS DE FORMAÇÃO RECIFAL LAGUNAR MLA-13 PROXIMAL E MLA-13 DISTAL.	132

Abstract

Maçambaba Quaternary coastal sand barrier is located between Saquarema and Arraial do Cabo, immediately westward of the abrupt change in Rio de Janeiro state coastline orientation, from SW-NE to W-E, that is one of the determining factors of the upwelling phenomenon in this area. In this dissertation, this coastal barrier is characterized by geomorphology, sedimentology (grain size, heavy minerals and limestone petrography) and geochronology (^{14}C AMS and OSL). It consists of two barriers parallel to the coast, tens of kilometers long, deposited during each one of the last events of relative sea level rise, in upper Pleistocene (OIS 5e) and Holocene (OIS 1). The hypersaline Araruama lagoon system is a drowned incised valley up to 8m deep and 30 km long, that isolates the Pleistocene barrier from the continent. In the western half, another lagoon system, narrower, shallower and also hypersaline, is present between the Holocene and Pleistocene barriers. Maximum ages obtained at the bottom of incised valley (6.0 ky BP) and backbarrier lagoon deposits (7.0 ky BP) suggest that the two lagoon systems were formed at the same time during the Holocene transgression. Two aeolian systems with opposite migration direction occur due the alternation between the SW and NE effective wind drift during the time. The NE wind system is derived from the beach sands and is characterized by foredunes with increasing height from W to E and by blowouts in the eastern part, which reflects the more dissipative beach eastward and the increase of sediment supply related to the net longshore drift in that direction. The blowouts interrupt the foredunes and play the role of channels in overwash processes. The aeolian features that migrate to SW occur as blowouts and isolated parabolics, which rework the distal part of the eastern washover fans, and as parabolics dune fields originated in Araruama lagoon southern shore. These dune fields were formed during lagoon shore erosional periods. The oldest one, 6.0 to 7.0 ka, is contemporary to the lagoon maximum flood and is related to the erosion caused by transgression, whilst the new one (1.5 ka), immediately westward, is related to lagoon shore erosion linked to circulation changes induced by cusate spits growth. Besides the evident sediment supply influence, the dune formation is also affected by the climate: the coastal upwelling, favored by winds from NE, establishes the current semi arid climate in the area. The age of the new generation of paleo dune fields, formed by NE winds, and the lagoonal calcrete formation age (2400 cal yrs BP) suggest upwelling intensification and aridity increase during the late Holocene.

Resumo

A barreira arenosa costeira quaternária de Maçambaba situa-se entre Saquarema e Arraial do Cabo, imediatamente a W da mudança abrupta de orientação da linha de costa do Estado do Rio de Janeiro, de SW-NE para W-E, um dos fatores determinantes do fenômeno da ressurgência na região. Ela é caracterizada nesta dissertação quanto a geomorfologia, sedimentologia (granulometria, minerais pesados e petrografia de calcários) e geocronologia (^{14}C AMS e LOE). Representa-se em superfície por duas barreiras alongadas, paralelas à costa, depositadas ao final dos últimos eventos de subida do nível relativo do mar (NRM) do Pleistoceno (EIO 5e) e Holoceno (EIO 1). O sistema hipersalino lagunar de Araruama, com extensão ao longo de toda a barreira, corresponde a um vale inciso afogado de até 10 m de profundidade que isola o terreno pleistocênico do continente. Na metade oeste, outro sistema lagunar, mais estreito e raso, e também hipersalino, desenvolve-se na retrobarreira holocênica, com limite interno na barreira pleistocênica. Idades máximas obtidas na base dos depósitos lagunares de vale afogado (6000 anos AP) e de retrobarreira (7000 anos AP) indicam que os dois sistemas lagunares se instalaram simultaneamente na transgressão do Holoceno. A presença de dois sistemas eólicos com rumos de migração opostos deve-se à alternância entre as ações efetivas de ventos de SW e de NE, ao longo do tempo. O sistema eólico com rumo de migração NE forma-se a partir da praia de mar aberto e caracteriza-se por dunas frontais de alturas crescentes de oeste para leste, com presença também de *blowouts* na parte leste, o que reflete aumento de dissipatividade da costa e de aporte sedimentar, relacionados com a deriva litorânea longitudinal nesse rumo. Os *blowouts*, por interromperem dunas frontais, servem como condutos para eventos de sobrelavagem. As feições eólicas com rumo de migração SW abrangem tanto *blowouts* e parabólicas isoladas, que retrabalham a parte distal dos leques de sobrelavagem da porção leste da barreira, quanto campos de dunas parabólicas com origem na margem sul da laguna de Araruama. Estes campos de dunas formam-se nos momentos de erosão da costa lagunar. O mais antigo deles, de idade entre 6,0 e 7,0 ka, é contemporâneo à máxima inundação lagunar e relaciona-se à erosão induzida pela transgressão, enquanto o mais jovem (1,5 ka), situado imediatamente a oeste, resulta da erosão da margem lagunar como decorrência de mudanças de circulação induzidas pelo crescimento de pontais. Além da evidente influência do aporte, a formação das dunas eólicas possui também controle climático: a ressurgência costeira, favorecida pelos ventos vindos de NE, determina o clima semiárido atual da região. As idades da geração mais nova de dunas formadas pelos ventos de NE e as de formação de calcretes (2400 cal anos AP) nos

sedimentos lagunares permitem sugerir intensificação da ressurgência, com maior aridez do clima, no Holoceno tardio.

1. Introdução

1.1. Área e tema de estudo

Situada na Região dos Lagos, no litoral central do Rio de Janeiro, a barreira arenosa costeira quaternária entre Saquarema e Arraial do Cabo (Figura 1) possui aproximadamente 48 km de extensão, com linha de costa contínua e retilínea, cuja orientação E-W difere da predominante na costa sul-sudeste brasileira (N-S a NE-SW). Esta mudança acompanha a disposição das curvas batimétricas da plataforma continental interna (Muehe & Carvalho 1993) e tem consequências importantes no ângulo relativo de chegada das ondulações e dos ventos costeiros.

A barreira ocorre na forma de faixa arenosa estreita (menos de 4 km, em média), denominada Restinga de Maçambaba, e separa-se do terreno cristalino pré-cambriano pelo sistema lagunar de Araruama (Martin *et al.* 1997), de até 12 km de largura. Não há canais fluviais expressivos chegando em mar aberto ou neste sistema lagunar, cujas trocas de água com o oceano realizam-se sobretudo através de duas desembocaduras de maré, o canal Itajuru, na porção leste da barreira (Cabo Frio), e o Saquarema, no seu limite oeste (Muehe & Valentini 1998).

Geomorfologicamente, a barreira tem sido descrita como constituída em maior parte por um sistema duplo de terraços (Martin *et al.* 1997) ou “cordões litorâneos” (Muehe *et al.* (2005) ou barreiras costeiras (Dias & Kjerfve 2009), de areia quartzosa, separados por uma depressão na qual se alinha um rosário de lagunas costeiras independentes (Martin *et al.* 1997), pequenas (cerca de 1 km², em média) e pouco profundas (menos de 2 m). O terraço ou “cordão” ou barreira externa, de idade holocênica, apresenta cotas de 3 a 5 m em maior parte de sua extensão, mesmo a poucas dezenas de metros da praia atual. Já o interno alcança mais de 10 m de altitude e tem sido considerado pleistocênico, relacionado à transgressão ocorrida por volta de 120000 anos antes do presente (AP) (Martin *et al.* 1997, Turcq *et al.* 1999, Dias e Kjerfve 2007, Fernandez & Muehe 2006). Supõe-se que a hipótese de idade pleistocênica para esta barreira interna baseie-se, pelo menos em parte, na cota de seus depósitos, muito elevada para ter sido depositada no nível relativo do mar (NRM) alto do Holoceno ($3,5 \pm 1$ m, segundo Angulo *et al.* 2006, 2015). Martin *et al.* (1997) destacam ainda, como evidências de idade pleistocênica da barreira interna, a impregnação por ácidos húmicos de suas areias e o fato de estas areias impregnadas ocorrerem sob sedimentos lagunares, admitidos pelos autores como anteriores a 5100 anos AP. Essa argumentação não é, porém, definitiva, já que a impregnação por ácidos húmicos não é critério seguro para distinguir Pleistoceno de Holoceno (Giannini *et al.* 2009, Mendes *et al.* 2015, Martinez 2015). Além disso, não pode

ser descartada *a priori* a hipótese de que a cota elevada da barreira interna deva-se à superimposição de paleodunas eólicas. Desse modo, a conferência e aprimoramento dos modelos prévios de constituição da barreira de Maçambaba demandam detalhamentos de campo e datações sistemáticas.

Figura 1: Localização da Região dos Lagos, RJ, e da barreira costeira arenosa de Maçambaba, entre Saquarema e Arraial do Cabo. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do *software Google Earthtm*.

A mudança abrupta de orientação de linha de costa nesta região, de NE, de Arraial do Cabo para norte, para E-W, está possivelmente relacionada com a herança tectono-estrutural, já que aparentemente coincide com a extensão continental do limite norte do

Alinhamento ou Alto de Cabo Frio, que separa as bacias marginais de Campos e Santos. Esta mudança de orientação favorece o desvio das águas superficiais da Corrente do Brasil para mais longe da costa, e induz assim o fenômeno de ressurgência de águas profundas de temperatura relativamente baixa. Segundo Martin *et al.* (1997), a presença intermitente de águas costeiras frias como efeito da ressurgência acarreta drástica diminuição da taxa de evaporação no mar e da umidade em deslocamento para o continente, com consequente queda de precipitação e formação de um microclima semiárido (pluviosidade média anual inferior a 800 mm). Isto ajuda a explicar porque a região de Cabo Frio é uma das únicas e a principal área de ocorrência de campos de dunas livres na porção da costa sul-sudeste do Brasil sob influência direta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual vai do norte catarinense ao sul fluminense.

A ZCAS é uma faixa de nebulosidade úmida com orientação NW-SE, mais intensa no verão, e que coincide também, de modo aproximado, com o alcance médio das frentes frias. Na porção da costa cortada por ela, a precipitação é em média elevada (até cerca de 3000 mm/ano), ligada à umidade que vem de NW, via Sistema de Monções da América do Sul – SMAS, tipicamente atuante durante o verão (Cruz *et al.* 2005). Os ventos mais fortes, de quadrante sul (Mendes & Giannini 2015), são eficientes na formação de dunas eólicas, como se observa no domínio de rumo de migração eólica para norte desde a ilha de Santa Catarina (Giannini *et al.* 2005) até pelo menos a Ilha Comprida, no sul paulista (Giannini *et al.* 2005, 2009, Giannini 2007, Sawakuchi *et al.* 2008). A sul e a norte desta faixa costeira de maior influência da ZCAS, os ventos mais efetivos na formação e migração de dunas eólicas modificam-se. A sul, a umidade passa a ser mais controlada pelos sistemas frontais, com seus ventos de sul; o aumento da coincidência no tempo entre chuvas e ventos deste quadrante (Giannini 1993, 2007, Hesp *et al.* 2009) deve ser uma das razões pelas quais o transporte eólico é determinado pelos ventos de tempo bom, os de norte, como se vê no rumo preferencial de migração de dunas desde a enseada da Pinheira (Palhoça, SC) até o extremo sul do país. A norte da ZCAS, os ventos alísios (de leste) passam a figurar entre os mais potentes (Giannini *et al.* 2005); e as dunas eólicas migram rumo W a NW, desde pelo menos a Bahia até o sul do Rio Grande do Norte. Desse modo, em termos de rumo de vento mais efetivo na formação de dunas, a região de Saquarema a Cabo Frio situa-se numa área de transição entre ventos de sul, ligados às frontais, e ventos alísios, ligados ao Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul (ASMAS). Assim, se nas praias do Perú e Forte-Dunas-Foguete, em Cabo Frio, todas de orientação aproximada N-S, campos de dunas transgressivos refletem o domínio dos ventos rumo SW, com rumo de migração SW, na barreira de Maçambaba, dois diferentes sistemas de feições eólicas migram com rumos opostos: para SW, a partir dos pontais lagunares de Araruama e/ou suposta barreira pleistocênica, e para NE,

saindo da praia de mar aberto. Além disso, próximo à praia, areias de sobrelavagem e rupturas de deflação (*blowouts*), vindas de mar aberto, são retrabalhadas pelos ventos opostos (de NE), formando dunas parabólicas reversas.

As feições eólicas relacionadas aos ventos de SW incluem paleodunas, mapeadas por Martin *et al.* (1997) na parte leste da barreira, e que atingem cotas de até 10 m. Desse modo, a barreira de Maçambaba não somente se insere numa área de transição de regime eólico, como também guarda o registro morfológico e sedimentológico de rumos de ventos opostos, ligados a sistemas climáticos distintos, os quais aparentemente variaram de intensidade, ou mesmo se alternaram, ao longo do tempo.

Dentro desse contexto geológico-geomorfológico e climático, a proposta desta dissertação de Mestrado é comparar o registro sedimentar da atuação de ventos destes dois rumos diferentes na barreira de Maçambaba e verificar sua distribuição no tempo, via datações absolutas. Para isso, o estudo dos depósitos eólicos deverá ser contextualizado numa análise abrangente de variação espacial de propriedades geomorfológicas e sedimentológicas ao longo da barreira, incluindo o sistema praia-duna atual. Esta análise será instrumento importante para a compreensão da evolução sedimentar regional, e para a delimitação da influência de fatores controladores do aporte costeiro subaquoso e eólico, desde os imediatos e locais, como deriva litorânea longitudinal e presença de obstáculos à ação do vento, até os mediatos, como microclima (ressurgência), clima regional e NRM.

1.2. Estrutura da dissertação

Optou-se por organizar esta dissertação em dois artigos diferentes, que serão submetidos a revistas científicas com as correções sugeridas pela banca examinadora durante a defesa do Mestrado.

Os tópicos “Introdução”, “Metas e objetivos”, “Síntese bibliográfica”, “Materiais e métodos” e “Referências” são comuns aos dois artigos, com a finalidade de evitar ou, ao menos, minimizar repetições. A separação entre os artigos, dentro da estrutura da dissertação, dá-se nos itens de “Resultados”, “Discussões” e “Conclusões”, após os quais se segue um tópico de “Considerações finais”, que visa integrar o conjunto de resultados obtidos.

Os temas dos dois artigos são respectivamente a caracterização da morfodinâmica e proveniência do sistema praia-duna frontal atual e a evolução sedimentar da barreira de Maçambaba como um todo. Assim, o Artigo 1 visa correlacionar a variação morfológica com a sedimentológica ao longo do sistema praia-duna frontal entre Saquarema e Arraial do Cabo. Foi elaborado a partir da caracterização da morfologia praial, da morfometria e tipologia de dunas costeiras e da sedimentologia ao

longo da praia e das dunas frontais incipientes, o que possibilitou inferir padrões de variação longitudinal de morfologia e sedimentologia e entender os fatores de dinâmica costeira controladores desses padrões. As amostras foram analisadas e os resultados interpretados em conjunto com Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues, cuja monografia de conclusão de curso, finalizada em novembro de 2014 (Rodrigues 2014), realizou-se sob co-orientação da mestrandia.

O Artigo 2 foi elaborado com base na fotointerpretação da barreira, seguida do reconhecimento em campo dos sistemas deposicionais e respectivas feições morfológicas identificadas e de sua caracterização sedimentológica (granulometria e minerais pesados). Os produtos finais são o mapa do Quaternário costeiro e o modelo da evolução sedimentar da barreira, levando em conta a variação no tempo do NRM e do paleoclima, inclusive implicações quanto a ressurgência e atividade dos ventos de sentidos opostos.

Um dos principais pontos em comum entre os dois artigos é a ação dos ventos de rumos opostos, assunto em torno do qual giram as “Considerações finais” que fecham a dissertação.

1.3. Toponímia

Maçambaba é o topônimo de um dos esporões da laguna de Araruama, da barreira arenosa (popularmente denominada “restinga”) e de sua mais extensa praia. Segundo o Prof. Dr. Eduardo de Almeida Navarro, da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (comunicação pessoal), algumas palavras tupis não aparecem nos dicionários e somente a toponímia pode esclarecer seus significados.

Maçambará provém de masambala, que é de origem africana, Quimbundo de Angola, e significa dora, sorgo, uma planta gramínea (Assis Jr - sem data). Maçambará entrou para o léxico da língua portuguesa e significa o mesmo que capim-maçambará (Aulete 2014).

O nome Maçambaba, seria então, segundo Eduardo de Almeida Navarro, um hibridismo que combina um termo africano ao sufixo –(s)aba do Tupi Antigo, que significa, entre outras coisas, lugar. Maçambaba é então lugar de maçambalas, lugar de maçambarás.

De acordo com Freire (1944), no uso de c, ç, s e ss, segue-se o que se determinam a etimologia e a história da língua. As palavras de origem tupi ou africana são grafadas com ç na língua portuguesa e, portanto, o termo correto é Maçambaba. Esta é a forma encontrada nos topônimos das cartas topográficas do IBGE (1978, Folhas SF-23-Z-B-VI-

3 e SF-23-Z-B-VI-4) e, apesar de menos utilizada na bibliografia encontrada para a região, será a adotada neste trabalho.

2. Metas e objetivos

Quatro metas principais foram propostas para direcionar o enfoque desta pesquisa de Mestrado:

- 1) Correlacionar a variação morfológica e sedimentológica ao longo do sistema praia-duna entre Saquarema e Arraial do Cabo com o aporte sedimentar por deriva litorânea e pelos ventos de rumos opostos, e identificar os mecanismos controladores das feições de caráter deposicional e erosivo (e.g. condutos de sobrelavagem, *blowouts*) encontradas neste sistema.
- 2) Reconhecer diferentes tipos (morfológicos e faciográficos) e gerações de depósitos eólicos e subaquosos na barreira de Maçambaba e relacioná-los com os processos deposicionais observados no seu sistema praia-duna atual.
- 3) Reconstituir no tempo a formação destas feições e, por consequência, a evolução quaternária da barreira, no contexto regional de variação de NRM, do clima e da ressurgência.
- 4) Contribuir para a compreensão dos fatores controladores da iniciação e estabilização de dunas eólicas costeiras.

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

- 1) Com base em análise de fotografias aéreas verticais e imagens de satélite, reconhecer elementos morfológicos eólicos e caracterizar sua distribuição espacial e rumo de migração.
- 2) Estudar, por meio de análise de fácies deposicionais, as características internas dos depósitos correspondentes aos elementos morfológicos eólicos previamente definidos no objetivo anterior.
- 3) Refinar a caracterização das fácies e unidades morfoestratigráficas (gerações de dunas e do sistema praia-duna frontal) através de ensaios sedimentológicos laboratoriais, com destaque para granulometria, quantificação de minerais pesados e estudo petrográfico, e avaliar a possibilidade de contrastes sedimentológicos entre os depósitos.
- 4) Avaliar os depósitos eólicos quanto a variações de aporte sedimentar, e discutir possíveis significados dessas variações de aporte, onde cabível, em termos de mudanças de NRM, de linha de costa e de clima.

- 5) Deduzir a cronologia dos eventos formadores das dunas eólicas e depósitos de paleopraia e paleolaguna através de datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) e ^{14}C e interpretar esta cronologia quanto a mudanças ambientais e/ou de dinâmica sedimentar.

3. Materiais e métodos

3.1. Pesquisa bibliográfica

Realizou-se levantamento bibliográfico abrangente acerca dos principais temas relacionados com os objetivos e os métodos propostos. Dentre os temas levantados e sintetizados nesta dissertação, destacam-se: morfodinâmica praial e de depósitos eólicos costeiros; datação por LOE e por ^{14}C via espectrometria de massa acelerada (AMS na sigla em inglês); dinâmica climática e NRM no Holoceno do Sudeste do Brasil; geologia regional da costa central fluminense; e morfologia, sedimentologia e modelos evolutivos prévios da barreira arenosa costeira de Maçambaba.

3.2. Sensoriamento remoto

A análise por sensoriamento remoto foi feita em duas etapas, com escalas e finalidades distintas: a primeira visou ao reconhecimento e mapeamento da distribuição, morfologia e geometria dos sistemas deposicionais ao longo da barreira; e a segunda objetivou caracterizar a morfodinâmica praial a partir da medição da distância de arrebentação (do início da arrebentação ao espraçamento) e da largura da praia (distância entre a linha de areia molhada e a primeira vegetação) e buscar indicadores geomorfológicos de deriva litorânea.

A distribuição e a morfologia dos sistemas deposicionais foram delineadas com base na análise estereoscópica de pares aerofotográficos em escala 1:25000 do voo FAB (Força Aérea Brasileira) de 1976, cedidos pelo DRM – Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro. O mapa foi digitalizado e posteriormente georreferenciado através do *software QGIS™ 2.8.1*.

A caracterização da morfodinâmica praial foi feita através de ortofotos de 2005 disponíveis no sítio eletrônico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e imagens de satélite *GeoEye*, *TerraMetrics* e *DigitalGlobe*, de 2010 e 2012, disponíveis no *software Google Earth*. A comparação de imagens de diferentes datas visou a contemplar situações climático-oceanográficas distintas no estudo do sistema praia-duna. Informações de velocidade média e azimuth médio de origem do vento, nas datas das imagens de satélite utilizadas, encontram-se no Quadro I.

Quadro I: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet), nas datas das imagens de satélite analisadas.

Data da imagem	Dados de vento	
	Velocidade média	Azimuth médio de origem
23/02/2010	5,7 m/s	71°
06/08/2012	3,4 m/s	287°

3.3. Atividades de campo

A coleta de dados geomorfológicos e sedimentológicos no campo ocorreu em três campanhas com participação do professor orientador e da mestrandia, duas delas envolvendo também um aluno ou aluna de graduação do Instituto de Geociências (IGc) da USP, conforme Quadro II. A primeira jornada de campo teve sete dias de duração total (15/12/2012 a 21/12/2012), dos quais cinco dedicados exclusivamente à barreira de Maçambaba. A segunda teve duração total de oito dias (01/09/2013 a 08/09/2013) e a terceira, de três dias (05/09/2014 a 07/09/2014).

Quadro II: Equipe científica envolvida nos trabalhos de campo

Membro da equipe	Formação e vínculo na época	Etapa
Caio Santos Pereira	Graduando, bolsista CNPq, IGc-USP	1
Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues	Graduanda, IGc-USP, co-orientada	2
Helena Asmar de Abreu Andrade	Pós-graduanda, bolsista CAPES, IGc-USP	1, 2 e 3
Paulo César Fonseca Giannini	Docente-pesquisador, IGc-USP, orientador	1, 2 e 3

As atividades de campo realizadas seguiram preferencialmente ao seguinte roteiro: 1) localização dos pontos de interesse previamente escolhidos na etapa de sensoriamento remoto; 2) obtenção das coordenadas do ponto, através do sistema de posicionamento geográfico por satélite (GPS); 3) abertura de trincheiras ou limpeza de exposição natural; 4) descrição e análise de fácies (item 3.3.1); 5) documentação fotográfica detalhada; 6) coleta de amostras de sedimentos para ensaios laboratoriais, incluindo datações LOE e/ou ^{14}C AMS (itens 3.4.8 e 3.4.9).

Para a caracterização da morfodinâmica praial e da morfologia das dunas frontais (tanto estabelecidas quanto incipientes *sensu* Hesp 1988 e Giannini 2007), foram feitos perfis transversais à linha de costa, equidistantes de 1 km, identificação e quantificação das espécies vegetais presentes nas dunas incipientes e amostragem destinada a ensaios sedimentológicos. Os perfis transversais foram levantados com tripé, régua e nível topográfico (*CST/Berger Automatic Level*), com marcos zero na zona de

espraçamento e final na crista da duna incipiente. Incluíram a medição a passo e nível topográfico da largura e inclinação das diferentes zonas da praia e da altura das dunas. Como ponto de fechamento interno da largura de praia, adotou-se a primeira vegetação (pé de duna frontal incipiente).

Foram anotadas coordenadas GPS da zona de espraçamento e da crista da duna incipiente e anotado o horário de levantamento de cada perfil, para posterior correção do efeito da maré na largura de praia. Em todos os perfis, foram estimadas as porcentagens de cada espécie vegetal, em área superficial a intervalos de 5%.

Informações de velocidade média e azimuth médio de origem do vento, para os dias de campo, estão resumidas no Quadro III.

Quadro III: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet), nas datas de levantamento de campo do perfil praia-duna.

Data	Velocidade média do vento	Azimuth médio de origem
06/09/2013	4,5 m/s	104,1°
07/09/2013	5,6 m/s	79,0°
08/09/2013	7,0 m/s	64,3°

3.3.1. Análise de fácies

O método de análise de fácies utilizado neste projeto é uma proposta de Anderton (1985), adaptada para o estudo de depósitos quaternários (Giannini 1993). Também se exploraram os conceitos de fácies morfológicas e fácies deposicionais, conforme proposta de Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007) para depósitos eólicos quaternários. De acordo com esta proposta, as fácies morfológicas são unidades de descrição de campo baseadas na relação processo-forma, enquanto as fácies deposicionais baseiam-se na relação entre forma e produto deposicional. A integração das fácies morfológicas com as deposicionais permite deduzir as relações processo-produto, fundamentais em abordagens sedimentológicas genéticas. Associações de fácies deposicionais, definidas em afloramento pela geometria de suas superfícies limitantes, compõem elementos arquitetônicos (Miall 1985), os quais representam o registro de elementos morfológicos (Giannini 2007). Entre os elementos morfológicos identificados na barreira, incluem-se: dunas frontais (*foredunes*), rupturas de deflação (*blowouts*), dunas parabólicas, condutos de sobrelavagem (*washover channels*), leques de sobrelavagem (*washover fans*), cordões litorâneos (*beach and dune ridges*) e pontais lagunares.

No método adotado, o estudo inicia-se pelo levantamento bibliográfico e pelo sensoriamento remoto da área, com estabelecimento tentativo de elementos (e/ou fácies) morfológicos e gerações deposicionais hipotéticos.

As fases posteriores começam no trabalho de campo e podem ser assim enumeradas:

- 1) Descrição detalhada do afloramento ou feição morfológica.
- 2) Subdivisão em fácies (morfológicas ou deposicionais) descritivas.
- 3) Compilação das características de cada fácies.
- 4) Relação com modelos prévios de classificação de depósitos eólicos costeiros quanto à morfologia (Hesp 2000, Martinho *et al.* 2006, Giannini 2007) e gerações (Giannini 1993, Maia 1998, Giannini *et al.* 2001, 2005, 2007, Mendes *et al.* 2015).

Na maioria das trincheiras e exposições, o depósito não apresentou estruturas sedimentares primárias aparentes, nem variações significativas de granulometria e outras propriedades texturais, o que dificultou a distinção de fácies deposicionais. Porém, em alguns casos, observou-se a diferenciação de horizontes quanto à cor e concentração de matéria orgânica, atribuída à pedogênese (desenvolvimento de espodossolos). Dentro destes perfis de solo, procurou-se coletar as amostras sempre dentro do mesmo horizonte (B espódico).

3.3.2. Amostragem

Fizeram-se 158 coletas de sedimentos inconsolidados destinadas a ensaios granulométricos (todas as amostras) e a análise de minerais pesados (72 amostras), sendo 19 destas coletas com réplicas para datação por LOE. A distribuição dos pontos de amostragem encontra-se nas Figuras 2, 3 e 4, correspondentes às porções oeste, central e leste da barreira.

As amostras para datação por LOE foram coletadas em paredes sub-verticais, expostas naturalmente por erosão eólica, ou em trincheiras de aproximadamente 1,0 m de comprimento por até 1,5 m de profundidade/altura (Figura 5), abertas manualmente com auxílio de pá. Para a garantia de nenhum contato com a luz, a coleta foi feita por cravação de tubos de alumínio opacos, com diâmetro aproximado de 6 cm e comprimento de 30 a 40 cm. Procurou-se posicionar estas amostras no centro de uma zona circular imaginária de cerca de 30 cm de diâmetro, dentro da qual o material se mostrasse aparentemente homogêneo quanto às características sedimentológicas e pedológicas. Este é o raio máximo de influência da parcela de radiação ionizante advinda do próprio sedimento, admitido na literatura (Tanaka 2010, Guedes *et al.* 2013).

As profundidades de coleta dessas amostras variaram no intervalo de 45 a 120 cm e as massas coletadas foram de aproximadamente 2 kg.

As amostras para ensaios sedimentológicos foram coletadas em quantidade suficiente para perfazer uma massa de aproximadamente 700 g, obtidos exatamente no ponto de cravação do tubo para luminescência, ou dentro dos 40 cm superficiais, no caso de locais não amostrados para datação LOE.

Realizou-se um total de 48 perfis transversais para o estudo da morfodinâmica praial e morfologia das dunas frontais, com coleta de duas amostras de cerca de 2 kg em cada um, sendo uma na zona de espraiamento e outra na crista da duna incipiente. Os perfis foram numerados em ordem crescente de W para E, sendo esta a convenção utilizada também para referir-se às posições (“quilômetros”) dentro do sistema, ao longo do texto.

Coletaram-se também sete amostras para impregnação e confecção de seção delgada, sendo duas amostras indeformadas e orientadas de sedimentos terrígenos subconsolidados (meio e topo de horizonte B espódico sobre terraço marinho pleistocênico – MPR-09A e B) e cinco de rochas calcárias (concreções supostas como possíveis calcretes e bioconstruções lagunares – MLA-04, 08, 09 e 10). As duas amostras terrígenas foram embrulhadas em saco plástico com fita adesiva, para evitar desmoronamento, e acondicionadas com cautela dentro de recipiente plástico semi-rígido de cerca de 10 cm de lado. As cinco amostras carbonáticas foram envoltas no campo em plástico bolha e, em laboratório, subamostradas para a petrografia com auxílio de alicate. Estas amostras destinaram-se também à retirada de alíquotas para datação por ^{14}C AMS (item 3.4.9).

As amostras foram numeradas de oeste para leste e nomeadas da seguinte forma: a primeira letra (M) refere-se à Maçambaba, a segunda e terceira baseiam-se no tipo de depósito (lagunar, lobo deposicional, leque de sobrelevagem, paleopraia e praia - duna frontal). Por fim, as amostras de lobos deposicionais receberam os códigos SW ou NE, de acordo com o rumo de migração de cada lobo, e as de praia - duna frontal, A para espraiamento e B para duna frontal. O sistema de identificação dos pontos de amostragem encontram-se sintetizados no Quadro IV.

Quadro IV: Sistema de identificação dos pontos de amostragem

Primeira letra: Maçambaba	Segunda e terceira letra: tipo de depósito	Algarismo arábico: posição relativa de W para E	Rumo: migração de lobo deposicional
M	LA (lagunar)	1, 2, 3...	-
	LD (lobo deposicional)	1, 2, 3...	SW ou NE
	LS (leque de sobrelevagem)	1, 2, 3...	-
	PR (paleopraia)	1, 2, 3...	-
	PD (praia–duna atual)	1, 2, 3... (em km)	-

Figura 2: Localização dos pontos de amostragem na porção oeste da barreira de Maçambaba (imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth*tm).

Figura 3: Localização dos pontos de amostragem na porção central da barreira de Maçambaba (imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth*[™]).

Figura 4: Localização dos pontos de amostragem na porção leste da barreira de Maçambaba (imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth™*).

Figura 5: Coleta de amostra para datação LOE em parede sub-vertical de corte de estrada (A) e em trincheira (B). Notar tubos de alumínio, cravados para a amostragem.

3.4. Atividades de laboratório

As finalidades das análises laboratoriais realizadas foram: avaliar a variação espacial de parâmetros sedimentológicos (granulométricos e mineralógicos) em dunas e paleodunas eólicas, em leques de sobrelavagem, ao longo da praia e das dunas frontais incipientes, e em cordões litorâneos, como ferramenta para inferência da morfodinâmica do sistema deposicional costeiro e de critérios adicionais de caracterização faciológica e/ou distinção de gerações eólicas; e fazer a datação absoluta de amostras de paleodunas, terraços marinhos pleistocênicos e depósitos lagunares, com vista à reconstituição da história sedimentar no tempo.

As atividades analíticas foram executadas no Laboratório de Sedimentologia “Armando Márcio Coimbra” (Labsed), no Laboratório de Petrografia Sedimentar (Labpetro) e no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal), todos do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP). As determinações geocronológicas via ^{14}C com espectrometria de massa acelerada (AMS) foram encomendadas ao Laboratório de Datação por Radiocarbono de Poznań, Universidade Adam Mickiewicz, Polônia.

3.4.1. Análise ao granulômetro a laser

As análises granulométricas foram feitas através do equipamento de difração de laser *Malvern Mastersizer 2000*.

O equipamento utilizado calcula matematicamente a granulometria das partículas a partir da difração que elas provocam num feixe de raios laser, segundo a teoria de Mie-Fraunhofer. O modelo físico-matemático adotado considera partículas dispersas em movimento aleatório, das quais se infere, portanto, um eixo geométrico médio. O equipamento possui dois tipos de acessório (unidade) de dispersão de amostra: o *Hydro*, para suspensão líquida de amostras lutáceas, e o *Scirocco*, para areia seca. Como várias das amostras analisadas apresentavam teor considerável de silte e argila (frequentemente maior que 5%), devido à impregnação por material argilo-orgânico ferruginoso de origem pedogênica, optou-se pelo emprego do acessório *Hydro* como procedimento padrão em todas as amostras. Durante a análise das amostras, utilizou-se como dispersante químico a solução de pirofosfato de sódio 0,1%. As condições de operação do aparelho foram: desagregação em ultrassom à rotação de 1300 rpm, por dois minutos; velocidade da bomba de 2750 rpm; e “obscuração” (parâmetro de concentração de sólidos) entre 15 e 20%.

Em 12 das amostras do sistema praia-duna (seis da extremidade leste e seis da oeste), as análises foram refeitas após remoção do carbonato com ácido clorídrico (HCl) 10%, para verificação da possível influência dos bioclastos nos resultados granulométricos.

3.4.2. Análise granulométrica mecânica

A análise granulométrica convencional teve como finalidade concentrar os intervalos granulométricos destinados à separação de minerais pesados. A análise foi realizada em dois procedimentos. O primeiro, ou elutriação (item 3.4.2.1), consistiu na lavagem da amostra para remoção de sais e da fração fina (silte e argila). O remanescente de lavagem, depois de seco em estufa, foi submetido ao segundo procedimento, o de peneiramento (item 3.4.2.2), apenas para obter a classe de phi adequada para separação de minerais pesados.

3.4.2.1. Elutriação

O procedimento genérico para a elutriação consistiu de fluxo hidráulico ascendente em funil, seguido de filtragem a vácuo. A montagem do sistema de fluxo ascendente envolveu funil liso de 600 ml, com haste conectada, através de mangueira

flexível, a torneira de água corrente. No sistema de filtragem, a montagem compôs-se de funil raiado com papel-filtro qualitativo conectado a um frasco kitassato, este ligado à tubulação de vácuo.

O procedimento foi realizado em cinco etapas: a) colocação da amostra, previamente pesada, no funil liso cheio de água; b) abertura da torneira conectada à haste do funil, com manutenção de fluxo ascendente constante e suficiente para a eliminação do silte e argila em suspensão (Yamamoto 2000), até que a água se tornasse límpida; nas amostras analisadas, o tempo de lavagem necessário para a remoção de todo o material fino foi de aproximadamente 5 minutos; c) transferência do material lavado, do funil do elutriador para o béquer, com ajuda do fluxo de água da torneira; d) transferência do material elutriado para o funil do sistema de filtragem a vácuo, com auxílio de pisseta; e e) secagem em estufa à temperatura de 60°C, pelo tempo mínimo aproximado de 12 horas, da fração elutriada, acondicionada no papel-filtro previamente dobrado e identificado com o código da amostra.

3.4.2.2. *Peneiramento*

Como a análise granulométrica foi feita utilizando o equipamento *Malvern Mastersizer 2000* (item 3.4.1), a etapa de peneiramento serviu apenas para separar a fração utilizada na separação de minerais leves e pesados (item 3.4.3).

Para a escolha das frações granulométricas a serem utilizadas na identificação de minerais pesados, um dos critérios mais usuais consiste em tomar a classe de phi imediatamente abaixo (mais fina) da classe modal da fração arenosa da amostra. Este procedimento baseia-se na observação empírica de que, devido à maior densidade dos minerais pesados em relação ao quartzo, principal mineral constituinte dos sedimentos, é nesta classe mais fina que costumam concentrar-se os grãos de minerais pesados (Giannini 1993). Seguindo esse critério, aplicado ao presente caso a partir do resultado de ensaio ao granulômetro de difração de laser, escolheu-se a fração retida na peneira de 0,125 mm e passante na de 0,250 mm (classe areia fina, da escala de Wentworth 1922).

Na peneira de 0,250 mm, despejou-se a amostra previamente elutriada e seca. Em seguida, o conjunto de peneiras foi colocado em vibrador mecânico (3600 rpm), onde permaneceu pelo tempo padrão de 15 minutos. A classe areia fina, retida na peneira de malha 0,125 mm, foi então recolhida com ajuda de pincel, pesada em balança analítica e arquivada em saco de papel identificado com o código da amostra, para ser encaminhada ao ensaio de separação de minerais pesados.

3.4.3. Separação de minerais leves e pesados

Para a separação dos minerais por diferença de densidade, utilizou-se o bromofórmio (CHBr_3), líquido cujo peso específico, entre 2,83 e 2,89g/cm³, permite flutuar quartzo e feldspato, minerais abundantes nos sedimentos, e afundar a maioria dos minerais acessórios. O procedimento de separação densimétrica foi realizado em capela com sistema de exaustão de gases pesados.

O uso de estante de separação permitiu a análise de até oito alíquotas por vez. Para cada alíquota, a montagem incluiu um funil liso (200 ml) de haste longa, com mangueira flexível de cerca de 7 cm de comprimento conectada à sua haste e fechada com presilha de aço (pinça de Mohr). Na parte inferior da estante-suporte, montou-se outro conjunto de funis de 200 ml, estes com raias longitudinais internas e haste curta, apoiados sobre frascos de Erlenmeyer de 200 a 250 ml. Pares de papéis-filtro marcados com código da amostra e fração granulométrica, e com as indicações “pesados” e “leves”, foram utilizados para reter as respectivas frações de cada amostra. Um segundo jogo de Erlenmeyers limpos e secos foi também necessário durante o processo para a recuperação do bromofórmio com álcool. A sequência de etapas seguidas pode ser resumida da seguinte maneira: a) dentro da capela, com uso de EPI - equipamento de proteção individual (máscara, óculos, avental), colocou-se o bromofórmio nos funis e, em cada um deles, a alíquota de amostra a ser analisada; b) agitaram-se os grãos imersos no bromofórmio com bastão de vidro, para facilitar a queda dos componentes pesados; c) pressionou-se momentaneamente a pinça de Mohr, de modo a liberar o fluxo de bromofórmio do funil liso e com isso recolher, no papel-filtro “pesados” colocado dentro do funil raiado, todo o material denso que estava concentrado na base do funil superior; d) após a retirada dos minerais pesados, colocou-se o outro papel filtro previamente identificado (“leves”) no funil inferior, e retirou-se a pinça de Mohr, de modo a vazar o bromofórmio restante e permitir o recolhimento dos grãos flutuados; e) recolheu-se, num frasco de vidro escuro com tampa, o bromofórmio armazenado no Erlenmeyer, inserindo-se no conjunto inferior o segundo Erlenmeyer; f) lavou-se com álcool comum a vidraria e o papel-filtro contendo leves e recolheu-se a mistura álcool + bromofórmio no segundo Erlenmeyer; h) lavou-se o material pesado da mesma forma; i) armazenou-se a mistura álcool + bromofórmio em frasco escuro com tampa, para posterior recuperação; j) finalizada a separação e a lavagem com álcool, os papéis-filtro com as amostras coletadas foram deixados para secar dentro da capela por pelo menos seis horas.

3.4.4. Separação magnética com ímã de mão

A separação magnética foi realizada nas frações escolhidas para o estudo de minerais pesados, segundo a seguinte sequência de passos: a) após a separação densimétrica, as frações flutuada e afundada foram pesadas em balança analítica, com precisão de 10^{-4} g; b) para cada amostra, os grãos pesados foram espalhados sobre uma folha de papel liso; c) um ímã de mão, envolto em papel, foi suavemente resvalado sobre os grãos; d) espanou-se o material atraído com pincel fino de cerda mole, sobre a folha de papel com os grãos não atraídos; e) o ímã foi retirado de dentro do envoltório, recolhendo-se os grãos magnéticos liberados numa outra folha de papel liso; f) as duas frações obtidas, não magnética e magnética, foram pesadas para posterior cálculo da distribuição em massa; g) a fração magnética foi arquivada e a não magnética encaminhada para os procedimentos subsequentes de confecção de lâminas de imersão (item 3.4.5).

3.4.5. Confecção de lâminas de minerais pesados

As lâminas de grãos de minerais pesados não magnéticos, destinadas à análise sob o microscópio petrográfico, foram confeccionadas em montagem permanente, utilizando-se bálsamo do Canadá natural como meio de imersão. O procedimento adotado é descrito a seguir: a) após a limpeza das lâminas com álcool, anotou-se na sua parte fosca o código da amostra e a fração granulométrica; b) colocou-se a quantidade a ser utilizada de bálsamo do Canadá natural em um cadinho de porcelana, submetido em seguida a aquecimento em placa elétrica a 110°C ; c) gotejou-se o bálsamo ainda quente, com a ajuda de um bastão de vidro, sobre a lâmina; d) despejou-se a amostra (ou a parte dela suficiente para perfazer em torno de 1000 grãos) sobre o bálsamo; o material pesado restante foi arquivado para outras análises eventuais; e) colocou-se a lamínula sobre o bálsamo com os grãos imersos, manipulando-a como uma espátula, de modo a evitar assim a formação de bolhas; f) após o resfriamento, lâmina e lamínula foram esfregadas com algodão embebido em álcool etílico, para retirada do excesso de bálsamo.

3.4.6. Impregnação de amostras indeformadas

A impregnação das sete amostras destinadas a estudo petrográfico (item 3.3.2) foi feita em câmara de vácuo da marca Epovac, fazendo-se uso de mistura composta por resina epóxi (Epoxiglass XGY1109), solvente (álcool etílico), endurecedor (Epoxiglass HY951) e corante (Azul de Orasol). A finalidade principal da impregnação é permitir a diferenciação entre os poros originais (coloridos) e os poros induzidos pela posterior

confeção das lâminas (incolores). A função do solvente é diminuir a viscosidade da resina e assim possibilitar o preenchimento dos poros menores. No procedimento, a impregnação é feita mediante o gotejamento da mistura, para dentro do recipiente plástico onde se encontra a amostra, acondicionado na câmara de vácuo. O vácuo faz com que a solução penetre, em questão de minutos, nos poros da amostra.

3.4.7. Descrição de lâminas em microscópio

3.4.7.1. *Análise petrográfica*

As seções delgadas de sedimento impregnado com resina foram descritas em microscópio óptico de luz polarizada *Zeiss Axioplan*, em aumentos de até 500 vezes. Para a caracterização da eodiagênese dos sedimentos terrígenos subconsolidados (terraço marinho pleistocênico), buscou-se diferenciar fácies e/ou horizontes pedogênicos, baseados em textura e mineralogia do arcabouço. Já as amostras calcárias foram descritas com enfoques diferentes, dependendo do tipo genético de depósito: nas coquinas e bioconstruções lagunares, a ênfase foi em aspectos como associação biológica, impurezas terrígenas e feições diagenéticas; e nas concreções carbonáticas, focaram-se as características texturais e mineralógicas, com vista à interpretação de processos eo e pedodiagenéticos. O exame petrográfico foi sempre acompanhado de registro em fotomicrografias através do analisador de imagens digitais *Leica LAS*.

O estudo petrológico ao microscópio de luz polarizada das duas amostras indeformadas de terraço marinho pleistocênico foi realizado segundo os seguintes passos principais:

1. Estimativa modal percentual de componentes petrográficos deposicionais (arcabouço e matriz) e diagenéticos (cimento e porosidade secundária).
2. Descrição dos aspectos deposicionais do arcabouço, isto é, petrotrama, textura e mineralogia. No estudo da petrotrama, atentou-se para segregação granular gerada por diferenças de textura, mineralogia ou pelo arranjo espacial e para orientação, imbricação e empacotamento. O grau de empacotamento foi quantificado através do índice *Ipk* de Kahn (1956), que corresponde à razão percentual entre o número de contatos intergranulares e o número total de grãos, ao longo de uma linha paralela ao acamamento. Valores de *Ipk* entre 40 e 55 são considerados indicadores de empacotamento normal e os acima ou abaixo desse intervalo correspondem a empacotamentos fechado e aberto, respectivamente. No estudo da textura, procurou-se avaliar: a granulação modal, com auxílio da ferramenta de medição do analisador de imagens *Leica LAS*; o desvio-padrão e o grau de seleção granulométricos, de acordo com

a tabela de estimativa visual de Pettijohn *et al.* (1973); e os parâmetros de forma (esfericidade e arredondamento), segundo a escala gráfica de Powers (1953).

3. Descrição da mineralogia e textura do material autógeno, com indicação de possíveis gerações de cimentos.

4. Descrição de tipos de contato intergranular e de feições de quebra ou deformação de grãos, e avaliação de seu significado enquanto indícios de compactação química e mecânica, respectivamente.

5. Descrição do tipo de porosidade secundária segundo a classificação de Choquette & Pray (1971).

6. Avaliação da maturidade mineralógica do arenito, segundo classificação de Folk (1968).

7. Avaliação da maturidade textural do arenito, segundo o critério triplo escalonado de Folk (1968).

8. Classificação petrográfica da rocha segundo Dott (1964).

As amostras de concreções calcárias foram analisadas ao microscópio de luz polarizada segundo os seguintes procedimentos: descrição de componentes deposicionais (arcabouço e matriz); descrição de componentes diagenéticos (cimento e porosidade secundária); e interpretação de processos eo e pedodiagenéticos. A finalidade deste estudo foi verificar a existência de texturas indicativas de calcretes e identificar sua origem: pedogênica ou freática. Nas amostras de bioconstruções lagunares, foram descritos os componentes deposicionais, com identificação dos organismos presentes, quantificadas as impurezas terrígenas e caracterizados aspectos texturais e feições diagenéticas.

3.4.7.2. *Quantificação de minerais pesados*

A assembleia de minerais pesados não magnéticos de cada amostra foi quantificada, em valores percentuais, ao microscópio petrográfico (aumento de 400 a 500 vezes). Para a quantificação por contagem, incluindo grãos opacos, criptocristalinos semi-opacos (e.g. leucoxênio, limonita) e micáceos, utilizou-se o “método de faixa” (*“ribbon method”* de Galehouse 1971) até a totalização de, no mínimo, 100 grãos. Em seguida, prosseguiu-se a contagem exclusiva de minerais transparentes não micáceos até totalizar 200 grãos deste tipo.

Os minerais alterados, cujas características ópticas não se apresentaram suficientemente preservadas, foram quantificados como alterita, conforme definição de Van Andel (1958).

Pares de minerais pesados escolhidos para testar a influência dos principais fatores controladores da assembleia, conforme o método de Morton & Hallsworth (1994), foram submetidos à contagem dedicada (200 grãos).

3.4.8. Datação por luminescência opticamente estimulada

3.4.8.1. *Princípios do método e equipamentos*

A luminescência é a luz emitida por materiais cristalinos ou vítreos, previamente expostos a radiação ionizante, quando submetidos a um agente excitante. Esse agente pode ser o calor (que induz a emissão de termoluminescência ou TL) ou a luz (que induz luminescência opticamente estimulada ou LOE). Os sedimentos, quando transportados, sofrem fotoesvaziamento pela luz solar, sobrando somente o nível de TL ou LOE residual. Quando soterrado, o sedimento fica protegido da exposição ao sol e a radiação ionizante ambiental começa a acumular-se em vazios de bandas de valência, associados a defeitos cristalinos (Murray & Wintle 2000). Desta maneira, a determinação de idade de sedimentação via luminescência requer a estimativa de duas quantidades, a dose equivalente de radiação acumulada desde o soterramento, em Grays (1Gy = 1 J/kg), e a taxa anual de dose de radiação natural, em Gy/ano (Equação 1).

$\text{Idade (anos)} = \frac{\text{Dose equivalente (Gy)}}{\text{Dose anual (Gy/anos)}}$	Eq. (1)
--	---------

A dose acumulada pode ser medida pela estimulação, com luz de um determinado comprimento de onda, de um mineral específico da amostra (usualmente quartzo ou feldspato) e pelo monitoramento da luminescência (LOE) resultante. A dose de radiação natural é determinada pela comparação entre o sinal da luminescência natural e o sinal obtido por uma exposição controlada no laboratório. A taxa de radiação natural é resultado da soma da radiação ionizante originada principalmente pelo decaimento radioativo dos elementos ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U , ^{40}K e ^{87}Rb , e da radiação cósmica no local da amostra. Como a energia resultante de cada decaimento, bem como a meia-vida dos radionuclídeos, são bem conhecidas, a taxa de dose de radiação (em Gy/ano) pode ser determinada pela concentração dos radionuclídeos no sedimento (Murray & Wintle 2000).

A medida da dose acumulada equivalente é feita no sistema de dosimetria de radiação por luminescência Risoe, através do protocolo SAR (Quadro IV), e a da dose anual, em espectrômetro de raios gama. A fração de radiação devida ao efeito cósmico depende da posição geográfica do local de coleta da amostra e é calculada como proposto por Barbouti & Rastin (1983) e Precott & Stephan (1982).

Quadro V: Procedimento estabelecido no protocolo SAR, proposto por Murray & Wintle (2000), usado para determinar a dose equivalente (adaptado de Tanaka 2010)

Passo	Descrição
1	Aplicar Dose (D_n)
2	Pré-aquecer a temperatura de 200°C por 10s para eliminar sinais instáveis e homogeneizar sensibilidade
3	Estimular com LEDs azuis por 100s a 125°C e medir sinal L_n de LOE, para prevenir reaprisionamento de cargas nas armadilhas correspondentes ao pico TL em 110°C
4	Aplicar dose teste (D_t), 10-20% de dose esperada, para corrigir mudanças de sensibilidade ocorridas devido aos procedimentos de medida
5	Pré-aquecer a 160°C para esvaziar armadilhas correspondentes ao pico TL em 110°C
6	Estimular com LEDs azuis por 100s a 125°C e medir sinal L_n de LOE, para prevenir reaprisionamento de cargas nas armadilhas correspondentes ao pico TL em 110°C
7	Estimular com LEDs azuis por 100s a 280°C, para eliminar transferência térmica e melhorar recuperação
8	Retornar ao passo 1, para aplicar dose $D_{(n+1)}$
D_n : dose enésima; L_n : luminescência enésima. Ciclo 1: $D_1=0$. Ciclo 2 – 5: dose-resposta com regeneração de doses D_2, D_3, D_4, D_5 . Ciclo 6-7: repetir doses com $D_3 < D_6 < D_4$ e $D_7 = D_2$. Ciclo 8: $D_8=0$. Ciclo 9: dose $D_9 = D_6$ com adicional estímulo IR a 60°C por 100s entre passo 1 e 2.	

O sistema de datação LOE usado pertence ao Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal) do Instituto de Geociências da USP (IGc- USP), recém-implementado através de projeto multusuários FAPESP. É constituído por: detector de germânio para espectrometria-gama de baixa contagem (Canberra, modelo *777 Ultra Low-Background Shield HPGe Detector*), blindado com chumbo; medidor automatizado de luminescência (Risoe DTU *National Laboratory for Sustainable Energy*), com irradiação por fonte β ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$), munido de carrossel para alojamento simultâneo de até 48 alíquotas; acessório para medidas LOE em grãos individuais via laser verde; e capela de exaustão de gases para pré-preparação de amostras (purificação de quartzo), incluindo separação de minerais em líquidos densos e ataques ácidos (HCl e HF).

3.4.8.2. Preparação de amostras para datação LOE

A separação e preparação foi realizada em sala escura, sob luz vermelha, segundo as seguintes etapas:

1. Peneiramento, para separação da fração entre 120 e 150 μm .
2. Tratamento com H_2O_2 27%, para eliminação de matéria orgânica.
3. Ataque com HCl 3,75%, para eliminação de carbonatos.
4. Ataque com HF 48-51% por 40 minutos, para eliminação do feldspato e da porção externa dos grãos de quartzo afetadas pela radiação alfa.

5. Novo tratamento com HCl, para eliminação de compostos residuais relacionados ao ataque de HF.

6. Separação de minerais leves por flutuação em solução de politungstato de sódio ($\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})\cdot\text{H}_2\text{O}$), preparada à densidade de $2,75 \text{ g/cm}^3$.

7. Separação entre quartzo e feldspato remanescente, com uso de solução de politungstato de sódio à densidade de $2,62 \text{ g/cm}^3$.

3.4.8.3. *Preparação de amostras para espectrometria gama*

As 19 amostras selecionadas para datação LOE foram submetidas à dosagem de K, Th e U no espectrômetro gama do Legal e foram preparadas nas seguintes etapas:

1. Secagem em estufa por 24 horas.
2. Pesagem em balança de precisão.
3. “Descanso” da amostra, para aquisição do equilíbrio entre ^{222}Rn e elementos de sua cadeia de decaimento, em recipiente plástico, de dimensões conhecidas, fechado por 28 dias.
4. Medição da radiação gama no espectrômetro, durante 12 horas.

3.4.9. Datação por ^{14}C

O método de datação ^{14}C por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) utiliza equipamento de espectrometria de massa acoplado a um acelerador de partículas, que possibilita assim datar amostras com miligramas de carbono.

Alíquotas com massas entre 20 e 50 mg foram utilizadas para datação por este método. Elas foram retiradas com auxílio de coletores metálicos e luvas de látex, sem manuseio direto, de modo a evitar possíveis problemas de contaminação e rejuvenescimento causado pelo carbono presente na pele. Em seguida, foram acondicionadas em papel alumínio, vedadas e embaladas em sacos plásticos previamente identificados. No Quadro VI, listam-se as amostras datadas, com informações sobre tipo de material e finalidade da análise.

Quadro VI: Identificação das amostras datadas por ^{14}C AMS, tipos de material datado e finalidades da datação.

Amostra		Tipo de material datado	Finalidade
MLA-12	Concreção carbonática	I. Concha II. Cimento	Testar o caráter de calcrete, e caso positivo, verificar a distribuição no tempo de possível(is) evento(s) de clima mais árido na região
MLA-10 proximal	Bioconstrução lagunar	I. Concha II. Tubo de poliqueta III. Cimento	Verificar a distribuição no tempo, e possível significado paleoambiental, do(s) evento(s) de bioconstrução
MLA-10 distal	Bioconstrução lagunar	I. Concha II. Tubo de poliqueta III. Cimento	Verificar a distribuição no tempo, e possível significado paleoambiental, do(s) evento(s) de bioconstrução
MLS-03	Lama de lagos assoreados de sobrelevagem	Lama	Comparar a idade da lama lacustre do leque de sobrelevagem com a do lobo do mesmo leque obtida por LOE
MLA-01	Concreção carbonática	I. Concha II. Cimento	Testar o caráter de calcrete, e caso positivo, verificar a distribuição no tempo de possível(is) evento(s) de clima mais árido na região

As amostras foram enviadas para o Laboratório de Datação por Radiocarbono de Poznań, Universidade Adam Mickiewicz, Polônia. Os resultados apresentados em idades ^{14}C convencionais encontram-se em anos antes do presente (AP), sendo presente o ano de 1950.

3.5. Forma de apresentação e tratamento dos dados

3.5.1. Informações de campo

Anotações de campo foram feitas em caderneta e posteriormente registradas e compiladas em planilha eletrônica *Microsoft® Office Excel*. O registro fotográfico foi feito com câmeras de qualidade profissional (*Canon EOS 5 Rebel*) para facilitar a ilustração e estudo das geometrias externa e interna dos depósitos sedimentares, bem como seus respectivos contextos geomorfológicos.

Para normalizar a largura da praia em relação ao zero da tábua de marés de Cabo Frio, utilizou-se a relação trigonométrica da Figura 6, da qual o valor resultante (ΔD) foi somado ou subtraído à largura medida (D), considerada como a distância entre a linha de maré zero da zona de espriamento e o pé da duna frontal incipiente.

Figura 6: Esquema utilizado para efetuar a normalização da altura (H) e da largura (D) da praia medidas em campo. ΔH corresponde à diferença de altura entre a maré zero (usada para normalizar as medidas) e a maré na hora da medida, e ΔD corresponde à diferença entre a largura normalizada e a medida.

3.5.2. Resultados laboratoriais

Os resultados de distribuição granulométrica em dados agrupados em intervalo de 0,125 phi foram convertidos em estatísticas descritivas (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose), calculadas pelo método analítico dos momentos de Pearson. Para amostras com finos pedogênicos, foram obtidas estatísticas com e sem cômputo da fração pelítica, mas apenas os resultados sem pelíticos são apresentados nesta dissertação.

As três primeiras estatísticas tiveram seu padrão combinado de variação espacial testado, em conjuntos de amostras de mesma idade e fácies deposicional, de acordo com o método de McLaren & Bowles (1985), no qual se admite a existência de dois padrões indicadores do rumo de transporte ou de retrabalhamento sedimentar: “mais fino, mais selecionado, mais negativo” (diâmetro médio maior na escala phi, menor desvio padrão e assimetria mais negativa) e “mais grosso, mais selecionado, mais positivo” (diâmetro médio menor na escala phi, menor desvio padrão e assimetria mais positiva). Assim, a observação de um desses dois padrões de variação em dado rumo espacial foi considerada evidência de transporte sedimentar nesse rumo. Os padrões de variação tiveram sua consistência estatística verificada através de testes simples, como médias, desvios e correlações lineares (com a distância ao longo do sistema de oeste para leste) que foram aplicados aos resultados granulométricos e de medidas morfométricas por sensoriamento remoto, procurando estabelecer características de cada agrupamento de amostras. Resultados das medidas estatísticas foram lançados em diagramas de dispersão, em função da distância ao longo da praia, em diagramas de caixa (*boxplots*) e em diagramas de barras. Nos diagramas de dispersão, 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 2013*. 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. Nos *boxplots*, obtidos no *Minitab 17 Statistical Software*, a caixa representa o intervalo interquartis e a linha horizontal no seu interior, a mediana. As linhas verticais (bigodes) unem os valores máximo e mínimo observados, dentro de 1,5 vez o intervalo interquartis. Os dados anômalos (*outliers*), em asterisco, representam valores observados fora dos bigodes (Figura 7)

Figura 7: Esquema de um diagrama em caixa (*boxplot*), ferramenta de estatística descritiva utilizado neste trabalho (extraído de Menezes 2009)

Para inferir o rumo de transporte sedimentar e/ou o retrabalhamento, é recomendável, porém, combinar a análise de variação granulométrica com o estudo de outros indicadores, por exemplo, mineralógicos ou morfométricos. O uso do método de McLaren & Bowles (1985) combinado com a análise de variação espacial de minerais pesados de diferentes estabilidades e equivalentes hidráulicos tem possibilitado a inferência do rumo de transporte predominante e de crescimento progradacional para areias quaternárias (Giannini *et al.* 2003, 2004, Tanaka 2007, Tanaka *et al.* 2009a, 2009b, Guedes 2009, Guedes *et al.* 2011).

O estudo de minerais pesados foi feito, portanto, em vista da identificação do padrão de dispersão e/ou transporte de sedimentos, com base na distância à fonte e na

seleção hidráulica. Mas visou também a algumas das várias outras aplicações potenciais destacadas por Mange & Maurer (1992) e Morton & Hallsworth (1999), com destaque para: 1) determinação da proveniência (rochas e áreas fontes); 2) indicação da ação de regimes hidráulicos particulares e respectivos processos de concentração, vinculados a diferentes fácies deposicionais; e 3) correlação entre gerações de dunas ou barreiras costeiras com base na inferência de contrastes de processos diagenéticos (e.g. grau de dissolução), correlacionáveis com suas idades.

Desse modo, os fatores controladores da distribuição de minerais pesados cuja influência se procurou inferir foram: proveniência, seleção hidráulica por forma e densidade, processo (fácies) deposicional e dissolução pós-deposicional. Para amostras de mesma fácies, testou-se a influência de cada um dos fatores, mantendo-se constantes os outros dois, através de índices de pares de minerais pesados ABi, nos moldes dos propostos por Morton & Hallsworth (1994). O cálculo do índice é feito conforme a equação 2, onde A e B são as concentrações de contagem de dois minerais pesados de comportamento similar quanto a dois dos três fatores controladores, mas contrastantes quanto ao terceiro.

$$ABi = \frac{A}{(A+B)} \times 100 \quad \text{Eq. (2)}$$

Após a contagem dedicada ao cálculo de índices ABi, os valores, convertidos em porcentagem (%), foram comparados em diagramas de dispersão, de caixa e de barras. Neste estudo, testou-se o uso de vários pares de minerais, obtendo-se bons resultados com três deles: zircão/turmalina (ZTi), minerais de mesma estabilidade, mas equivalentes hidráulicos muito diferentes que, então, indicariam controle hidráulico; turmalina/hornblenda (THi), minerais de equivalentes hidráulicos semelhantes, porém de estabilidades químicas contrastantes (turmalina muito mais estável que hornblenda), e que seriam assim indicadores potenciais do controle por dissolução química; e turmalina/rutilo (TRi) indicador de transporte sedimentar, uma vez que se trata de minerais com suposta mesma estabilidade e fonte, mas que diferem na densidade.

Os índices mencionados e seus respectivos diagramas de variação por grupo de amostras foram obtidos por meio do *software Microsoft Office Excel 2013*. A exemplo das medidas de granulometria, a variação espacial destes índices foi estatisticamente avaliada pelo coeficiente de correlação linear (r) e respectivo nível de significância (α) obtido pelo teste t de Student.

Os resultados da datação por ^{14}C AMS foram convertidos em anos calibrados antes do presente (cal AP), utilizando-se o programa *Calib702* (disponível em calib.org),

com margem de erro de 2σ (sigma). Os resultados da datação devem ser calibrados, para a correção de erros embutidos nas premissas do próprio método ^{14}C , conforme segue:

- Premissa 1: a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{14}\text{C}$) é constante no tempo. Na verdade, este delta não é exatamente uma constante, o que torna necessário realizar correção por uma curva gerada pela medida da variação desta relação ao longo do tempo, em um mesmo organismo (anéis de árvores e organismos marinhos, como corais);
- Premissa 2: a relação isotópica do organismo é a mesma da atmosfera do seu tempo de vida. Esta premissa é válida para os vegetais, mas não para as carapaças de organismos marinhos, estuarinos e lagunares. As águas superficiais (zona fótica) têm menos ^{14}C que a atmosfera e, portanto, fornecem idades maiores. Este efeito recebe o nome de efeito – reservatório, cujo valor quantificado é conhecido como R, o qual se baseia na concentração média mundial do ^{14}C das águas marinhas superficiais. O efeito reservatório está ligado a dois fatores: atraso das águas do mar em dissolver CO_2 , e diluição pelas águas frias e profundas, muito pobres em CO_2 da atmosfera, via ressurgência.

4. Síntese bibliográfica

Este capítulo subdivide-se em dois itens. O primeiro é destinado à breve contextualização e caracterização dos aspectos geológico-geomorfológicos (4.1.1 a 4.1.4), climático-oceanográficos (4.1.5 a 4.1.7) e fitoecológicos (4.1.8) da área de estudo. O segundo item trata da terminologia e da classificação das feições deposicionais costeiras proeminentes da área de estudo, abordadas na dissertação: praia (4.2.1), dunas frontais (4.2.2), leques de sobrelavagem (4.2.3) e depósitos eólicos em geral (4.3).

4.1. Área de estudo

4.1.1. Contexto tectono-estrutural e litologia do embasamento

O embasamento cristalino da Região Sudeste brasileira faz parte de cinturão orogênico que se estende paralelamente ao litoral, denominado Faixa Ribeira (Almeida 1977). Esta faixa resulta da colisão dos paleocontinentes (crátons) São Francisco - Congo com a parte ocidental do Cráton de Angola. Desenvolveu-se em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana desde o Neoproterozóico – Cambriano até o Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.* 2008).

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira (terrenos Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio) são limitados por importantes descontinuidades estruturais (Schmitt *et al.* 2004). O Terreno Cabo Frio, segundo Heilbron *et al.* (1982), constitui-se de ortognaisses paleoproterozoicos com intrusões de anfibolitos e uma sucessão metassedimentar de alto grau, composta por paragneisses pelíticas e lentes de anfibolito e calcissilicáticas.

Durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, formaram-se os corpos intrusivos alcalinos, pertencentes ao Alinhamento Magmático de Cabo Frio, de composições alcalinas sódicas variadas – sienitos a fonolitos (a, 1991). Dentre os principais plútons alcalinos deste alinhamento, destacam-se os de Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Cananeia, Ponte Nova, Itatiaia, Passa Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Itaúnas, Tanguá – Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio e Morro de São João (Schmitt *et al.* 2004). Os corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Magmático de Cabo Frio apresentam, em geral, idades mais novas rumo à costa, o que sugere o traçado de um *hot spot* mantélico sob a placa sulamericana (Herz 1977, Sadowski & Dias Neto 1981, Thomaz Filho & Rodrigues 1999).

4.1.2. Fisiografia da costa e plataforma

De acordo com Giannini (2007), a costa brasileira, principalmente na Região Sul-Sudeste, alterna setores retilíneos e contínuos, adjacentes a planícies litorâneas de mais de uma dezena de quilômetros de largura, com setores irregulares, junto a planícies mais estreitas, interrompidos por promontórios do embasamento. Por meio da análise integrada de elementos magmáticos e estruturais da hinterlândia e bacias marginais, o mesmo autor reconheceu seis setores principais de sul para norte. O trecho entre Angra dos Reis e Cabo Frio é o quarto setor e coincide com o Alto de Cabo Frio, limite entre as Bacias de Santos e Campos. Distingue-se do setor vizinho a sul pela presença intensificada de praias de bolso, pelo estreitamento gradual da plataforma continental e pela maior manifestação de elementos estruturais de direção E-W. A norte de Cabo Frio, já em zona adjacente à Bacia de Campos, a costa readquire orientação preferencial NE a NNE e as praias de bolso deixam de ser dominantes. Os principais elementos tectono-estruturais e magmáticos do setor Angra dos Reis – Cabo Frio, no continente, são as bacias de Taubaté, Resende e São Paulo e as intrusões alcalinas, e no oceano, a Zona de Cisalhamento do Rio de Janeiro (Macedo *et al.* 1991), que representa continuidade com o Alinhamento de Cabo Frio (Giannini 2007). Em termos de feições deposicionais

costeiras, destacam-se, neste setor, baías e enseadas, a oeste, e praias extensas associadas a flechas arenosas e lagunas, no trecho de orientação E-W a leste.

Entre Saquarema e Cabo Frio, a plataforma continental interna apresenta-se monótona, raramente interrompida por afloramentos do embasamento cristalino ou de "rochas de praia" (*beach-rocks*), sem grandes inflexões nas curvas batimétricas. Neste trecho do litoral brasileiro, há pouco aporte terrígeno significativo devido à barragem das desembocaduras fluviais por barreiras e lagunas, sendo a plataforma interna constituída principalmente por sedimentos reliquiais, oriundos da erosão e retrabalhamento de aluviões quaternários de estágios de nível do mar mais baixo e de depósitos da Formação Barreiras (Muehe 1989), de idade miocênica (Dominguez *et al.* 2009).

4.1.3. Variação do NRM no Quaternário

Ao menos duas fases de subida no NRM relacionadas às mudanças eustáticas globais quaternárias foram registradas em curvas de variação do NRM inferidas na costa brasileira (Giannini *et al.* 2007). A fase mais antiga é relacionada ao Penúltimo Interglacial e teria atingido 8 ± 2 m acima do NRM atual há aproximadamente 120 ka anos AP (Martin *et al.* 1988a). Durante o último máximo glacial, em torno de 20 ka anos AP, o NRM estava aproximadamente 130 m abaixo no nível atual (Corrêa 1996).

As principais evidências sugerem que a subida do NRM no Holoceno ao longo da costa do Rio de Janeiro atingiu o nível atual pela primeira vez no máximo há 7550 anos ^{14}C cal AP, conforme idades obtidas em madeira ou conchas, e no mínimo, há 6500 anos AP ^{14}C cal, com base em idades de vermetídeos (Dias & Kjerfve 2009). A partir de então, o NRM começou a subir até o máximo holocênico de 3 a 4 m, alcançado entre 5000 e 5800 anos ^{14}C cal AP, seguido de queda suave até o nível atual (Angulo *et al.* 2006) (Figura 8). Reconstruções a partir de restos de vermetídeos e balanídeos da costa do Rio de Janeiro indicam que o mar, nesta região, estava descendo desde pelo menos 4400 anos ^{14}C cal AP (Angulo *et al.* 2015) (Figura 9).

Figura 8: Curva de variação do NRM a partir de vermetídeos coetados ao longo da costa brasileira, com sua margem de erro. Para a construção da curva foram considerados somente os dados da literatura avaliados pelos autores como consistentes metodologicamente, inclusive os discrepantes (*ouliers*) do ponto de vista estatístico. Extraído de Angulo *et al.* (2006).

Figura 9: Envelope da curva de variação do NRM a partir de vermetídeos coletados na costa do Rio de Janeiro, admitido o máximo de $3,5 \pm 1,0$ em 5700 cal anos AP inferido por Angulo *et al.* (2006). Extraído de Angulo *et al.* (2015).

4.1.4. Barreiras arenosas costeiras e depósitos eólicos e lagunares associados

Segundo Dias & Kjerfve (2009), a costa do Rio de Janeiro pode ser classificada em diferentes unidades geomorfológicas, sendo que a barreira arenosa de Maçambaba se encontra no compartimento “baixa planície sedimentar fluminense”, caracterizado por diversas lagunas costeiras alimentadas por padrão de drenagem E-W, sem descarga direta de água ou sedimentos fluviais no oceano. Esses autores interpretam a barreira arenosa de Maçambaba como um sistema de barreiras duplo paralelo à costa, evidência

de duas fases transgressivas. A barreira interna é pleistocênica, formada segundo eles durante a transgressão marinha associada ao nível do mar alto de 123.000 anos atrás, e é separada da externa (holocênica) por um sistema de paleolagunas (incluindo Lagoa Vermelha e Brejo do Espinho).

Na concepção de Martin *et al.* (1997), a barreira arenosa de Maçambaba é constituída, grosso modo, pelos seguintes sistemas: 1) areias marinhas litorâneas holocênicas bem selecionadas, na porção mais externa; 2) sedimentos lamosos lagunares ou de fundos de baía indiferenciados, também holocênicos, frequentemente recobertos por turfa, na depressão entre as barreiras pleistocênica e holocênica; 3) dunas parabólicas holocênicas, tanto ativas como inativas, voltadas para SW; 4) esporões alongados segundo NW que avançam para a laguna de Araruama; e 5) depósitos de areias marinhas litorâneas bem selecionadas de idade pleistocênica, na forma de cordões alongados, de modo descontínuo, ao longo da extensão E-W da porção mais interna da barreira (Figura 10).

Figura 10: Fragmento do “Mapa Geológico do Quaternário Costeiro da Metade Norte do Estado do Rio de Janeiro” de Martin *et al.* (1997). Coordenadas e legenda adaptadas do original.

O sistema lagunar de Araruama separa a barreira arenosa de Maçambaba da área de domínio das rochas cristalinos pré-cambrianas. É uma laguna hipersalina (salinidade média de 60‰ segundo Accetta 1986), com área de 200 km² e profundidade média de 3 m. Sua desembocadura é no extremo leste, no canal de Itajuru (Lessa 1991).

Quatro testemunhos rasos, de até 4 m de profundidade, foram obtidos por Turcq *et al.* (1999) no domínio lagunar da região (Figuras 11 a 14), sendo dois na laguna externa, entre as barreiras pleistocênica e holocênica (lagoas Brejo do Espinho e Vermelha), e

dois na interna, entre as rochas cristalinas e a barreira pleistocênica (Lagoa de Araruama). Nas colunas sedimentares do Brejo do Espinho e de Araruama, a aproximadamente 3 m de profundidade, encontram-se depósitos atribuídos à barreira pleistocênica. Em parte delas (Figuras 12 e 13), a presença de raízes no topo destes depósitos pode ser atribuída à exposição subaérea ocorrida entre as máximas inundações marinho-lagunares do Pleistoceno e do Holoceno. As idades máximas obtidas na base dos depósitos lagunares holocênicos variam de cerca de 7400 anos cal AP, no Brejo do Espinho (Figura 11), a 6400 anos cal AP, na Lagoa de Araruama (Figura 14), o que permite sugerir que as duas lagunas, a interna e a externa, se instalaram, de modo aproximadamente simultâneo.

Figura 11: Coluna sedimentar esquemática do testemunho LBE, obtido no Brejo do Espinho (sistema lagunar interbarreiras ou externo). Modificado de Turcq *et al.* (1999).

Figura 12: Coluna sedimentar esquemática do testemunho LV4, obtido na Lagoa Vermelha (sistema lagunar interbarreiras ou externo). Modificado de Turcq *et al.* (1999).

Figura 13: Coluna sedimentar esquemática do testemunho B-2, obtido na porção oeste da Lagoa de Araruama (sistema lagunar interno). Modificado de Turcq *et al.* (1999).

Figura 14: Coluna sedimentar esquemática do testemunho B-3, obtido na porção oeste da Lagoa de Araruama (sistema lagunar interno). Modificado de Turcq *et al.* (1999).

A maior parte dos depósitos eólicos na região está atualmente fixada pela vegetação e completamente inativa, com exceção da porção leste da praia de Maçambaba, onde há migração de *blowouts* para NE. Martin *et al.* (1997) sugerem que as dunas estabilizadas são holocênicas, haja visto que avançaram, antes de serem fixadas pela vegetação, a partir da margem do sistema lagunar interno (Lagoa de Araruama), por sua vez inundado na transgressão do Holoceno médio. Alertam para a possibilidade de estas dunas terem apresentado atividade descontínua em função das flutuações do microclima da região de Cabo Frio, as quais, por sua vez, dependem segundo eles das variações na intensidade da ressurgência local.

4.1.5. Ressurgência

A ressurgência costeira é um fenômeno resultante da movimentação vertical das massas de água no mar, através da qual a água mais profunda, fria e rica em nutrientes é trazida à superfície ou logo abaixo da superfície, próximo à costa. Ao longo da costa leste dos continentes do Hemisfério Sul, essa movimentação vertical ocorre normalmente quando os ventos têm componente apreciável rumo sul. O efeito friccional do escoamento

do ar sobre a água, combinado com a rotação da Terra, é responsável por um fluxo de massa superficial de água (até cerca de 50m de profundidade) para fora da costa e, para que as massas sejam conservadas, águas oriundas das camadas inferiores (50 a 250 m de profundidade) afloram (Tanaka 1981).

Com base na análise diária de dados de temperatura da água superficial do mar e de vento, em estações costeiras do Brasil no ano de 1978, Almeida & Tanaka (1981) observaram em Cabo Frio (Estação da Companhia Nacional de Álcalis), a principal área de ressurgência do país.

A ressurgência em Cabo Frio é tipicamente induzida pelos ventos de NE, mais intensos e frequentes durante o verão (Castelão & Barth 2006), em associação ao efeito de Coriolis. Os ventos vindos da costa empurram a Água Tropical (AT) para longe da costa gerando uma área de baixa pressão e, por isso, auxiliam na subida da Água Central do Atlântico sul (ACAS). Os desvios das correntes causados pelo efeito de Coriolis são diretos apenas na lâmina de água superficial, a qual desvia cerca de 45° do sentido do vento no Hemisfério Sul. Por fricção, as lâminas subsuperficiais adjacentes movimentam-se mais lentamente e sofrem desvios menores. Estes desvios geram zonas de baixa pressão, as quais induzem a subida das águas de fundo (Lessa 2009). Apesar de menos expressiva que os eventos observados no Peru, Benguela e Califórnia, a ressurgência costeira de Cabo Frio é favorecida por peculiaridades regionais, tais como a mudança drástica da linha de costa (de SSW-NNE para W-E), com formação de meandros e vórtices na Corrente do Brasil, e a aproximação da isóbata de 100 m (Lessa 2009).

4.1.6. Clima

O clima em Cabo Frio e parte da Região dos Lagos, no Rio de Janeiro, é predominantemente semiárido, com balanço precipitação/evaporação negativo (Barbière 1984). A pluviosidade (Figuras 15 e 16), que é de 1400 mm/ano em Maricá, situada menos de 100 km a oeste de Cabo Frio, não passa de 800 mm/ano em Arraial do Cabo (Martin *et al.* 1997). Segundo Lessa (2009), a condição de semi-aridez desta área é manifestada pela presença de dunas, lagoas hiper-salinas e vegetação típica de caatinga, a qual se espalha pelas barreiras arenosas e maciços costeiros.

O clima semiárido é atribuído à ausência da serra do Mar por Barbière (1975) e ao fenômeno da ressurgência costeira (item 4.1.5) por Valentin (1984). Outros fatores, além destes, que também atuam fortemente no clima da região e/ou na sua variabilidade são: o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho 2004); o Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul (ASMAS); o Anticiclone Marítimo Polar (AMP), onde ocorre a formação das frentes frias

(Valentin 2001); e o fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS) (Paes & Moraes 2007). O SMAS fornece umidade vinda da porção sul-amazônica da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para a ZCAS, em trajetória de NW para SE. Já o ASMAS, em deslocamento para sul, e o AMP, em movimento para norte, se alternam na porção mais oriental desta região, com influência nos ventos de NE e SW, respectivamente.

Na porção da costa sul-sudeste brasileira cortada pela ZCAS, a precipitação é, em geral, elevada devido à umidade vinda da ZCIT, tipicamente no verão, via SMAS. Assim, se durante o inverno e início da primavera, incursões de médias latitudes de ar frio e seco ligadas ao avanço rumo norte do AMP, resultam em tempestades que trazem alguma umidade do oceano Atlântico para o continente, no verão e início do outono, a intensa convergência no interior da Amazônia, associada ao SMAS, aumenta a precipitação (Cruz *et al.* 2005). A influência desse mecanismo na região de Cabo Frio e Arraial do Cabo se faz perceber, apesar da baixa precipitação que a caracteriza, pela concentração das chuvas no verão (Figuras 15 e 16).

Os deslocamentos do ASMAS e do AMP são importantes para explicar o regime de ventos na região. Durante o verão austral (setembro a março), o ASMAS intensifica-se, o que favorece os ventos de NE vindos da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), geralmente sob condições de tempo bom. Estes ventos são os responsáveis pela atividade dos campos de dunas livres de Cabo Frio e pelas feições eólicas que partem das margens da laguna de Araruama. Já no inverno austral (abril a agosto), o avanço do AMP para norte favorece a passagem de frentes frias vindas do sul; assim, os ventos predominantes passam a ser de SW (Ferraz 2003, Silva 2004), geralmente sob condições de mau tempo. O mesmo ocorre nos eventos de frente fria, mais raros e mais fracos, das demais estações do ano. Embora esta alternância entre ASMAS e AMP ocorra em outras porções da costa sul e sudeste brasileira, na região de Cabo Frio a associação do ASMAS e dos ventos de NE com tempo seco é acentuada devido ao efeito favorável destes ventos sobre a ressurgência e, portanto, sobre a queda de umidade na costa (Ferraz 2003, Silva 2004).

Figura 15: Valores médios, para o período de 1931 a 1960, da precipitação mensal acumulada, medida na estação meteorológica de Cabo Frio, RJ. Modificado de Barbière (1975). Dados cedidos pelo Departamento Nacional de Meteorologia (DNM). O contraste de precipitação entre verão e inverno é menos acentuado que em outras regiões costeiras atravessadas pela ZCAS, provavelmente por efeito da queda local da umidade provocada pela ressurgência (ventos de NE), no verão.

Figura 16: Valores médios, para o período de 2007 a 2012, da precipitação mensal acumulada, medida na estação meteorológica de Arraial do Cabo, RJ. Dados cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet). O contraste de precipitação entre verão e inverno é menos acentuado que em outras regiões costeiras atravessadas pela ZCAS, provavelmente por efeito da queda local da umidade provocada pela ressurgência (ventos de NE), no verão.

4.1.7. Marés e ondas

A região possui regime de micromaré mista semidiurna, com amplitude média de 1,05 m. Dados indiretos de ondas referentes aos anos de 1997 a 2010 para a plataforma

do Rio de Janeiro (coordenadas 23°S e 41,25W, isóbata de 50 m), inferidos por Lourenço (2012) a partir dos resultados do modelo *Wavematch III - NWW3*, indicam a chegada de ondas provenientes de SSW, S e NE.

Segundo esses dados, a primavera e o verão possuem regimes de ondas semelhantes entre si, com predomínio dos quadrantes de origem NE e S, alturas de 1,0 a 2,5 m e períodos de 5 a 12 s. No outono e no inverno, as ondas são predominantemente de S, com alturas de 1,0 a 3,0 m e períodos de 10 a 12 s. A média da força de onda nesses 14 anos foi de 37,9 kW/m, com aumento de aproximadamente 4 kW/m nos últimos cinco anos da série. As maiores forças de onda correspondem aos meses de outono e inverno (Dias 2012).

A praia de mar aberto da barreira arenosa de Maçambaba é sujeita a ondas de alta energia (altura de quebra predominantemente maior que 1m); segundo Fernandez & Muehe (2006), durante o outono e o inverno, ventos fortes e ondas de tempestade provenientes de SW a SSW transportam sedimentos da zona submersa para a zona de espraçamento e para as dunas frontais; durante todo o ano, ventos de NE removem areias das dunas frontais em direção ao mar. Estes autores observaram uma diminuição de 30% no volume de sedimentos nas dunas frontais da praia de Maçambaba, entre 1996 e 2002, com três mudanças topográficas relacionadas: redução da altura das dunas, ampliação das depressões de sobrelavagem e recuo de aproximadamente 10 m da escarpa das dunas. Lourenço (2012) considerou como ondas de tempestade as 15% mais altas ondas do espectro medido em cada estação, o que, no Rio de Janeiro, correspondeu às com altura superior a 2,51 m. A altura e período médios das ondas de tempestade nesse estado foram de 3,0 m e 10,5 s, respectivamente (Figura 17), com azimuth de origem, tanto modal (42%) quanto médio (200°), de SSW.

Figura 17: Histogramas azimutais das médias de altura (esquerda) e período (direita) de ondas de tempestade (altura acima de 2,5m) para o Estado do Rio de Janeiro, entre os anos de 1997 a 2010. Extraído de Lourenço (2012).

4.1.8. Vegetação

A vegetação da barreira de Maçambaba é muito influenciada pela topografia, distância do mar e grau de interferência antrópica. Dos 3277 ha de vegetação remanescente na restinga de Maçambaba, estimados por Rocha *et al.* (2007) através de imagens de satélite, cerca de 2833 ha (86%) ainda estão livres de quaisquer perturbações segundo os mesmos autores. Almeida & Araújo (1997) e Araújo *et al.* (2009) identificaram dez formações vegetais para a área da restinga, que foram aqui correlacionadas a unidades geomorfológicas da barreira (Quadro VII).

Quadro VII: Formações vegetais da barreira de Maçambaba e suas principais espécies, modificadas de Almeida & Araújo (1997) e Araújo *et al.* (2009), e sua correlação com as unidades geomorfológicas da barreira reconhecidas nesta dissertação.

Formação vegetal	Descrição e/ou ocorrência	Principais espécies vegetais	Unidade geomorfológica
Psamófila reptante	Esparsa (42% do substrato são desprovidos de cobertura vegetal e 26% cobertos por detritos), situada onde a movimentação de areia é frequente, pela ação seja das marés de tempestade seja dos ventos	<i>Panicum racemosum</i> , <i>Remirea maritima</i> , <i>Ipomea pes-caprae</i> , <i>Ipomea litoralis</i> , <i>Blutaparon portulacoides</i> , <i>Oxypetalum</i> sp., <i>Ipomea imperati</i> , <i>Sporobolus virginicus</i> , <i>Canavalia rosea</i> e <i>Althernanthera maritima</i>	Duna frontal incipiente (DFI) e duna frontal estabelecida (DFE)
Arbustiva fechada pós-praia	Fechada, com até 3 m de altura, constituída de arbustos muito ramificados, com espinhos pontiagudos, que formam barreira impenetrável	<i>Jacquina armillaris</i> , <i>Schinus terebinthifolius</i> , <i>Bromelia antiacantha</i> , <i>Sideroxylon obtusifolium</i> , <i>Eugenia uniflora</i> , <i>Scutia arenicola</i> , <i>Cordia obtusa</i> e <i>Zollernia glabra</i>	Restinga
Arbustiva aberta não inundável	Esparsa (área coberta de 61%), totalmente dominada pela palmeira <i>Allagoptera arenaria</i>	<i>Allagoptera arenaria</i> , <i>Nerogelia cruenta</i> , <i>Diodella radula</i> e <i>Paspalum arenarium</i>	Leque de sobrelevagem
Herbácea aberta inundável	Composição florística variável de acordo com o nível e disponibilidade de água no solo: vegetação aquática, onde há água permanente, ou domínio de gramíneas e ciperáceas, nos lugares mais secos.	<i>Nymphaea</i> sp., <i>Nymphoides indica</i> , <i>Typha domingensis</i> , <i>Cladium jamaicense</i> , <i>Rhynchospora holoschoenoides</i> e <i>Bledchnum serrulatum</i>	Paleolaguna mais seca (<i>Cladium</i>) e brejo (<i>Typha</i>)
Arbustiva aberta não inundável	Moitas de diversos tamanhos, com até 5 m de altura e, entre elas, cobertura esparsa de espécies herbáceas ou subarbustivas	<i>Panicum trinii</i> , <i>Couepia ovalifolia</i> , <i>Maytenus obtusifolia</i> , <i>Myrsine parvifoliae</i> e <i>Erythroxylum ovalifolium</i>	Paleoduna
Arbustiva aberta inundável	Manchas de formato irregular de moitas intercaladas com vegetação mais baixa, restritas a áreas onde o lençol freático está relativamente próximo à superfície	<i>Humiria balsamifera</i> , <i>Pera glabrata</i> , <i>Ocotea pulchella</i> , <i>Ilex paraguariensis</i> , <i>Marcetia taxifolia</i> , <i>Bonnetia stricta</i> e <i>Lagenocarpus rigidus</i>	Interdunas na porção oriental da barreira
Formação florestal não inundável	Espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas sobre solos bem drenados do cordão interno da barreira	<i>Algernonia obovata</i> , <i>Pavonia alnifolia</i> , <i>Sorocea hilarii</i> , <i>Quararibea turbinata</i> , <i>Nidularium rosulatum</i> , <i>Billbergia amoena</i> , <i>Bromeliaceae</i> , <i>Orchidaceae</i> , <i>Cactaceae</i> , <i>Smilax hilariana</i> e <i>Chondrodendrum platiphyllum</i>	Terraço marinho pleistocênico

Florestal inundada	Pequena mancha arbórea remanescente, inundada durante 10 meses do ano, nas margens da lagoa de Jacarepiá	<i>Tabebuia cassinoides</i> , <i>Ficus organensi</i> e, <i>Acrostichum danaefolium</i>	Vale inciso afogado
Florestal inundável	Manchas escassas de vegetação arbórea e herbácea, com substrato encharcado na época de maior pluviosidade	<i>Ficus organensis</i> , <i>Syagrus romanzoffiana</i> , <i>Nephrolepis biserrata</i> e <i>Thelypteris dentata</i>	Depressão intercordões
Herbácea/arbustiva salina	Arbustos esparsos em meio a estrato herbáceo	<i>Conocarpus erectus</i> , <i>Salicornia gaudichaudiana</i> e <i>Sesuvium portulacastrum</i>	Pontais lagunares de Zenkovitch

4.2. Feições deposicionais costeiras

4.2.1. Morfodinâmica praial

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. Uma das definições de praia (*beach*) encontradas na literatura é a de 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 espraioamento (King 1972, Short 1999). Outros autores, porém, preferem denominar esta acumulação de costa (*shore*) e restringir o termo praia (*beach*) à sua porção situada acima do nível médio de espraioamento de baixamar, conforme compilado por Angulo (1996) (Figura 18) e como será adotado aqui.

Figura 18: Terminologia de setores costeiros que será adotada nesta dissertação. Extraído de Angulo (1996).

O termo morfodinâmica foi introduzido aos estudos costeiros por Wright & Tom (1977) e definido como “ajuste mútuo da topografia e dinâmica dos fluidos, envolvendo transporte sedimentar”. Segundo Wright *et al.* (1979) e Wright & Short (1984), a classificação do estágio morfodinâmico costeiro pode variar de dissipativo (estágio 1) a reflexivo (estágio 6), com quatro estágios intermediários. Nas praias do estágio 1, a energia de quebra de onda dissipa-se gradativamente, através de uma zona de *surf* larga (uma centena de metros de extensão ou mais); são tipicamente planas, com baixo mergulho (geralmente menor que 5°), de areias finas e sem berma. Em praias reflexivas, grande parte da energia de arrebatção retorna no *backwash* (refluxo ou ressaca). Elas

são geralmente íngremes (mergulhos entre cerca de 5 e 15°), com areias grossas, sem zona de *surf* e com bermas bem desenvolvidas.

O estágio morfodinâmico costeiro é determinado pela troca de sedimentos entre antepraia e face litorânea, através da zona de arrebentação e, conseqüentemente, pela localização relativa do estoque sedimentar principal. Em praias dissipativas, este estoque encontra-se nas barras de arrebentação, que se encontram distantes da área emersa. Do estágio 1 a 5, estas barras ficam cada vez mais próximas do continente, até deixarem de existir no estágio 6, onde o estoque de sedimento passa a concentrar-se na própria área emersa. O estágio morfodinâmico depende da interação entre vários fatores: herança fisiográfica (paleorrelevo sobre o qual a praia se formou e relevo da plataforma adjacente), regime de ondas, granulometria e volume e distribuição do aporte sedimentar. Com o aumento da energia de onda, há favorecimento da dissipatividade, já que a interação com o fundo sedimentar ocorre a maiores distâncias da costa. Aumento de granulometria e do aporte sedimentar na zona intermarés mais frequentemente emersa favorecem maior declividade no perfil praial, criando estágios mais refletivos (Wright *et al.* 1979).

4.2.2. Sistema praia – duna frontal

As dunas frontais são componentes essenciais do balanço sedimentar costeiro, uma vez que servem de estoque de areia em momentos de erosão acentuada da faixa litorânea, principalmente por ondas de tempestade.

Elas podem ser definidas como feições paralelas à costa, formadas sobre o pós-praia, ou, no caso específico de praias dissipativas, sobre a antepraia superior, por deposição eólica em meio à vegetação (Giannini *et al.* 2005). Podem ser classificadas em incipientes ou estabelecidas (Hesp 1988, 2002). Dunas frontais incipientes são depósitos ainda em desenvolvimento, com comunidades vegetais pioneiras. Segundo Hesp (1988), dunas frontais começam como incipientes e evoluem para estabelecidas, com aumento da altura, da complexidade morfológica e da diversidade vegetal. Giannini (2007) define como incipientes as dunas em que a deposição eólica predomina sobre processos de deflação e colonização vegetal. Esta é feita, portanto, por uma flora altamente especializada, 95% da qual é constituída, segundo o autor, por no máximo três espécies. Já as dunas estabelecidas apresentariam menores taxas de deposição eólica quando comparadas às incipientes (saldo sedimentar nulo), podendo ser intensamente remodeladas por processos erosivos. A morfologia das dunas frontais é controlada, na escala de detalhe, pela interação dos ventos com a vegetação presente, e, na escala de feição como todo, pela relação entre taxa de progradação subaquosa e taxa de aporte

eólico (Giannini 2007). Relacionada a esta segunda escala, a forma da duna frontal incipiente pode ser dividida em três tipos principais: cordão, rampa e terraço (Hesp 2002).

A formação de dunas frontais em rampa, ancoradas em dunas mais antigas ou falésias esculpidas nestas dunas, está associada a momentos de erosão, contexto no qual representa o início da reconstrução do depósito. O prosseguimento desta reconstrução pode levar a rampa a ultrapassar a altura da crista da falésia, quando então se transforma em cordão assimétrico. A formação de cordões é favorecida portanto por pulsos na razão entre as taxas de progradação e aporte eólico. Estes cordões alargam-se com a permanência desta relação, até assumirem a morfologia de terraço na constância máxima da razão entre estas duas taxas (Giannini 2007).

A partir do final da década de 1980, surgiu o interesse de estudar os sistemas praia-duna de forma integrada e, principalmente, as interações entre os dois (e.g. Hesp 1982, 1988, 1999, Short & Hesp 1982, Short 1988). A troca de sedimentos entre a praia e a duna frontal é controlada por mecanismos de retroalimentação (Chapman 1989) e varia de acordo com: energia e direção do vento e das ondas, amplitude de maré, aporte sedimentar e estágio morfodinâmico costeiro (Giannini & Santos 1994, Hesp 1999). Segundo Short (1988), as ondas exercem controle no suprimento sedimentar e na estabilidade das dunas frontais; desse modo, maiores energias de onda aumentam as dunas frontais de tamanho e diminuem sua estabilidade, convertendo-as em parabólicas e campos de dunas

Psuty (1988) propõe um modelo em que os sistemas praia - duna frontal são controlados pelo balanço sedimentar. Neste modelo, a formação de dunas frontais é favorecida quando o balanço sedimentar da praia é levemente negativo e há tendência de transporte sedimentar da praia para o pós-praia. Psuty (1992) acrescenta a este modelo o efeito do transporte sedimentar longitudinal, que varia o balanço sedimentar entre a praia e a duna frontal e gera assim uma sequência de formas características ao longo da costa. Próximo à fonte de sedimentos (barlamar), as dunas frontais formariam cordões progradantes menores, devido ao balanço sedimentar favorável à praia, mas aumentariam de dimensão no rumo da deriva litorânea. Giannini & Santos (1994) e Giannini (2007) observaram efeito semelhante em praias do Brasil, incluindo a passagem e dunas frontais, a barlamar, para outros tipos de feições eólicas com maior volume de areia, a sotamar. Para Davidson-Arnott & Law (1996), a largura da praia determina a extensão da fonte de areia disponível ao vento e favorece a taxa instantânea e o volume de transporte eólico.

4.2.3. Leques de sobrelavagem

O termo sobrelavagem é utilizado para descrever o transporte de areia da praia para o continente, por ondas de tempestade que rompem ou sobrepõem as dunas frontais (Bates & Jackson 1995). Durante este processo, a areia é depositada na forma de feições extensas (centenas de metros) e delgadas (de poucos centímetros a 1 m de espessura), com padrão distributário, os leques de sobrelavagem, que, de acordo com a magnitude da tempestade e com a largura da barreira, podem transportar sedimentos para dunas mais interiores ou para lagunas e pântanos de retrobarreira (Leatherman 1979). Estes depósitos são relativamente comuns em costas com pequena amplitude de maré (0-2 m) (Hayes 1967), nas quais as desembocaduras de maré tornam-se menos espaçadas entre si e passam a concentrar a energia de fluxo de enchente induzido pelas tempestades. Os fatores controladores das características do processo de sobrelavagem são energia de onda e marés, nível freático, máxima elevação e mergulho da face praial e, por fim, herança tectono-estrutural próxima à costa (Leatherman 1976, Maurmeyer 1978). Giannini (1993), em enfoque sistêmico, considera o fenômeno da sobrelavagem como um evento extremo de comportamento não linear, que leva à auto-organização do sistema costeiro por dissipação episódica de energia e à produção de singularidades espaciais, representadas pelos leques.

Depósitos de leques de sobrelavagem são dominados por areias similares às da barreira, mas podem incluir conchas, clastos de lama e outros detritos oceânicos vindos da face litorânea e costa afora, os quais ocorrem concentrados na base de cada unidade e decrescem em abundância e tamanho para o topo (McCubbin 1982).

Schwartz (1982) analisou a relação entre os tipos de processos de sobrelavagem e as diferentes configurações geomorfológicas e estratigráficas no leque resultante. Duas configurações distintas foram encontradas por este autor e correlacionadas às condições físicas de sedimentação nas localidades estudadas (Figura 19). Na primeira, o fluxo de sobrelavagem avança sobre terreno subaéreo e termina em um corpo de água (lago ou laguna), onde o leque prograda em padrão estratigráfico similar ao de um delta tipo Gilbert. A estratificação cruzada com mergulho alto (até 30°) para o continente resulta do avanço da face de avalanche (*slipface*) do leque rumo ao interior do corpo de água (Davies 1964). Na segunda configuração, a sobrelavagem é dominada por fluxo em lençol (*sheet flow*) sobre superfície subaérea e a estratigrafia resultante consiste de estratificações paralelas e sub-horizontais de baixo ângulo (< 5°), mergulhando para o continente (McCubbin 1982).

Figura 19: Bloco-diagrama para sistema de barreira regressiva com dois tipos de leques de sobrelavagem, com (AA') e sem (BB') lago associado, e seções longitudinais ao eixo principal de avanço destes dois tipos de leques. AA') Estratificação plano-paralela inclinada, na porção subaérea, passando a estratificação cruzada onde o leque encontra o corpo de água, com frontais (*foreset*) mergulhando até 30°. BB') Estratificação plano-paralela sub-horizontal (até 4°), associada a depósitos de fluxo em lençol sobre substrato inicialmente seco. Modificado de Schwartz (1975) e McCubbin (1982).

4.3. Depósitos eólicos

Os elementos morfológicos eólicos identificados na costa brasileira podem ser divididos em dois grupos, conforme exista ou não influência morfodinâmica significativa da vegetação (Giannini *et al.* 2005). Têm-se assim os elementos morfológicos com influência de vegetação ou feições eólicas “semi-fixas” (Claudino Sales 2002) e os elementos sem influência da vegetação ou dunas livres (Tomazelli 1990). Elementos com vegetação incluem dunas frontais, rupturas de deflação, dunas parabólicas, rastros lineares residuais, retrocordões, montes residuais e cordões de precipitação, dentre outros. Elementos sem vegetação incluem dunas transversais, barcanas, cadeias

barcanoides e lobos deposicionais de avanço de campos de dunas (Hesp 2000, Giannini *et al.* 2005, 2014, Martinho *et al.* 2006, Giannini 2007).

Outra classificação de sistemas eólicos costeiros do Brasil é a de Giannini *et al.* (2004), baseada no aporte eólico relativo (relação aporte sedimentar / energia do vento, dividida por área de acumulação). Os autores distinguem três tipos de associações de feições morfológicas, de barla para sotavento: praia-duna, formada por dunas frontais, com ou sem blowouts associados, *nebkhas* e lençóis de areia; planície deflacionarária, constituída por *blowouts*, parabólicas, retrocordões e rastros lineares; e campo de dunas, formada por barcanas, barcanoides, lobos deposicionais de avanço e cordões de precipitação. A partir do grau de desenvolvimento, constituição e tipos de interação entre estas três associações, os autores reconhecem oito tipos de sistema, com aporte eólico relativo crescente de 1 a 8 (Figura 20).

Figura 20: Tipos de sistemas eólicos costeiros do Brasil, sob vento efetivo transversal à linha de costa. A, B e C são associações de elementos morfológicos: praia-duna, planície deflacionar e campo de dunas livres, respectivamente. Do tipo 1 ao 8, tem-se crescimento no saldo sedimentar eólico relativo (aporte eólico / espaço de acumulação). Extraído de Giannini *et al.* (2014).

Dentre os elementos morfológicos distintos nas classificações de Giannini *et al.* (2005) e Giannini *et al.* (2014), foram identificados na área de estudo, das porções mais proximais para as mais distais em relação à costa, os listados e definidos nos subitens a seguir.

4.3.1. Dunas frontais (foredunes)

Dunas frontais (definidas no item 4.2.2) têm sido descritas no Brasil sob diversos outros nomes, como antedunas, dunas cordão e dunas barreira. Na escala de dezenas de metros ao longo da praia, as dunas frontais podem apresentar a geometria de cristas, paralelas à linha de costa, quando são denominadas *dune ridges* (Bigarella *et al.* 1969) ou cordões dunares.

4.3.2. Rupturas de deflação (blowouts)

As rupturas de deflação são feições mistas (erosivo-deposicionais) geradas por retirada e redeposição, pelo vento, de depósitos arenosos preexistentes (Giannini *et al.* 2005). A erosão dá-se através da produção da bacia deflacionária (*deflation basin*), delimitada por paredes subparalelas (*“erosional” walls*) que se fecham em lobos deposicionais (*depositional lobes*) em forma de U, rumo sotavento, com faces de avalanche (Hesp 2000). Caracterizam-se por séries de estratificações cruzadas planares ligeiramente tangenciais no topo. Devido à menor altura do depósito e maior ação deflacionária do vento, as paredes são mais sujeitas a encharcamento basal que o lobo, com produção de convoluções por fluidificação e de concentrações de minerais pesados e/ou de sedimentos relativamente mais grossos (Giannini *et al.* 2005).

4.3.3. Dunas parabólicas

As dunas parabólicas possuem basicamente os mesmos componentes dos *blowouts*. Entretanto, o contraste entre lobo deposicional e paredes, quanto ao grau e porte de vegetação, é maior no *blowout*. Outra diferença morfológica da duna parabólica em relação ao *blowout* é o maior alongamento das paredes, individualizadas sob forma de braços ou rastros lineares residuais. À medida que o *blowout* evolui para duna parabólica, o lobo torna-se menos vegetado e passa a migrar mais rápido que a depressão deflacionária e as paredes iniciais (Giannini *et al.* 2005).

4.3.4. Rastro linear residual (trailing ridge)

Segundo Giannini *et al.* (2005), rastros lineares residuais são os braços alongados de dunas parabólicas ou das terminações de dunas barcanas e cadeias barcanoides parabolizados de campos de dunas móveis, os quais são deixados para trás devido à fixação da vegetação, à medida que a duna ou campo de dunas migra. Caracterizam-se por apresentar direção longitudinal ao vento efetivo, face externa com vegetação (caráter mais deposicional) e face interna sem vegetação (caráter mais erosivo). Conforme

estabilizam-se, tendem a ter o topo aplainado, com alguma retenção de areia em estratificação plano-paralela, e a ser inteiramente vegetados (Martinho 2004, Giannini 2007).

4.4. Pontais lagunares

Zenkovitch (1967) propôs um modelo sobre a influência das ondas lagunares na circulação de águas e sedimentos e na produção de tómbolos e pontais ou esporões marginais, alongados em direção transversal ao eixo maior do sistema lagunar (Figura 21). A direção principal de migração das frentes de ondas lagunares depende não somente dos ventos regionalmente mais fortes (predominantes) ou mais frequentes (prevalecentes), mas da pista de atuação (*fetch*) dos ventos locais sobre as águas da laguna. Os ventos de orientação paralela ou subparalela ao alongamento da laguna tornam-se mais atuantes em sua dinâmica interna e tendem a erodir e produzir pontais transversais (Figura 21, estágios 1 e 2) que, na situação de equilíbrio final (Figura 21, estágio 3), interligam-se e tornam-se perpendiculares ao eixo maior do corpo de água alongado inicial, dividindo-o em várias lagunas ou lagos equidimensionais menores. A efetividade dos ventos e ondas lagunares cresce com a pista, portanto ao longo do seu rumo de ação. Assim, numa laguna de orientação W-E em que os ventos e ondas lagunares de rumos opostos tenham mesma intensidade, os pontais da metade oeste migram, inclinam-se e encurvam-se para W, e os da metade leste, para E (Figuras 21-1 e 21-2). O pontal central, por encontrar-se na posição de igualdade entre as pistas de ventos e ondas lagunares opostos, tende à simetria. Posteriormente, com o avanço de seu crescimento, os pontais adjacentes das duas margens opostas (norte e sul) da laguna se encontram e adquirem a orientação perpendicular ao eixo maior da laguna (Figura 21-3).

Figura 21: Evolução de morfologia planimétrica lagunar através da formação de pontais arenosos, segundo modelo de Zenkovitch (1967). O terceiro estágio representa configuração de equilíbrio estável. Adaptado de Zenkovitch (1967) por Nascimento Jr (2011). Na área de estudo, a laguna de Araruama encontra-se no estágio 1, mas com todos os pontais inclinados para oeste (direção NW). Enquanto isso, o sistema lagunar externo, mais assoreado, já alcançou, em grande parte, o estágio 3.

5. Artigo 1: Morfologia e sedimentologia do sistema praia-duna frontal entre Saquarema e Arraial do Cabo, RJ

5.1. Resultados

5.1.1. Morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna frontal

5.1.1.1. Dados de sensoriamento remoto

A largura da praia foi medida com base nas imagens de satélite do *software Google Earth* e ortofotos (Quadro VIII e Figura 22), nas mesmas coordenadas dos pontos de levantamento de campo. As maiores larguras de praia foram encontradas nas imagens de satélite de fevereiro de 2010 e nas ortofotos de 2005, com média de 66 m. Os dados completos da análise por sensoriamento remoto encontram-se no Anexo I.

Em todas as datas analisadas, a largura mantém-se relativamente estável na metade ou nos dois terços oeste da praia e, a partir daí, torna-se mais variável, chegando a mais de 50 m de diferença entre um ponto e outro em 2005 e em 2010. Reflexo disso, tanto a largura máxima quanta a mínima encontram-se no terço leste da praia. Em 2005 e em 2012, a largura tende a diminuir para E.

Quadro VIII: Larguras de praia média, máxima e mínima, medidas por sensoriamento remoto.

Imagem	Largura média (m)	Largura máxima (m)	Largura mínima (m)
Ortofotos de 2005	64,1	100,0	34,9
Imagem de satélite de 23/02/2010	68,0	109,0	49,0
Imagem de satélite de 06/08/2012	36,1	67,1	12,6

Figura 22: Variação da largura da praia de Maçambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.

A distância de arrebenção medida nas ortofotos e imagens de satélite variou entre 12,2 m e 264,0 m (Quadro IX), com tendência linear de crescimento de W para E (Figura 23).

Quadro IX: Distância de arrebenção média, máxima e mínima medidas por sensoriamento remoto.

Imagem	Largura média (m)	Largura máxima (m)	Largura mínima (m)
Ortofotos de 2005	96,3	256,1	19,0
Imagem de satélite de 23/02/2010	51,5	107,0	12,2
Imagem de satélite de 06/08/2012	125,3	264,0	49,5

Figura 23: Variação da distância de arrebenção da praia de Maçambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.

5.1.1.2. Dados de campo

A largura da praia medida em campo, e com efeito de maré corrigido, foi de no mínimo 25,1 m e no máximo 125,0 m, com média de 59,1 m. A declividade varia entre 1,1° e 8,5°, com média igual a 3,2°.

Com relação às dunas frontais incipientes, foi possível distinguir em campo duas zonas ao longo do sistema: sem *blowouts*, entre os pontos 1 e 31; e com *blowouts*, a E do ponto 31, com máximo desenvolvimento entre os pontos 35 e 46. A variação da altura das dunas frontais incipientes (Figura 24) apresenta relação com este zoneamento. Entre os pontos 1 e 31, a altura média das dunas é de aproximadamente 1,5 m. A partir do ponto 32, a altura média das dunas incipientes aumenta para 2,6 m.

Figura 24: Altura das dunas frontais incipientes ao longo do sistema praia - duna frontal de Maçambaba. O trecho de dunas mais altas, a partir do ponto 32, coincide com a porção do sistema com presença de *blowouts*.

Cinco tipos de associações morfológicas entre dunas frontais incipientes e estabelecidas foram reconhecidos ao longo do sistema (Figura 25). Na parte oeste, as dunas incipientes ocorrem, geralmente, como rampas ancoradas sobre os terraços das estabelecidas (Figura 26). No centro do sistema, a principal associação morfológica observada é de dunas incipientes em rampa, ancoradas sobre cordões de estabelecidas (Figura 27). Na porção leste, ocorrem principalmente dunas frontais incipientes e estabelecidas em forma de cordão (Figura 28). Estes cordões são frequentemente assimétricos e descontínuos devido à ocorrência de *blowouts* (Figura 29). As duas outras associações, dunas frontais incipientes em terraço com dunas estabelecidas em cordões e dunas incipientes em cordões com estabelecidas em terraço, possuem ocorrência subordinada, restrita à metade oeste do sistema.

Figura 25: Distribuição ao longo da praia das associações morfológicas entre dunas frontais incipientes (DFI) e estabelecidas (DFE), encontradas na barreira de Maçambaba.

Figura 26: Duna incipiente em rampa sobre terraço da duna estabelecida, no ponto MPD-14.

Figura 27: Duna incipiente em rampa sobre duna estabelecida em cordão, no ponto MPD-31.

Figura 28: Duna incipiente em cordão, no ponto MPD-39, com duna estabelecida em cordão ao fundo.

Figura 29: *Blowout* interrompendo cordão da duna frontal incipiente, no ponto MPD-40. As paredes dos *blowouts* possuem direção NE, oblíquas à praia.

Durante o levantamento dos perfis topográficos, observou-se a ocorrência de cúspides e berma em toda extensão da praia. Falésias esculpidas na berma ou bermas duplas encontram-se em determinados pontos, sendo que as falésias se tornam mais frequentes na parte leste, indício de morfodinâmica mais dissipativa. Com base nisso e em outros parâmetros de campo, como aumento da distância de arrebentação e queda no declive da face praial e na nitidez das bermas rumo E, o estágio morfodinâmico praial foi qualitativamente descrito como intermediário a reflexivo, no lado oeste, passando para intermediário a dissipativo, a leste. Uma síntese da morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna é apresentada na Figura 30 e a representação esquemática das três associações morfológicas mais comuns encontra-se na Figura 31.

Figura 30: Gráfico de retas de ocorrência ilustrando a morfologia do sistema praia-duna. **(A)** – pontos ao longo do sistema, em ordem crescente de W para E; **(B)** – morfologia da DFI: R – rampa, T – terraço e C – cordão; **(C)** – ocorrência de berma dupla - B - ou de falésia - F; **(D)** – morfodinâmica praial interpretada em campo

Associações morfológicas:

— Rampa-terraço — Rampa-cordão — Cordão-cordão

Figura 31: Representação esquemática das três associações morfológicas mais comuns do sistema praia-duna frontal de Maçambaba. B: berma; DFI: duna frontal incipiente; DFE: duna frontal estabelecida e F: falésia.

5.1.2. Variação fitoecológica

O intuito da caracterização da cobertura vegetal foi verificar possíveis mudanças nas espécies dominantes ao longo do sistema praia-duna, eventualmente correlatas a alterações na sua morfodinâmica. Foram identificadas as espécies: *Panicum racemosum*, *Ipomea pes-caprae*, *Blutaparon portulacoides*, *Remiria marítima*, *Ipomea litoralis* e *Oxypetalum sp.*, esta última com ocorrência restrita aos quilômetros 37 e 38.

A espécie mais frequente e abundante é *Panicum racemosum*, que perfaz em média 60% da cobertura vegetal, seguida por *Blutaparon portulacoides* (Figura 32). Não se observa grande diversidade ao longo da costa, sendo comum a associação de apenas duas espécies (*Panicum racemosum* e *Ipomea pes-caprae* / *Blutaparon portulacoides*), mesmo em porções do sistema com intervenções antrópicas, que poderiam introduzir espécies forasteiras.

Figura 32: Distribuição ao longo da praia das diferentes espécies vegetais encontradas nas dunas frontais incipientes.

5.1.3. Análise granulométrica

Os dados completos de granulometria do sistema praia-duna atual encontram-se no Anexo II. Os resultados foram separados em dois trechos com comportamentos distintos: setor oeste, entre as distâncias 1 e 26 km, e o setor restante a leste (27 a 48 km).

Os resultados de diâmetro médio (Figura 33), desvio padrão (Figura 34) e assimetria (Figura 35) da distribuição granulométrica mostram grau de dispersão

decrecente de W para E. Para diâmetro médio e desvio padrão, há grande similaridade de valores e de comportamento espacial entre amostras de praia e de dunas frontais ao longo de todo o sistema. Já para a assimetria, esta similaridade só é observada na porção leste. Há uma tendência, na maioria dos pontos, para valores de assimetria mais negativos na zona de espraioamento que na duna frontal incipiente.

Com relação aos resultados de diâmetro médio (Figura 33), a tendência geral é de aumento do valor em phi (afinamento) para E. Quanto ao desvio padrão (Figura 34), que é indicador inverso do grau de seleção granulométrica, observa-se diminuição de W para E (de cerca de 0,7 para 0,4 phi) na metade oeste do sistema praia-duna, com estabilização em torno de 0,35 phi na metade leste, a partir do km 27.

Nos resultados de assimetria (Figura 35) da metade oeste, a tendência de variação é mais nítida nas amostras de espraioamento de que nas de dunas frontais. Esta tendência é de diminuição de W para E, entre 0 e 26 km de distância. A partir daí, a assimetria estabiliza-se em torno de 0,0 tanto nas amostras de praia como nas de dunas.

Em análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica relacionadas aos três primeiros momentos, a tendência de afinamento do diâmetro médio (aumento do valor em phi – Figura 33) encontrada rumo E ao longo de todo o sistema praia-duna é acompanhada, entre 0 e 26 km, por redução dos valores absolutos de desvio padrão e assimetria na zona de espraioamento (Figuras 34 e 35). Já na porção leste do sistema, desvio padrão e assimetria se estabilizam.

Figura 33: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Maçambaba.

Figura 34: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Maçambaba.

Figura 35: Variação da assimetria da distribuição granulométrica ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Maçambaba.

5.1.4. Análise de minerais pesados

5.1.4.1. Caracterização da assembleia

Os resultados completos de análise de minerais pesados do sistema praia – duna frontal encontram-se no Anexo III. Na fração não-magnética da classe areia fina, estão presentes os seguintes minerais transparentes não-micáceos, em ordem decrescente de

abundância média: sillimanita, zircão, turmalina, rutilo, titanita, cianita, monazita, granada, apatita, andalusita e hornblenda. Outros minerais, observados em quantidade traço, com porcentagem inferior a 1%, são: hiperstênio, epídoto, coríndon e espinélio. Os quadros X e XI apresentam a classificação nominal de frequências de minerais pesados terrígenos (exceto minerais traço) nas amostras de espraimento e duna frontal, respectivamente, segundo a escala de Coutinho & Coimbra (1974).

Quadro X: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos na zona de espraimento de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso: entre 2 e 5%, raro: entre 1 e 2%). Abreviações: SIL (sillimanita), ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), TIT (titanita), CIA (cianita), MON (monazita), GRD (granada), APA (apatita), AND (andalusita) e HBL (hornblenda). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	SIL	ZIR	TUR	RUT	TIT	CIA	MON	GRD	APA	AND	HBL
Predominante	✓										
Abundante											
Comum		✓	✓								
Escasso				✓	✓	✓		✓			
Raro							✓		✓	✓	✓

Quadro XI: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos nas dunas frontais incipientes de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso: entre 2 e 5%, raro: entre 1 e 2%). Abreviações: SIL (sillimanita), ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), TIT (titanita), CIA (cianita), MON (monazita), GRD (granada), APA (apatita), AND (andalusita) e HBL (hornblenda). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	SIL	ZIR	TUR	RUT	TIT	CIA	MON	GRD	APA	AND	HBL
Predominante	✓										
Abundante											
Comum		✓	✓	✓							
Escasso					✓		✓	✓			
Raro						✓			✓	✓	✓

Os teores (%) de minerais pesados nas amostras de dunas frontais incipientes e de espraimento encontram-se na Figura 36. Verifica-se sutil tendência de aumento rumo E, tanto para as dunas frontais incipientes quanto para amostras de praia, que apresentam, respectivamente, teores médios de 7,8 % e 0,7 %. A tendência para maiores concentrações de minerais pesados nas dunas de que na praia adjacente é sistemática, com uma única exceção no ponto 36. Ela acentua-se a E do ponto 12.

Figura 36: Variação do teor de minerais pesados nas amostras de dunas frontais incipientes e espraimento, de W para E.

Predominam grãos de sillimanita (Figura 37) prismáticos alongados subarredondados ou irregulares angulosos, além de agregados fibrosos. Zircão (Figura 38) ocorre como cristais prismáticos bipiramidados ou monoterminados e grãos anédricos a subédricos equidimensionais bem arredondados. Grãos de turmalina (Figura 39) ocorrem nas cores verde, parda, rosada e, em menor frequência, azul, com pleocroísmo, em formas equidimensionais subarredondadas a arredondadas ou em prismas curtos. Rutilo apresenta-se como cristais subédricos, geralmente prismáticos curtos, de cor castanho-avermelhado a amarelado, ou equidimensionais arredondados (Figura 40). Titanita ocorre como grãos irregulares arredondados, incolores ou pardos, pleocróicos. Cianita (Figura 41) encontra-se em cristais prismáticos curtos, subarredondados, ou grãos irregulares e com as três direções de clivagem preservadas. Grãos subarredondados a bem arredondados ou ovóides de monazita (Figura 42) ocorrem em cor citrino ou incolor, com evidência de corrosão superficial. Granada (Figura 43) apresenta-se euédrica, arredondada ou em fragmentos irregulares angulosos, nas cores rosa, incolor e, com menos frequência, verde. Apatita (Figura 44), andalusita (Figura 45) e hornblenda (Figura 46) ocorrem em menor frequência (inferior a 2%).

Figura 37: Sillimanita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-36B.

Figura 38: Zircão a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-40B.

Figura 39: Turmalina a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-04B

Figura 40: Rutilo a polarizadores paralelos. Fotomicrografias da amostra MPD-36A.

Figura 41: Cianita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-36A.

Figura 42: Monazita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-28B. Notar textura superficial característica deste mineral, atribuída a corrosão ou abrasão.

Figura 43: Granada a polarizadores paralelos. Fotomicrografias da amostra MPD-36A.

Figura 44: Apatita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-36B.

Figura 45: Andalusita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-36A.

Figura 46: Hornblenda a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPD-36B.

5.1.4.2. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos

Os gráficos de porcentagem individual dos minerais pesados transparentes não-micáceos encontram-se nas Figuras 47 e 48. Nas amostras de duna frontal incipiente (Figura 48), observa-se, grosso modo, tendência para aumento rumo E na quantidade de sillimanita e turmalina, minerais “pesados leves” (densidade menor que 3,3), em detrimento da proporção de zircão, mineral “pesado pesado” (densidade acima de 4,0).

Figura 47: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de espriamento, de W (MPD-01) para E (MPD-48)

Figura 48: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de duna frontal incipiente, de W (MPD-01) para E (MPD-48).

Entre os índices de pares mineralógicos testados, os que mostraram melhores resultados nas areias do sistema praia-duna foram o TZi (turmalina-zircão) e o TRi (turmalina-rutilo), ambos indicadores de transporte sedimentar, uma vez que se trata de pares de minerais com mesma estabilidade e fonte, mas que diferem na densidade (zircão, 4,6, e rutilo, 4,2 versus turmalina, 3,2). Estes dois índices apresentam comportamento semelhante (Figuras 49 e 50), isto é, tendência grosseira para aumento rumo E e, na metade oeste do sistema, valores mais altos nas amostras de espriamento de que nas de duna.

Figura 49: Índice TZi (turmalina/zircão) ao longo do sistema praia-duna de Maçambaba.

Figura 50: Índice TRi (turmalina/rutilo) ao longo do sistema praia-duna de Maçambaba.

5.2. Discussões

5.2.1. Morfodinâmica do sistema praia-duna

Dois resultados morfodinâmicos principais, um quantitativo e outro qualitativo, apontam para o aumento de dissipatividade de W para E, ao longo da praia Grande da barreira de Maçambaba. O resultado quantitativo é o incremento para E da distância de

arrebentação, a qual reflete o grau de dissipatividade (Wright *et al.* 1979), nas três datas de imagens de satélite e ortofotos aéreas analisadas. O resultado qualitativo, baseado em observação visual de campo, é a passagem de estágio intermediário a reflexivo, no lado oeste, para intermediário a dissipativo, a leste, como indicado por aumento da distância entre arrebentação e espreamento, queda do declive da face praial e redução do desenvolvimento de cúspides e bermas.

A maior dissipatividade da porção leste da praia de Maçambaba já havia sido detectada por Muehe (1998), que monitorou a morfodinâmica costeira de abril de 1995 a maio de 2001, em dois perfis topográficos transversais, um a oeste e outro a leste da praia. Com os dados medidos em campo (altura H_b , período T e velocidade média de decantação dos sedimentos da face da praia ω_s), o autor calculou o parâmetro adimensional Ω de Dean (1973) (Equação 3).

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad \text{Eq. (3)}$$

Os valores de Ω obtidos por Muehe (1998) variaram entre 0,53 a 4,36, o que lhe permitiu classificar a morfodinâmica dos dois perfis da praia estudados, no período, como variável entre reflexiva (estágio 6) e terraço de baixa mar (estágio 5). Ressalvou, porém, a partir de observações visuais, que a praia de Maçambaba também pode incluir os estágios banco de praia de cúspide (estágio 3) e bancos transversais (estágio 4).

Nesta dissertação, observou-se que nos primeiros 14 km a morfodinâmica da praia é reflexiva de alta energia, coerente com o valor médio mais baixo (1,88) de Ω no perfil oeste realizado por Muehe (1998) (Figura 51). Entre os km 15 e 36, ela passa para intermediária a dissipativa de alta energia (altura de quebra de 1m ou mais) e, por fim, nos últimos 12 km também intermediária a dissipativa, porém de energia mais baixa. Este último trecho apresenta valor médio de $\Omega = 2,89$ e perfil menos íngreme (Figura 52), segundo Muehe (1998). Os dados desse autor e os do presente estudo convergem, portanto, quanto a tendência de aumento de dissipatividade de W para E.

Figura 51: Perfis topográficos da praia de Maçambaba oeste realizados entre abril de 1995 e maio de 2001. A morfodinâmica varia entre reflexiva (estágio 6) a terraço de baixa mar (TBM) (estágio 5). $\Omega = 1,88$ (valor médio no perfil oeste durante todo o período analisado). Extraído de Muehe (1998).

Figura 52: Perfis topográficos da praia da Maçambaba leste realizados entre abril de 1995 e maio de 2001. A morfodinâmica varia entre refletiva (estágio 6), terraço de baixa mar (TBM) (estágio 5), bancos transversais (BT) (estágio 4) e banco de praia de cúspide (BPC) (estágio 3). $\Omega = 2,89$ (valor médio no perfil leste durante todo o período analisado). Extraído de Muehe (1998).

O aumento de dissipatividade de W para E encontrado aqui e sugerido nos dados de Muehe (1998) pode ser interpretado como indício de deriva litorânea longitudinal resultante nesse rumo. O transporte por deriva longitudinal, por ocorrer principalmente na porção submersa do prisma praial, eleva a concentração de sedimentos em circulação e o desenvolvimento de bancos de areia nesta zona. Desse modo, há aumento da saturação de areia da zona inframaré no polo deposicional da deriva, onde a refração de orbital e, por extensão, a dissipação de energia de onda se tornam maiores (Giannini 2007).

A largura da praia não apresentou o padrão de aumento rumo E, que poderia ser o esperado como consequência da deriva longitudinal nesse rumo, mas sim maior variabilidade na metade leste da barreira, o que se relaciona à ocorrência, neste setor, dos *blowouts* rumo ao continente. Desse modo, a variação da largura de praia nesse trecho reflete não somente a morfodinâmica inerente ao perfil subaquoso do sistema, isto

é, ligada a arrebentação e espraçamento, mas também a ação do vento sobre os sedimentos e sobre a vegetação pioneira que caracteriza a linha de costa.

No entanto, a presença de *blowouts* na metade leste da praia pode ser considerada uma consequência indireta da deriva longitudinal rumo E. Isto se relaciona ao fato de que o aumento de dissipatividade e/ou o acúmulo de sedimentos por deriva longitudinal favorecem o estoque de areia para o desenvolvimento de depósitos eólicos (Short & Hesp 1982, Giannini & Santos 1994). No caso de sistemas eólicos costeiros formados apenas por dunas frontais, um dos primeiros efeitos morfodinâmicos da elevação do estoque disponível ao vento é a modificação destas dunas pela superimposição de *blowouts* (Giannini *et al.* 2014; Figura 20). Na praia de Maçambaba, *blowouts* estão presentes apenas a E do ponto 31, numa evidência de incremento para E de estoque de areia disponível ao vento, possivelmente relacionado ao aumento de dissipatividade. A altura das dunas frontais incipientes, maior em média na metade leste (2,6 m) do que na oeste (1,5 m) da praia (Figura 24) é uma evidência adicional deste aumento de estoque sedimentar de W para E.

Outra evidência do incremento rumo E de estoque sedimentar no sistema praia-duna encontra-se na distribuição ao longo da barreira dos tipos reconhecidos de associações morfológicas entre dunas frontais incipientes e estabelecidas (Figura 30). A premissa adotada aqui é que dunas frontais incipientes em rampa ancoram-se via de regra em falésias mortas sobre dunas mais antigas (estabelecidas, por exemplo) e representam tipicamente, portanto, processo de reconstrução (Giannini 2007, Hesp 2002). Quando a duna frontal em rampa consegue acumular areia por tempo prolongado, supera a altura da falésia e evolui para duna em cordão. Desse modo, a presença de dunas em rampa pode ser considerada um indicador indireto de vocação erosiva do sistema praia-duna, e de estoque sedimentar eólico relativamente baixo, enquanto a presença de cordão, inversamente, indica vocação deposicional e estoque mais elevado. De acordo com esse raciocínio, a passagem de dunas incipientes em rampa ancoradas sobre estabelecidas em terraço, no oeste da barreira (Figura 26), para dunas incipientes em rampa, ancoradas sobre estabelecidas em cordão, no centro (Figura 27), e para incipientes e estabelecidas em cordão, na porção leste (Figura 28), reflete aumento gradativo de estoque no sistema praia-duna de W para E.

A interpretação, nesta dissertação, de deriva residual para E contraria a afirmativa de Muehe (2006), segundo a qual o transporte longitudinal de sedimentos na praia de Maçambaba é tanto para W quanto para E, já que a praia, por ter orientação W-E, está exposta às ondas de SW e SE. Dados indiretos de ondas referentes aos anos de 1997 a 2010, inferidos por Lourenço (2012) para a plataforma do Rio de Janeiro, indicam a prevalência de ondas provenientes de SSW, S e NE. No entanto, as ondas de

tempestade, com altura e período de até 5,73 m e 16,45 s, respectivamente, vêm preferencialmente de SSW (42%) e S (18%) (Lourenço 2012, Figura 17). Estas ondas possuem impacto supostamente maior sobre a dinâmica da praia, sobretudo as decorrentes de eventos episódicos, como as sobrelavagens, com capacidade de remodelar a costa. Assim, o domínio de ondas de alta energia vindas de SSW ajuda a explicar os vários indícios de deriva para E. Além disso, a ação destas ondas de tempestade determina a distribuição esparsa das dunas frontais, interrompidas por depressões geradas pelo processo de sobrelavagem (Moulton *et al.* 2013). A orientação observada em imagens de satélite e fotos aéreas nos condutos de sobrelavagem preservados evidencia a importância das ondas de SW a SSW no desencadeamento deste processo.

A erosão por ondas da face da duna frontal voltada para a praia é uma dentre as inúmeras maneiras de iniciar um *blowout*. Segundo Hesp (2002), esta erosão é capaz de estreitar a duna e, nos pontos de maior estreitamento, levar à formação de interrupções e de condutos e leques de sobrelavagem, os quais podem evoluir para *blowouts*, se o processo de reestabelecimento da vegetação for lento. Na barreira de Maçambaba, as observações de sensoriamento remoto e campo permitem afirmar que o processo de sobrelavagem é comum ao longo de toda a praia, mas com duas configurações distintas. Na porção oeste, até o quilômetro 28, eles formam-se quando as ondas superam a altura das dunas frontais, lançando águas e sedimentos sobre a laguna semi-assoreada existente na retrobarreira (Figura 53). Já na parte leste, os leques de sobrelavagem formam-se associados a condutos alongados de *blowouts* construídos pelos ventos de S e SW, o que faz com que suas águas sejam infiltradas rapidamente nos depósitos arenosos secos, sem se acumularem (Figura 54). Estes depósitos, por sua vez, são retrabalhados pelo vento de NE, que forma dunas parabólicas reversas. A associação de *blowouts* com condutos e leques de sobrelavagem apenas na parte leste da barreira pode ser explicada por três fatores principais, em parte inter-relacionados entre si: (1) aumento dos valores de diâmetro médio em phi (afinamento dos grãos) de W para E; (2) aumento de estoque sedimentar disponível ao vento nesta porção da praia, como possível decorrência de deriva litorânea longitudinal para E; e (3) ausência ou pouca expressão da barreira pleistocênica na porção leste, o que desfavorece o represamento ao interior das águas de sobrelavagem, ao mesmo tempo que permite a atividade dos ventos vindos de NE, os quais, a partir do quilômetro 29, não são mais interceptados por esta barreira.

Figura 53: Leques de sobrelevagem da porção ocidental da barreira de Maçambaba, associados à paleolaguna que separa a barreira externa, holocênica, da interna, pleistocênica. A) Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do *software Google Earthtm*, com os limites da barreira pleistocênica destacados por linha tracejada vermelha. B) Leques, paleolaguna e barreira pleistocênica, próximo à Saquarema.

Figura 54: Leques de sobrelavagem da porção oriental da barreira de Maçambaba, associados a *blowouts* para NE. A) Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do *software Google Earthtm*. B) Conduto de leque de sobrelavagem, próximo à Figueira, com *blowouts* reversos superimpostos.

Se as areias dos leques de sobrelavagem do leste da barreira são fornecidas por tempestades e, em seguida, retrabalhadas pelo vento, como admitido, isto pode ser verificado pela relação estratigráfica, em sub-superfície, entre superfícies erosivas de tempestade, depósitos de sobrelavagem e depósitos eólicos. Esta relação é encontrada na seção de GPR (*ground penetrating radar*) obtida por Moulton *et al.* (2013) na praia Grande, próximo a Arraial do Cabo (Figura 55), e reinterpretada aqui. A hipótese de retrabalhamento dos leques de sobrelavagem pelo vento parece reforçada pelo radargrama, já que a radarfácies f5, formada por refletores convexos para cima e interpretada pelos autores como depósitos eólicos de até aproximadamente 2 m de

espessura, cobre a radarfácies f6, com refletores mergulhando para o continente, atribuída por eles a depósitos de leques de sobrelavagem (Figura 56).

A sucessão completa de radarfácies encontrada nessa seção pode ser descrita e reinterpretada do seguinte modo: a radarfácies f2, formada por refletores planos com mergulho para o mar na porção mais basal e interna da seção, corresponde a depósitos de face praial, como já admitido por Moulton *et al.* (2013). Esta radarfácies é truncada no topo por uma superfície com mergulho suave para o continente, sobre a qual se assentam, em padrão tangencial na base, os refletores de leques de sobrelavagem de f6. A superfície de truncamento marca possivelmente o episódio de erosão da barreira, por tempestade, que desencadeou a sobrelavagem. O empilhamento de leques de sobrelavagem sobre depósitos de face praial é progradacional. Lateralmente rumo ao mar, tem-se, na mesma profundidade, a passagem de f6 para refletores em padrão monticular análogos a f5, característicos de dunas eólicas.

O nível ondulado atribuído por Moulton *et al.* (2013) ao freático marca ou coincide aparentemente com uma superfície erosiva extensa, que trunca seja os depósitos de leques de sobrelavagem, ao interior, seja os de dunas frontais, no meio da seção e mais ao mar. Esta superfície é inteiramente coberta pelos refletores monticulares em padrão agradacional de f5, atribuídos à deposição eólica. Também esta superfície de truncamento pode resultar de erosão ligada à tempestade. As duas superfícies assim interpretadas na seção permitem sugerir que os períodos de preenchimento pro a agradacional deste trecho da estreita barreira holocênica alternaram-se com episódios de erosão, possivelmente ligados a tempestades. E estas tempestades teriam sido o fator de desencadeamento ou reativação dos leques de sobrelavagem.

Figura 55: Localização do ponto de levantamento de perfil GPR (*ground penetrating radar*) transversal à praia por Moulton *et al.* (2013).

Figura 56: Seção GPR em duna frontal incipiente na praia Grande da barreira de Maçambaba e reinterpretações desta dissertação para as fácies deposicionais correspondentes às três radarfácies identificadas por Moulton *et al.* (2013). Notar que a radarfácies f2 mais baixa e interna reconhecida pelos autores difere da f2 externa. A f2 interna é de face praial e pode representar a barreira inicial desta seção, enquanto a f2 externa é de pé de duna frontal. O nível atribuído ao freático, destacado pela linha tracejada em vermelho, coincide com mudança de fácies e marca superfície erosiva, pois trunca os refletores abaixo: o montículo interno trunca o leque de sobrelevagem; o montículo central e a parte esquerda do montículo externo truncam duna frontal. Observar que após esta superfície erosiva, ou de tempestade, destacada em vermelho, houve maior crescimento da duna, que cobriu os três montículos.

Em relação à vegetação, de acordo com as observações de campo, *Panicum racemosum* localiza-se preferencialmente na porção da duna frontal com maior deposição de sedimentos, como no lado interno de cordões e nos lobos de *blowouts*, enquanto *Blutaparon portulacoides* ocorre onde há maior deflação, como montículos de areia residuais, isolados, entre o pé da duna frontal e a zona de espreadimento ou, ainda, nas paredes internas de *blowouts* (Figura 57, 58 e 59).

Figura 57: Duna frontal incipiente em cordão assimétrico no ponto MPD-35, com evidências de zoneamento vegetal de acordo com a relação deposição/erosão.

Figura 58: Duna frontal incipiente em cordão descontínuo no ponto MPD-39 com vegetação predominante de *Panicum racemosum*, onde existe mais deposição.

Figura 59: Montículo de areia residual na parede interna de *blowout*, no ponto MPD-40, com *Blutaparon portulacoides* como vegetação predominante.

5.2.2. Sedimentologia

5.2.2.1. Granulometria

A granulometria média encontrada neste estudo ao longo do sistema praia-duna de Maçambaba varia de aproximadamente 0,5 phi (areia grossa) na extremidade oeste para cerca de 2,0 phi (limite entre areia média e areia fina), na leste (Figura 33). Tendência de variação longitudinal similar já havia sido notada por Muehe & Carvalho (1993), em um lote de 63 amostras de superfície da plataforma continental interna (até isóbata 75m) entre Saquarema e Arraial do Cabo (Figura 60). Nos resultados desse estudo, a classe areia média apareceu como a dominante entre a praia e a curva batimétrica de 45 m, com exceção da extremidade leste, próximo a Arraial do Cabo, onde o predomínio é de areia fina. Os tamanhos médios mais finos dos dados de Muehe & Carvalho (1993), em comparação com os obtidos aqui, podem-se atribuir não somente à menor energia cinética média da face litorânea em relação à praia, mas também à diferença de técnica analítica utilizada. A granulometria por difração de laser, adotada no presente trabalho, tende a engrossar ligeiramente os resultados (até 0,3 phi), em comparação com o peneiramento, aplicado por aqueles autores.

Na plataforma interna adjacente, Muehe & Carvalho (1993) atribuem grande parte do afinamento rumo E ao aumento da distância da área fonte primária, tomando como

referência o maciço rochoso a norte da Laguna de Araruama. No sistema praia-duna, além desta possível influência da área fonte e da herança de materiais reliquias, o diâmetro médio mais grosso na porção oeste condiz com o esperado em vista da morfodinâmica praial mais reflexiva observada em campo para o mesmo trecho, já que, mantidas as demais variáveis, praias reflexivas são favorecidas por areias mais grossas, e praias dissipativas, como da porção leste, por areias mais finas. Apesar da tendência geral de afinamento para E, é possível separar os resultados em dois trechos com comportamentos distintos. O trecho entre os pontos 1 e 26 km possui maior dispersão de valores e coeficiente de correlação menor em comparação com o trecho restante a leste (entre os pontos 27 e 48 km).

Quando se comparam os tamanhos médios de praia e duna frontal, em cada ponto de coleta ao longo da barreira, a praia apresenta valor mais grosso como regra, isto é, em cerca de 72% dos pontos (Figura 33). Os casos de duna mais grossa que praia passam de 20% na parte oeste para 36% a leste. Considerando que estes casos de inversão de comportamento entre praia e duna estejam ligados à maior atuação de processos deflacionários nas dunas destes pontos, com decorrente concentração residual de grossos, a maior ocorrência de inversões na parte leste relaciona-se à maior presença de dunas frontais afetadas por *blowouts*.

Figura 60: Distribuição espacial da granulometria média da plataforma interna entre Saquarema e Arraial do Cabo, de acordo com a classificação textural de Wentworth (1922). Extraído de Muehe & Carvalho (1993).

Os valores de desvio padrão obtidos aqui no sistema praia-duna são semelhantes aos encontrados por Muehe & Carvalho (1993) na plataforma interna. O padrão mais fino, melhor selecionado e mais negativo encontrado rumo E até o km 26 coincide com um dos dois considerados por McLaren & Bowles (1985) como indicativos de transporte

sedimentar seletivo, o que permite interpretar deriva litorânea longitudinal resultante para E, pelo menos nesse trecho.

A questão a ser colocada na discussão das tendências de variação espacial encontrada ao longo do sistema praia-duna estudado é: por que o desvio padrão e assimetria estabilizam na metade leste, a despeito da manutenção, nesse trecho, da tendência de afinamento da granulometria para E?

Para tentar responder a esta questão, duas hipóteses foram levantadas. A primeira hipótese foi a de que o comportamento das estatísticas descritivas seria influenciado pela ocorrência de bioclastos carbonáticos (com diâmetro médio supostamente mais grosso e ocorrência preferencial na parte oeste do sistema) em meio aos sedimentos terrígenos. Para testar esta hipótese, mediu-se o teor em massa de carbonato em doze pontos dos extremos do sistema praia-duna. Embora o teor médio de bioclastos nas extremidades oeste e leste do sistema sejam parecidos (0,76% versus 0,82%, respectivamente), diferentemente da hipótese aventada, o comportamento do diâmetro médio, do desvio padrão e da assimetria é de fato muito mais influenciado pela presença dos bioclastos carbonáticos a W do que a E (Figuras 61, 62 e 63). Porém, ao contrário do que se cogitara na hipótese levantada, os bioclastos carbonáticos apresentam diâmetro médio mais fino que os terrígenos (Figura 61) e, portanto, não servem para explicar o diâmetro médio mais grosso a W do que a E. Assim, a influência dos bioclastos consiste em aumentar a dispersão dos dados a W, deslocando-os para valores mais finos, pior selecionados e mais negativos.

Figura 61: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

Figura 62: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

Figura 63: Variação da assimetria da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

Já a segunda hipótese relaciona a variação das estatísticas à ocorrência de *blowouts*, cada vez maiores rumo E, na metade leste do sistema. Como se trata de feição eólica com forte participação de processos deflacionários, os *blowouts* formados pelo vento de SW retirariam do sistema praia – duna frontal as frações mais finas, com consequente enriquecimento residual nas frações mais grossas. Esta ação dos *blowouts* sobre a granulometria das dunas frontais é evidenciada pelo aumento do número de casos de dunas mais grossas que a praia adjacente na parte leste do sistema. E reforçada pelo aumento para E na diferença positiva de teor de pesados entre duna e praia. O enriquecimento residual em grossos na parte leste deveria, em tese, ser acompanhado por engrossamento, melhora de seleção e assimetria mais negativa. No entanto, a granulometria afina rumo E e a seleção e a assimetria não variam nesta porção do

sistema, o que significa que o enriquecimento em grossos pela deflação é compensado pelo enriquecimento em finos por deriva litorânea rumo E. A combinação destes dois fatores opostos, engrossamento por via eólica versus afinamento por via subaquosa, deveria gerar uma tendência de afinamento rumo E mais suave na metade leste que na metade oeste. O que se observa é o contrário: a tendência de afinamento é mais nítida e acentuada a leste. A explicação pode ser o aporte adicional de finos trazidos pelos ventos reversos, de NE. A evidência da ação destes ventos na metade leste do sistema é a ocorrência nesse trecho, observada nas imagens de satélite e em campo, de paleodunas e de dunas ativas com barlavento na laguna e sotavento voltado para o mar.

Em suma, a metade oeste do sistema praia-duna, em que se verifica o padrão de McLaren & Bowles (1985) “mais fino, mais selecionado, mais negativo”, rumo E, coincide com sua porção barlar, em que, por consequência, não há estoque de areia seca suficiente para a formação de *blowouts* de SW e em que a contribuição sedimentar do vento de NE é ínfima, seja pela presença do obstáculo exercido pela barreira pleistocênica seja pela submersão dos depósitos de sobrelavagem. E a porção leste do sistema possui maior desenvolvimento de *blowouts* tanto de SW, favorecidos pelo aumento de estoque a sotamar, quanto de NE, favorecidos pela ausência do obstáculo da barreira pleistocênica e pela presença dos depósitos de sobrelavagem secos. Desse modo, o efeito diferencial dos processos eólicos na praia-duna na parte leste, em termos granulométricos, seria a retirada de finos pelos *blowouts* vindos do mar e adição de finos pela deriva longitudinal e pelos *blowouts* vindos da laguna. Isto resultaria no afinamento progressivo rumo E, sem mudança significativa no desvio padrão e na assimetria neste trecho. A ação mais efetiva do vento nesta porção da barreira contribuiria para tornar a seleção granulométrica melhor e a assimetria mais positiva, em média, que na porção oeste. Além disso, aumentaria a homogeneidade inter-amstral.

5.2.2.2. *Minerais pesados*

A tendência para aumento do teor de pesados rumo E, detectada a fatores de consistência estatística pouco elevados (espraiamento $r = 0,278$ e $\alpha = 0,2$; duna frontal $r=0,033$ e $\alpha= 0,4$) é a oposta à esperada caso este teor estivesse ligado somente à seleção hidráulica pela suposta deriva litorânea para E. Este tipo de resultado, contradição entre o padrão de variação de teor de pesados e outros indicadores de transporte sedimentar é, no entanto, bastante comum (Giannini 1993), possivelmente pelo fato de que o teor de pesados é fortemente influenciado por outros fatores como mecanismo ou agente de transporte (e.g. grau de influência de processos eólicos) e área fonte. Assim, é possível que a influência dos ventos, inclusive os de NE, na parte leste da

barreira, oblitere as tendências de variação devidas somente à deriva. Por outro lado, a intensificação dos efeitos deflacionários na porção leste, evidenciada pela presença de *blowouts* neste setor, ajuda a explicar os maiores teores de pesados a leste, sobretudo nas dunas.

O aumento dos teores de minerais pesados na praia rumo E já havia sido identificado por Guerra (1993), que o atribuiu à influência da presença de rochas alcalinas na ilha de Cabo Frio, consideradas pelo autor como fonte para a praia. A mineralogia encontrada no presente trabalho não condiz, porém, com o tipo de rocha fonte indicado por Guerra (1993). O não evidenciamento da influência do maciço alcalino de Cabo Frio na assembleia do sistema praia-duna é compatível com a deriva longitudinal para E, sugerida pelos dados de Muehe & Carvalho (1993) e pelos resultados morfodinâmicos e granulométricos deste trabalho.

O mineral predominante tanto nas amostras de praia quanto nas de dunas é sillimanita, seguido de zircão e turmalina, que sugerem fonte metamórfica aluminosa e não rocha ígnea alcalina.

A principal diferença entre praia e duna frontal, quanto a assembleia de pesados, é a maior presença, nos sedimentos eólicos, de rutilo e monazita, dois minerais “pesados pesados” (densidade acima de 4,0) e de equivalente hidráulico relativamente altos, em detrimento de cianita, “pesado leve” (densidade inferior a 3,4). Este fato pode ser explicado pelo diâmetro médio mais grosso dos grãos na zona de espraio em comparação com as dunas. Como os minerais pesados de mais elevada densidade concentram-se preferencialmente, por questão de equivalente hidráulico, nas frações mais finas do sedimento, as areias de dunas apresentam enriquecimento em monazita e rutilo.

Nas amostras da duna frontal incipiente observa-se, grosso modo, tendência para aumento rumo E na quantidade de sillimanita e turmalina, dois minerais “pesados leves”, em detrimento do zircão, mineral “pesado pesado”. Este padrão é indicativo de transporte rumo E, neste caso talvez uma combinação de deriva litorânea longitudinal com transporte pelo vento, seja o *onshore* de SW a partir da praia, seja o *offshore* de NE, a partir dos leques de sobrelavagem. O ponto MPD-01B, que se encontra no extremo oeste, próximo a uma das desembocaduras da Lagoa de Saquarema, é exceção importante para a tendência.

Entre os índices mineralógicos testados, os que mostraram melhores resultados foram o TZi (turmalina-zircão) e o TRi (turmalina-rutilo), ambos indicadores de transporte sedimentar, uma vez que se trata de pares de minerais com mesma estabilidade e fontes similares, mas que diferem na densidade (zircão, 4,6, e rutilo, 4,2 versus turmalina, 3,2). Os dois índices apresentam tendência para maiores valores na zona de espraio de

que nas dunas adjacentes, o que pode ser explicado pelo fato de o diâmetro médio dos grãos da zona de espraçamento ser mais grosso que nas dunas. Como os minerais “pesados pesados” concentram-se preferencialmente, por questão de equivalente hidráulico, nas frações mais finas do sedimento, as areias de dunas apresentam enriquecimento em zircão e rutilo. Além disso, os valores dos dois índices são mais altos na metade leste de que na oeste, tanto no espraçamento quanto na duna, evidenciando crescimento de minerais “pesados leves” para E e constituindo, portanto, um indicio sedimentológico adicional de deriva litorânea nesse rumo.

5.3. Conclusões

O trabalho baseou-se na integração de abordagens geomorfológica e sedimentológica para o estudo do sistema praia - duna frontal da barreira de Maçambaba. Na primeira abordagem, morfologia das dunas e morfodinâmica costeira foram avaliadas tanto por medidas de sensoriamento remoto como de campo; na abordagem sedimentológica, analisaram-se granulometria e mineralogia de pesados. A partir da integração dos resultados destas abordagens e métodos, é possível listar as seguintes conclusões finais:

1. Observações de campo, estudos prévios encontrados na literatura e variação na largura da arrebentação medida em imagens de satélite e ortofotos indicam morfodinâmica mais dissipativa na porção leste da praia.
2. Na metade leste do sistema, a largura da praia é influenciada pela ocorrência de *blowouts* vindos de SW, passando a refletir não somente a morfodinâmica inerente ao perfil subaquoso mas também a ação do vento sobre os sedimentos e sobre a vegetação pioneira.
3. Apesar de possuírem altura média mais elevada, as dunas frontais incipientes da metade leste são mais descontínuas, devido à presença, nesse trecho, dos *blowouts* vindos de SW.
4. Leques de sobrelavagem ocorrem ao longo de toda a barreira, mas com duas configurações distintas. Na metade oeste, eles formam-se quando as ondas de tempestade superam a altura das dunas frontais, lançando águas e sedimentos sobre a laguna semi-assoreada existente na retrobarreira. Já na metade leste, os leques de sobrelavagem formam-se associados às depressões de deflação de *blowouts*, o que faz com que suas águas sejam infiltradas nos depósitos arenosos secos, sem se acumularem. Estes depósitos, por sua vez, permanecem incoesos

maior parte do tempo e são retrabalhados pelo vento de NE, com formação de dunas parabólicas reversas.

5. Três associações morfológicas entre dunas frontais estabelecidas e incipientes e o estágio morfodinâmico praial caracterizam diferentes setores geográficos do sistema. No setor oeste, de morfodinâmica intermediária reflexiva, e no setor central, de morfodinâmica intermediária dissipativa, dunas incipientes em rampa ancoram-se respectivamente sobre dunas estabelecidas em terraço e em cordão. As dunas em rampa destes dois setores caracterizam uma situação de constante reconstrução do depósito eólico após momentos recorrentes de erosão e apontam, assim, para estoque eólico escasso. No setor leste, as dunas incipientes e estabelecidas ocorrem como cordões, favorecidos por pulsos positivos na razão entre as taxas de aporte eólico e progradação, e a morfodinâmica se torna dissipativa. Estes cordões de dunas são descontínuos devido à presença dos *blowouts* vindos de SW. Esta mudança morfológica e o aumento da altura média das dunas frontais incipientes de W para E são indício de deriva longitudinal nesse rumo.
6. A ocorrência de *blowouts* formados pelo vento de SW apenas na metade leste do sistema associa-se ao aumento de estoque sedimentar disponível ao vento nesta porção da praia e pode ser considerada, portanto, outro importante indício morfológico de deriva litorânea longitudinal rumo E.
7. A análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica (tamanho médio, desvio padrão e assimetria) também permite inferir deriva litorânea longitudinal rumo E, na metade oeste do sistema (entre os quilômetros 0 e 26).
8. A partir do quilômetro 27, a seleção (desvio padrão) e a assimetria da distribuição granulométrica estabilizam-se, apesar de a tendência de afinamento do diâmetro médio para E manter-se constante. Esta estabilização relaciona-se à ação sedimentar mais efetiva dos ventos de SW e NE na metade leste do sistema. Os *blowouts* de SW retiram as frações mais finas, enquanto os ventos reversos de NE e a deriva para E adicionam frações mais finas, o que resulta em afinamento progressivo rumo E, sem mudança significativa no desvio padrão e na assimetria.
9. Nas dunas frontais incipientes, verifica-se tendência grosseira para aumento rumo E na quantidade de sillimanita e turmalina (minerais “pesados leves”) em detrimento do zircão (mineral “pesado pesado”), o que indica seleção por densidade nesse rumo, talvez uma combinação dos efeitos da deriva litorânea longitudinal e do transporte pelos ventos *onshore* de SW e *offshore* de NE.

10. De forma geral, e pela integração dos diferentes indicadores geomorfológicos e sedimentológicos utilizados, observa-se deriva litorânea longitudinal para E ao longo de toda a praia. As ondas de tempestade, vindas de S a SW, apesar de não serem as mais frequentes, são as mais significativas no balanço final de deriva. O maior estoque sedimentar na metade leste, favorecido por sua posição a sotamar, permite a formação de feições eólicas pelos ventos de SW e dos leques de sobrelavagem secos. Já a ação sedimentar mais efetiva dos ventos de NE é propiciada neste setor tanto pela disponibilidade de areia seca dos leques quanto pela maior pista de vento (ausência do obstáculo exercido a oeste pela barreira pleistocênica).

6. Artigo 2: Sedimentologia e cronologia da barreira costeira quaternária de Maçambaba

6.1. Resultados

6.1.1. Sensoriamento remoto e morfologia da barreira arenosa de Maçambaba

A barreira de Maçambaba apresenta orientação WNW-ESE e subdivide-se transversalmente em duas: uma barreira interna pleistocênica, e outra externa, holocênica, separadas por um sistema de pequenas lagunas e paleolagunas (menos de 800 m de largura). Já longitudinalmente, a barreira pode ser melhor descrita se dividida em três setores: oeste, central e leste (Figura 64).

Figura 64: Divisão longitudinal da barreira arenosa de Maçambaba em três setores: oeste (A), central (B) e leste (C). Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do *software Google Earthtm*. Os quadros A, B e C encontram-se representados com mais detalhe nas figuras 41, 43 e 44, respectivamente.

O setor oeste (A na Figura 64) caracteriza-se pela presença contínua das barreiras pleistocênica e holocênica, separadas por corpos de água lagunares rasos, semi-assoreados por leques de sobrelavagem (*washover fans*). A relação destes corpos lagunares com a parte distal dos leques é sugerida tanto pelo contorno digitiforme da sua margem externa (sul) em planta, quanto pela estratigrafia superficial neles encontrada em campo (camada lamosa de 25 cm de espessura em contato brusco sobre areia muito grossa). A margem norte destes corpos de água faz contato, em forma de degrau de altura métrica, com terraços marinhos pleistocênicos da barreira interna (Figuras 65 e 66).

Figura 65: Setor oeste (A): lagunas associadas a leques de sobrelavagem separam a barreira externa, holocênica, da interna, pleistocênica (cujos limites estão destacados pela linha tracejada vermelha). Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earthtm*.

Figura 66: Contatos entre depósitos de leques de sobrelavagem, laguna e, ao fundo, barreira pleistocênica, acentuados por diferenças no tipo de cobertura vegetal. Predomínio de *Allagoptera arenaria* no leque de sobrelavagem, *Cladium jamaicense* e *Typha domingensis* na paleolaguna e *Quararibea turbinata* na barreira pleistocênica.

O setor central (B) da barreira diferencia-se pelo maior desenvolvimento de pontais lagunares, junto à margem externa (sul) da laguna de Araruama, e pela presença de campos de dunas e paleodunas parabólicas, saindo da mesma margem rumo SW (Figura 67). As dunas e paleodunas originam-se do retrabalhamento de terraços de cordões regressivos pleistocênicos aí existentes, especialmente sob condições de erosão pelas margens da laguna, como evidenciado pelo fato de as raras dunas ativas concentrarem-se na porção mais convexa (para sul) e erosiva da margem lagunar. As paleodunas da parte leste do setor central são mais antigas que as da sua parte oeste, conforme sugerido por dois tipos de evidências: diferença sutil de textura nas ortofotos e

imagens de satélite, com aspecto mais arrasado e cor mais escura; e sinais de erosão pela máxima inundação marinho-lagunar, no Brejo do Espinho, e na porção leste das paleodunas, junto à antiga borda externa do sistema paleolagunar de Araruama, antes do crescimento do pontal da Acaíra. Neste local, não se pode descartar a hipótese de que parte destas paleodunas tenha sido gerada pela própria erosão do terraço pleistocênico durante a inundação marinho-lagunar, como sugerido pelo exemplo análogo moderno na borda erosiva atual da laguna, mais a oeste. As dunas e paleodunas parabólicas da porção oeste do setor central, em contraste, estendem-se por cima das pequenas paleolagunas existentes entre as barreiras pleistocênica e holocênica e iniciaram-se, portanto, supostamente depois da instalação do sistema lagunar holocênico. Neste setor B, os leques de sobrelavagem apresentam dimensões maiores (até 400 m de extensão) que no A e, no seu extremo leste, os depósitos de leque começam a mostrar evidências de associação com *blowouts* de SW e de retrabalhamento pelo vento de NE, com formação de *blowouts* reversos.

Figura 67: Setor central (B): avanço rumo SW de dunas e paleodunas parabólicas, com origem na margem da laguna de Araruama. As paleodunas da porção leste foram possivelmente truncadas, e/ou desencadeadas, pela inundação lagunar do Holoceno, enquanto as da porção oeste são posteriores à máxima inundação, já que avançam sobre a laguna ou paleolaguna existente entre as barreiras pleistocênica e holocênica. Outras características marcantes deste setor são os cordões regressivos pleistocênicos com orientação WNW (linhas cheias azuis) e os pontais lagunares bem desenvolvidos, neles ancorados. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth™*. Notar concentração de dunas ativas na porção do terraço pleistocênico hoje em erosão pela margem lagunar.

O setor leste (C) da barreira (Figura 68) possui maior desenvolvimento de *blowouts* tanto vindos de SW quanto vindos de NE. Os leques de sobrelavagem, que ocorrem praticamente ao longo de toda a barreira, aqui no setor leste possuem características peculiares: são mais extensos (até 500 m) que a oeste; associam-se às interrupções dos cordões de dunas frontais pelos *blowouts* rumo NE; são retrabalhados pelo vento vindo de NE, o que forma dunas parabólicas e *blowouts* reversos, para SW (Figuras 69 e 70); e apresentam preservadas e expostas feições de sobrelavagem, como

paleocondutos (Figura 71). No extremo leste do setor, junto à praia Grande, *blowouts* recentes rumo NE ocorrem sobre paleodunas, as quais aparecem com coloração mais escura na imagem de satélite (Figura 72) e em campo. Pela posição junto ao flanco sul de um morro do embasamento cristalino, estas paleodunas devem corresponder a uma rampa eólica formada pelos ventos de SW. O terraço marinho pleistocênico volta a ocorrer no leste e nordeste do setor, onde se apresenta com cotas de até aproximadamente 7 m, em parte coberto atualmente por vestígios de antigas salinas.

Figura 68: Setor leste (C): desenvolvimento de leques de sobrelavagem, sem acúmulo de água a retaguarda. Notar leques de sobrelavagem associados a *blowouts* rumo NE. As areias de sobrelavagem são retrabalhadas pelos ventos rumo SW e NE. Ver detalhes dos subsetores C1, C2 e C3, nas figuras 45 a 48. Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm.

Figura 69: Dunas parabólicas e *blowouts* reversos, rumo SW, retrabalhando leques de sobrelavagem no subsetor C1 (localização indicada na Figura 68). Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm.

Figura 70: Duna parabólica rumo SW (tracejado), com *blowout* superimposto para NE, no subsetor C1 (localização na Figura 68). Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth™*.

Figura 71: Paleoconduto de leque de sobrelavagem rumo NE no subsetor C2 (localização indicada na Figura 68), destacado por linhas tracejadas em amarelo. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earth™*.

Figura 72: Lobo de *blowout* ativo rumo NE (confirmado em campo) sobre paleodunas, no extremo leste da barreira (setor C3: localização indicada na Figura 68). Pela disposição, adjacente a um morro do embasamento, estas paleodunas devem corresponder a antiga rampa eólica formada pelos ventos de SW. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earthtm*.

Junto à margem interna da barreira, uma série de pontais de areia, com orientação aproximada NW-SE, adentra a laguna de Araruama (Figura 73), sobretudo nos setores central e leste. Estes pontais fazem contato com os terraços pleistocênicos, onde constituem a parte baixa de um degrau nítido na paisagem (Figura 74).

Figura 73: Pontais lagunares de areia adentrando a laguna de Araruama, e que são melhor desenvolvidos nos setores B, central, e C, leste. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earthtm*.

Figura 74: Contato entre terraço pleistocênico, ao fundo, e o terreno paleolagunar holocênico, em primeiro plano, correspondente à Ponta das Coroinhas (localização indicada na Figura 73).

A partir da definição de diferentes unidades morfológicas em fotos aéreas de 1976, confeccionou-se o mapa em escala 1:50.000, que se encontra no Anexo IV. Além do embasamento cristalino pré-Cenozoico e dos depósitos continentais cenozoicos associados a suas encostas, foram delimitados, nesse mapa, cinco sistemas deposicionais quaternários: barreira transgressiva, laguna de retrobarreira, laguna de vale inciso afogado, campos de dunas eólicas e planície regressiva. Os sistemas barreira transgressiva, eólico e planície regressiva foram subdivididos com base na morfologia (praia-duna frontal, leque de sobrelavagem, ruptura de deflação e duna parabólica reversa) e/ou na idade absoluta ou relativa dos depósitos (holocênicos, pleistocênicos, pré- ou pós-máxima inundação marinho-lagunar holocênica). Já os dois sistemas lagunares – de retrobarreira e vale inciso afogado – por apresentarem pouca variação interna e entre si de características morfológicas e idade (ambos são holocênicos, pelo menos em superfície), foram subdivididos com base em outro critério, a cobertura vegetal predominante (*Typha*, *Cladium* e *Tabebuia*).

6.1.2. Cronologia da barreira arenosa de Maçambaba

Os resultados de datação pelos métodos LOE e ^{14}C encontram-se listados nas Tabelas 1 e 2, respectivamente, com distribuição em planta representada nas Figuras 75, 76 e 77.

Foram obtidas cinco idades pleistocênicas (entre $120,9 \pm 8,1$ ka e $23,6 \pm 3,1$ ka), das quais quatro são de terraços marinhos (MPR-09A, MPR-02, MPR-07 e MPR-08) e uma de depósito inicialmente suspeito como de terraço marinho (MPR-03), mas cuja idade ($23,6 \pm 3,1$ ka) é incompatível com o esperado para depósitos regressivos pleistocênicos nesta altitude (10 a 12 m). A hipótese alternativa é que se trata de terraço pleistocênico com retrabalhamento superficial, talvez eólico, haja vista a presença de ondulações suaves no terreno, que, nesse caso, representariam lençóis de areia (*sand sheets*). Não se descarta a hipótese deste retrabalhamento, eólico ou não, não ter sido suficiente para o fotoesvaziamento completo das vacâncias eletrônicas do quartzo e, portanto, de esta idade não possuir significado geológico.

Os resultados de datação obtidos nos depósitos eólicos foram divididos, a princípio, em dois grupos conforme o rumo de migração (NE ou SW). Dentro das seis amostras com rumo de migração SW, foi feita outra subdivisão: as localizadas no campo de dunas parabólicas principal do setor central da barreira (Figura 76) versus as demais, (MLD-19-SW e MLD-20-SW), situadas no setor leste no morro do Talegre (Figuras 77 e 78), o qual ocorre isolado, na raiz (parte supostamente mais velha) do pontal conhecido como Ponta da Maçambaba (Figura 62). Em foto aérea, uma feição parabólica voltada para SW, na parte mais alta deste morro, é sugestiva de retrabalhamento eólico. A hipótese de trabalho aventada foi a de que o morro corresponderia a um resquício da barreira pleistocênica, retrabalhado pelo vento de NE. Em campo, suspeitou-se de que pelo menos uma parte deste retrabalhamento seria muito recente, em vista da presença de areias eólicas inconsolidadas e com cobertura vegetal escassa. Assim, a amostra MLD-19-SW, em posição estratigráfica inferior, foi coletada na tentativa de amostrar ou a barreira pleistocênica sob a paleoduna ou a própria paleoduna, enquanto a coleta de MLD-20-SW, acima, visou verificar a hipótese, baseada em observação de campo, de existência de retrabalhamento eólico recente. Os resultados obtidos, idades de $11,3 \pm 1,0$ ka e 129 ± 36 a, respectivamente, permitem sugerir que o morro do Talegre é constituído por paleodunas eólicas da transição Pleistoceno/Holoceno (MLD-28), sobre terraços pleistocênicos, com retrabalhamento eólico recente superimposto (MLD-27).

No campo de paleodunas parabólicas rumo SW do setor central da barreira, as da parte leste, suspeitas via sensoriamento remoto como mais antigas que as da parte oeste, e anteriores à máxima inundação holocênica (item 6.1.1 – Figura 67), tiveram de fato idades mais elevadas (MLD-12-SW: 7654 ± 673 a e MLD-11-SW: 6029 ± 376 a), compatíveis com esta suposição. As duas idades restantes de paleodunas com rumo de migração SW, todas localizadas em lobos deposicionais da parte oeste do campo de parabólicas do setor central, variam de 1502 ± 125 a (MLD-04-SW) até 274 ± 231 a (MLD-02-SW), o que reforça a hipótese de que esta porção do campo de dunas é mais nova.

Os lobos deposicionais rumo NE representam atividade eólica recente (idades LOE de 48 ± 16 (MLD-26-NE) até 111 ± 9 anos (MLD-14-NE)), a qual inclui também o retrabalhamento moderno, rumo NE, no morro do Talegre (129 ± 36 anos - MLD-20-SW). Já a amostra de paleorrampa MLD-29-NE, situada no extremo leste da barreira, é a única das feições eólicas rumo NE com idade no Holoceno médio (5326 ± 351 ka).

As idades LOE obtidas em leques de sobrelavagem sugerem que o seu processo formador teve início em torno de 5900 anos atrás (MLS-05: 5870 ± 865 a), quando a barreira holocênica era supostamente recém-formada e, desde então, novos episódios vêm ocorrendo (e.g. MLS-01: 2340 ± 186 a), inclusive até os dias atuais, como sugerido pela idade LOE do conduto MLS-09 (238 ± 19 a) e pela datação ^{14}C da base da última lama orgânica do lago de sobrelavagem (MLS-03: $103,5 \pm 0,32$ pMC). A datação LOE obtida no pontal lagunar (MLA-04) aponta idade holocênica, com início da formação em pelo menos 6040 ± 668 ka. Neste pontal, houve mais tarde um período ou eventos propensos à formação de concreções carbonáticas (MLA-04: 2350 – 2497 cal AP).

Nas amostras recifais, as carapaças de poliqueta apresentam idades semelhantes (102 a 103 pMC), enquanto o cimento da amostra intermarés (313 - 481 cal anos AP) é mais novo do que o daquela coletada no inframaré (678 - 769 cal anos AP). A idade das conchas de *A. brasiliiana* é mais nova que o cimento na amostra proximal ($102,96 \pm 0,33$) e mais antiga na distal (1174 – 1289 cal anos AP).

Tabela 1: Lista das datações LOE realizadas neste trabalho. Em verde, terraços marinhos pleistocênicos; em amarelo, leques de sobrelavagem; em lilás, lobos deposicionais rumo SW com origem na laguna; em azul, lobos deposicionais ou rampas rumo NE com origem na praia; e, em rosa, pontal lagunar.

Amostra	Profundidade de coleta (cm)	Taxa de dose anual (Gy/ka)	Paleodose (Gy)	Idade
Terraços marinhos				
MPR-07	75	0,453	54,751	$120,9 \pm 8,1$ ka
MPR-09A	100	0,522	44,797	$85,8 \pm 9,7$ ka
MPR-02	95	0,422	40,185	$95,3 \pm 6,6$ ka
MPR-08	77	0,347	25,309	$72,9 \pm 11,6$ ka
MPR-03	85	0,555	13,112	$23,6 \pm 3,1$ ka
Leques de sobrelavagem				
MLS-05	97	0,723	4,242	5870 ± 865 a
MLS-01	87	0,725	1,696	2340 ± 186 a
MLS-09	43	0,670	1,159	238 ± 19 a
Lobos deposicionais rumo SW com origem na laguna				
MLD-19-SW	100	1,000	3,496	$11,3 \pm 1,0$ ka
MLD-12-SW	58	1,429	10,936	7654 ± 673 a
MLD-11-SW	78	0,365	2,200	6029 ± 376 a
MLD-04-SW	64	0,257	0,3864	1502 ± 125 a
MLD-02-SW	60	0,276	0,075	274 ± 231 a
MLD-20-SW	77	1,067	0,138	129 ± 36 a
Lobos deposicionais ou rampas (*) rumo NE com origem na praia				
MLD-29-NE*	80	0,692	3,687	5326 ± 351 a

Amostra	Profundidade de coleta (cm)	Taxa de dose anual (Gy/ka)	Paleodose (Gy)	Idade
MLD-14-NE	85	0,908	0,100	111 ± 9 a
MLD-18-NE	75	0,706	0,042	59 ± 18 a
MLD-26-NE	62	0,878	0,042	48 ± 16 a
Pontal lagunar				
MLA-04	110	0,324	1,957	6040 ± 668 a

Tabela 2: Compilação das datações AMS ^{14}C realizadas neste trabalho. Em amarelo, lama de lago de sobrelavagem e, em rosa, formações recifais lagunares e concreções carbonáticas, ambas formadas em paleolagunas.

Amostra	Profundidade de coleta (cm)	Material datado	Idade ^{14}C (anos AP)	Idade calibrada (anos AP)
MLS-03	25	Lama orgânica	103,5 ± 0,32 pMC	
MLA-04 (concreção carbonática)	25	Concha (<i>Anomalocadia brasiliiana</i>)	3560 ± 30	3818 - 3928
	25	Cimento	2410 ± 30	2350 - 2497
	15	Carvão	1570 ± 30	1395 - 1533
MLA-01 (concreção carbonática)	0	Concha (<i>Anomalocadia brasiliiana</i>)	2050 ± 30	1932 - 2072
	0	Cimento	101,54 ± 0,86 pMC	
MLA-10 proximal (formação recifal lagunar)	0	Concha (<i>Anomalocadia brasiliiana</i>)	102,96 ± 0,33	
	0	Poliqueta (<i>Hydroides sp.</i>)	102,71 ± 0,32 pMC	
	0	Cimento	345 ± 30	313 - 481
MLA-10 distal (formação recifal lagunar)	50	Concha (<i>Anomalocadia brasiliiana</i>)	1275 ± 30	1174 - 1289
	50	Poliqueta (<i>Hydroides sp.</i>)	102,53 ± 0,32 pMC	
	50	Cimento	805 ± 30	678 - 769

Figura 75: Idades obtidas na barreira arenosa de Maçambaba, setor oeste. Em amarelo, amostras de leques de sobrelavagem, em verde, terraços marinhos pleistocênicos, e, em laranja, lagunar. Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm.

Figura 76: Idades obtidas na barreira arenosa de Maçambaba, setor central. Em laranja, amostra lagunar, em fúcsia, lobos deposicionais rumo SW, e, em verde, terraços marinhos pleistocênicos. Imagem de satélite *GeoEye*, obtida do software *Google Earthtm*.

Figura 77: Idades obtidas na barreira arenosa de Maçambaba, setor leste. Em azul, amostras de lobos deposicionais rumo NE, em fúcsia, amostras de lobos deposicionais rumo SW, em laranja, amostras de cimento de bioconstrução, e, em amarelo, leque de sobrelevagem. Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm.

Figura 78: Localização da Ponta da Maçambaba, pontal formado pela circulação lagunar, e do morro do Talegre, paleodunas sobre testemunho de terraço do Pleistoceno, onde foram coletadas as amostras MLD-19-SW e MLD-20-SW, no setor leste.

6.1.3. Sedimentologia e petrografia sedimentar

6.1.3.1. Granulometria

Os resultados completos de análise granulométrica na parte interior da barreira encontram-se no Anexo V. Os diagramas em caixa, por tipo de depósito, das classes areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina, apresentam-se nas Figuras 79 a 83.

Na comparação entre os valores das classes granulométricas entre os diferentes tipos de depósitos, observa-se que a moda difere conforme o depósito. As amostras lagunares e de leques de sobrelevagem apresentam areia muito grossa como moda (Figura 79), enquanto nos lobos deposicionais, tanto rumo SW quanto rumo NE, e na praia atual, a fração areia média (Figura 81) é a dominante. Todos os grupos apresentam valores consideráveis (acima de 10 %) das classes areia muito grossa, areia grossa e areia média, porém apenas os lobos deposicionais rumo NE são ricos em areia fina (Figura 82). A areia muito fina, sempre menor que 4%, é especialmente escassa nos lobos deposicionais eólicos e na praia, onde chega a ser ausente (Figura 83).

Figura 79: Diagramas em caixa para distribuição da classe granulométrica areia muito grossa para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelavagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional.

Figura 80: Diagramas em caixa para distribuição da classe granulométrica areia grossa para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelavagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional.

Figura 81: Diagramas em caixa para distribuição da classe granulométrica areia média para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n= 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelavagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional.

Figura 82: Diagramas em caixa para distribuição da classe granulométrica areia fina para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n= 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelavagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional. LD = lobo deposicional.

Figura 83: Diagramas em caixa para distribuição da classe granulométrica areia muito fina para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n= 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelevagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional.

As amostras de terraços marinhos pleistocênicos e de leques de sobrelevagem apresentam-se bem distribuídas ao longo da barreira, e, por isto, puderam ter suas proporções de classes e frações granulométricas, representadas em diagramas de barras empilhadas, analisadas de W para E (Figuras 84 e 85).

Figura 84: Proporções da fração pelítica total e das classes granulométricas da fração areia em amostras de terraço marinho pleistocênico, de W (MPR-01) para E (MPR-09).

Nas amostras de terraço pleistocênico, não se observa padrão regular de variação de W para E, exceto pela diminuição da classe areia muito grossa, com aumento das classes de areia mais finas (média, fina e muito fina) e dos pelíticos, nas quatro primeiras amostras (de MPR-01 a MPR-04). Concentrações relativamente elevadas de areia muito grossa, da mesma ordem de grandeza do extremo oeste (em torno de 35 a 50%) voltam a ocorrer próximo a Praia Seca (MPR-05 e MPR-06) e no meio (MPR-09) da barreira.

Figura 85: Proporções da fração pelítica total e das classes granulométricas da fração areia em amostras de leque de sobrelavagem, de W (MLS-01) para E (MLS-09). Todas as amostras coletadas em lobos de leques, exceto MLS-09, obtida do canal condutor.

As amostras de leque de sobrelavagem apresentam tendência contínua de afinamento (aumento da proporção da classe areia média em detrimento da areia muito grossa) de W para E, entre MLS-02 e MLS-08. A amostra MLS-09 possui distribuição granulométrica destoante das demais, por ter sido a única coletada no condutor, e não no lobo do leque de sobrelavagem.

As estatísticas descritivas da distribuição granulométrica relacionadas aos três primeiros momentos (desvio padrão, diâmetro médio e assimetria), apresentadas em gráficos *boxplots* por unidade morfoestratigráfica (Figuras 86 a 88), foram calculadas sem incluir a fração pelítica, por considerar-se que esta fração é, em parte dos casos (e.g. terraços pleistocênicos e paleodunas), de origem pós-deposicional (pedogênica).

Na comparação entre valores de tamanho médio de grão entre os diferentes tipos de depósitos (Figura 86), observa-se tendência geral para menores valores de ϕ (diâmetro médio mais grosso) nas fácies subaquosas (lagunares, leques de sobrelavagem e paleopraias) de que nas eólicas. No caso particular dos lobos deposicionais rumo NE, o intervalo interquartis é quase inteiramente mais fino que a dos depósitos subaquosos, o que constitui um critério granulométrico razoável para distinção de fácies. Dentre as amostras subaquosas, as mais grossas encontram-se em meio aos sedimentos de leques de sobrelavagem e as mais finas nas amostras lagunares.

As amostras eólicas distinguem-se também de parte das subaquosas (lagunares e de paleopraia) pelos menores valores de desvio padrão, e, portanto, melhor seleção

granulométrica (Figura 87). Os depósitos de leques de sobrelavagem, em contrapartida, apresentam amplitude de variação e mediana dos valores de desvio padrão muito similares aos dos depósitos eólicos.

Os valores de assimetria (Figura 88) aproximam-se de zero na maioria estatística (isto é, exceto *outliers*) das amostras de lobos deposicionais eólicos. Já nos depósitos subaquosos, a assimetria mostra tendência para valores positivos, o que pode ser atribuído ao deslocamento da moda em direção aos grossos, com prolongamento da cauda fina da curva de distribuição. No caso particular dos depósitos de leque de sobrelavagem, o intervalo interquartis é inteiramente positivo e a assimetria nula só é alcançada na extremidade do bigode inferior. Desse modo, a assimetria da distribuição granulométrica pode constituir um critério sedimentológico razoavelmente eficiente para distinguir depósitos eólicos de leques de sobrelavagem.

Figura 86: Diagramas em caixa para variação do diâmetro médio (phi) para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 10; lobos deposicionais rumo SW, n = 18; lobos deposicionais rumo NE, n = 11; leques de sobrelavagem, n = 10; terraços marinhos pleistocênicos, n = 12; e praia, n = 48. LD = lobo deposicional.

Figura 87: Diagramas em caixa para variação do desvio padrão (ϕ) para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, $n = 10$; lobos deposicionais rumo SW, $n = 18$; lobos deposicionais rumo NE, $n = 11$; leques de sobrelevagem, $n = 10$; terraços marinhos pleistocênicos, $n = 12$; e praia, $n = 48$. LD = lobo deposicional.

Figura 88: Diagramas em caixa para variação da assimetria para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, $n = 10$; lobos deposicionais rumo SW, $n = 18$; lobos deposicionais rumo NE, $n = 11$; leques de sobrelevagem, $n = 10$; terraços marinhos pleistocênicos, $n = 12$; e praia, $n = 48$. LD = lobo deposicional.

6.1.3.2. Minerais pesados

Os resultados completos de análise de minerais pesados em sedimentos do interior da barreira apresentam-se no Anexo VI. Na fração não-magnética da classe areia fina, encontram-se os seguintes minerais transparentes não-micáceos, em ordem decrescente de abundância média: sillimanita, zircão, turmalina, hornblenda, rutilo, monazita, granada, titanita, andalusita, epídoto, estauroлита, cianita e apatita. Outros minerais, observados em quantidade traço (frequência menor que 1%) são: hiperstênio, coríndon e espinélio. Os quadros XII a XVI apresentam a classificação nominal de frequências de minerais pesados terrígenos (exceto minerais traço) nas amostras lagunares, lobos deposicionais rumo SW, lobos deposicionais rumo NE, leques de sobrelavagem e terraços marinhos pleistocênicos, respectivamente, segundo a escala de Coutinho & Coimbra (1974).

Quadro XII: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos transparentes não micáceos nas amostras **lagunares** associadas à barreira arenosa de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso entre 2 e 5%, raro: <2%). Abreviações: ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), EST (estauroлита), MON (monazita), TIT (titanita), SIL (sillimanita), CIA (cianita), GRD (granada), HBL (hornblenda) e AND (andalusita). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	ZIR	TUR	RUT	EST	MON	TIT	SIL	CIA	GRD	HBL	AND
Predominante											
Abundante	✓						✓				
Comum			✓		✓						
Escasso		✓				✓					
Raro				✓				✓	✓	✓	✓

Quadro XIII: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos transparentes não micáceos nos **lobos deposicionais rumo SW** da barreira arenosa de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso entre 2 e 5%, raro: <2%). Abreviações: ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), EST (estauroлита), EPI (epídoto), MON (monazita), TIT (titanita), SIL (sillimanita), CIA (cianita), GRD (granada), HBL (hornblenda) e AND (andalusita). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	ZIR	TUR	RUT	EST	EPI	MON	TIT	SIL	CIA	GRD	HBL	AND
Predominante								✓				
Abundante												
Comum	✓	✓	✓									
Escasso						✓	✓			✓	✓	
Raro				✓	✓				✓			✓

Quadro XIV: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos transparentes não micáceos nos **lobos deposicionais rumo NE** da barreira arenosa de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso entre 2 e 5%, raro: <2%). Abreviações: ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), EST (estauroлита), EPI (epídoto), MON

(monazita), TIT (titanita), SIL (sillimanita), CIA (cianita), GRD (granada), HBL (hornblenda), APA (apatita) e AND (andalusita). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	ZIR	TUR	RUT	EST	EPI	MON	TIT	SIL	CIA	GRD	HBL	APA	AND
Predominante													
Abundante								✓					
Comum	✓	✓									✓		
Escasso			✓			✓				✓			
Raro				✓	✓		✓		✓			✓	✓

Quadro XV: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos transparentes não micáceos **nos leques de sobrelavagem** da barreira arenosa de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso entre 2 e 5%, raro: <2%). Abreviações: ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), EST (estauroлита), EPI (epídoto), MON (monazita), TIT (titanita), SIL (sillimanita), CIA (cianita), GRD (granada), HBL (hornblenda), APA (apatita) e AND (andalusita). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	ZIR	TUR	RUT	EST	EPI	MON	TIT	SIL	CIA	GRD	HBL	APA	AND
Predominante													
Abundante	✓							✓					
Comum		✓				✓					✓		
Escasso			✓		✓					✓			
Raro				✓			✓		✓			✓	✓

Quadro XVI: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos transparentes não micáceos **nos terraços marinhos pleistocênicos** da barreira arenosa de Maçambaba, segundo a escala de Coutinho & Coimbra 1974. (Predominante: >50%, abundante: entre 20 e 50%, comum: entre 5 e 20%, escasso entre 2 e 5%, raro: <2%). Abreviações: ZIR (zircão), TUR (turmalina), RUT (rutilo), EST (estauroлита), EPI (epídoto), MON (monazita), TIT (titanita), SIL (sillimanita), CIA (cianita), GRD (granada), HBL (hornblenda), APA (apatita) e AND (andalusita). Minerais em quantidade traço (<1%) não foram incluídos.

	ZIR	TUR	RUT	EST	EPI	MON	TIT	SIL	CIA	GRD	HBL	APA	AND
Predominante													
Abundante	✓							✓					
Comum		✓	✓			✓							
Escasso							✓						
Raro				✓	✓				✓	✓	✓	✓	✓

Em sua maioria, os minerais pesados observados na barreira apresentam formas semelhantes aos do sistema praia-duna descritos anteriormente no item 5.1.4.1. Suas fotomicrografias encontram-se nas Figuras 89 a 102.

Figura 89: Sillimanita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-04-SW.

Figura 90: Zircão a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPR-09C.

Figura 91: Turmalina na seção prismática a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-26-NE.

Figura 92: Turmalina na seção basal a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-29-NE.

Figura 93: Hornblenda a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-26-NE.

Figura 94: Rutilo a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPR-08.

Figura 95: Monazita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLA-03A. Notar marcas superficiais, atribuídas à dissolução química e/ou choque mecânico, e que são úteis na diagnose do mineral.

Figura 96: Granada a polarizadores descruzados (A) e (B). Em (B), notar picoteamento triangular ou losangular, atribuído à dissolução química. Fotomicrografias da amostra MPA-07.

Figura 97: Titanita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPR-09A.

Figura 98: Andalusita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLS-01.

Figura 99: Epídoto a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLS-02.

Figura 100: Estauroлита a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MPR-10.

Figura 101: Cianita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-23-SW.

Figura 102: Apatita a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Fotomicrografias da amostra MLD-23-SW.

6.1.3.3. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos

A variação espacial da frequência de minerais pesados foi testada para lobos deposicionais, de modo a comparar os rumos de migração - SW versus NE – (Figura 103), e, para terraços marinhos pleistocênicos (Figura 104) e leques de sobrelavagem, de acordo com sua distribuição espacial ao longo da barreira, de W para E.

Na comparação entre os lobos deposicionais com diferentes rumos de migração (Figura 103), observa-se que os com rumo SW e sua respectiva fonte mais provável, o terraço marinho pleistocênico, são enriquecidos em zircão (frequências de contagem de até 38 %) em relação aos de rumo NE (menos de 29%). Hornblenda é outro mineral com comportamento distinto na comparação entre os lobos de rumos de avanço opostos, com tendência para maiores frequências (até 20 %) nos lobos deposicionais rumo NE. Exceções para este padrão geral de distinção, dentre os lobos com rumo de migração

SW, são as amostras MLD-14-SW, MLD-22-SW, MLD-23-SW, MLD-24-SW e MLD-28-SW (representadas em separado na Figura 103). Elas apresentam comportamento semelhante ao das amostras de rumo NE, isto é, são comparativamente pobres em zircão e ricas em hornblenda. Estas exceções se explicam pelo fato de se tratar de dunas parabólicas reversas, com origem em leques de sobrelavagem sobre a barreira holocênica e, portanto, influenciadas pela área fonte praial.

Figura 103: Distribuição dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de lobos deposicionais rumo SW (com origem no terraço marinho pleistocênico e/ou na praia lagunar e com origem no meio da barreira holocênica) e NE (com origem na praia de mar aberto) e médias de frequência em suas respectivas fontes (terraços marinhos pleistocênicos e praia).

Nas amostras de terraço marinho pleistocênico, avaliadas de W para E (Figura 104), o teor de monazita é elevado (37 %) no extremo oeste (MPR-01) e se mantém baixo e estável (entre 2 e 7 %) a partir daí. Em contrapartida, a hornblenda é mais abundante (10%) na porção central (MPR-09A) do que no restante da barreira, onde a sua concentração média é de apenas 2,5%. Uma análise combinada da frequência destes dois minerais mostrou que, grosso modo, eles aumentam em detrimento da sillimanita.

Figura 104: Distribuição dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de terraços marinhos pleistocênicos de W (MPR-01) para E (MPR-09A).

Entre os índices mineralógicos testados, os que mostraram melhores resultados estatisticamente foram ZRi (zircão/rutilo), ZTi (zircão/turmalina) e THi (turmalina/hornblenda), supostos indicadores de proveniência, seleção hidráulica por transporte e dissolução pós-deposicional, respectivamente.

O índice ZRi é considerado indicador potencial de proveniência (Morton & Hallsworth 1994), por zircão e rutilo apresentarem mesma estabilidade e densidades semelhantes, porém fontes distintas. Os diagramas em caixa feitos para este índice (Figura 105) mostram que os valores nas amostras lagunares e de terraços marinhos pleistocênicos são muito semelhantes. As amostras de lobos deposicionais rumo SW e NE apresentam sobreposição entre si, porém com maior amplitude de variação e menores valores mínimos nos lobos rumo NE.

Figura 105: Diagramas em caixa para o índice ZRi (zircão vs. rutilo) para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 4; lobos deposicionais rumo SW, n = 15; lobos deposicionais rumo NE, n = 9; leques de sobrelevagem, n = 8; terraços marinhos pleistocênicos, n = 10. LD = lobo deposicional.

Zircão e turmalina têm graus de estabilidade parecidos, mesma fonte, porém densidades diferentes (zircão mais pesado que turmalina), portanto, o índice ZTi pode ser usado como indicador de grau de seleção por transporte: quanto mais alto o índice, menos transportado ou retrabalhado é o sedimento. Nos diagramas em caixa para este índice (Figura 106), novamente observa-se que as amostras lagunares e de terraço marinho pleistocênico têm valores semelhantes e confirmam que a laguna atualmente retrabalha o terraço. Já as amostras de lobos deposicionais rumo SW apresentam índice ZTi significativamente inferior. Os lobos deposicionais rumo NE apresentam os menores valores do índice ZTi.

Figura 106: Diagramas em caixa para o índice ZTi (zircão vs. turmalina) para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 4; lobos deposicionais rumo SW, n = 15; lobos deposicionais rumo NE, n = 9; leques de sobrelevagem, n = 8; terraços marinhos pleistocênicos, n = 10. LD = lobo deposicional.

A razão entre turmalina e hornblenda, minerais com fontes e densidades semelhantes, porém com estabilidades distintas, é indicadora potencial de dissolução química pós-deposicional. Assumida a premissa de que, após a deposição, a hornblenda, por ser menos estável, é preferencialmente dissolvida em comparação com a turmalina, quanto maior o índice THi maior o tempo ou a intensidade de atuação da dissolução sobre o depósito. Os diagramas em caixa feitos para o índice THi encontram-se na Figura 107. O intervalo interquartis das amostras de terraço marinho pleistocênico está contido no das lagunares, ambos com valores altos (mais de 0,5 a 1,0). Leques de sobrelevagem e lobos deposicionais rumo NE apresentam intervalos interquartis em valores semelhantes entre si e comparativamente baixos (aproximadamente 0,4 a 0,6).

Figura 107: Diagramas em caixa para o índice THi (turmalina/hornblenda) para cada tipo de depósito amostrado. Número n de amostras: lagunares, n = 4; lobos deposicionais rumo SW, n = 15; lobos deposicionais rumo NE, n = 9; leques de sobrelevagem, n = 8; terraços marinhos pleistocênicos, n = 10. LD = lobo deposicional.

6.1.3.4. Petrografia

6.1.3.4.1. Terraço marinho pleistocênico na margem da Laguna de Araruama

As duas seções delgadas do terraço marinho pleistocênico (meio e topo do horizonte pedológico B espódico) apresentam características texturais e mineralógicas muito semelhantes (Figura 108). As amostras compreendem fácies terrígenas quartzo-arenáceas, de granulação predominante areia grossa (aproximadamente 0,7 mm), moderadamente selecionada, com grãos subarredondados e de esfericidade alta. Subdividem-se em arcabouço (~80 %), cimento (~3 %) e poros (~17 %). A mineralogia do arcabouço é predominantemente quartzosa, com traços de feldspato nas duas amostras e com opacos e minerais pesados (zircão e hornblenda) apenas na MPR-09B. Apresentam porosidade intergranular, empacotamento aberto (IPkp: MPR-09A = 26,5 % e MPR-09B = 17 %) e cimento argilo-organo-ferruginoso criptocristalino coloidal, com trama envolvente em cutícula anisópaca cuja espessura média aproximada é de até 0,05 mm. Esta cutícula forma meniscos contínuos, em MPR-09A (Figura 109), e apresenta-se microfraturada em MPR-09B (Figura 110). Na amostra MPR-09A, o cimento é mais escuro e confere a sutil diferença de cor do meio em relação ao topo do horizonte pedogênico B espódico observada em campo. Ambas as amostras podem ser

classificadas petrograficamente como quartzo arenitos, supermaturos mineralogicamente e submaturos texturalmente.

Figura 108: Aspecto geral das lâminas de terraço marinho pleistocênico MPR-09A (A1, a polarizadores paralelos, e A2, cruzados) e MPR-09B (B1, a polarizadores paralelos, e B2, cruzados), coletadas respectivamente no meio e no topo do horizonte B espódico. Nota-se arcabouço moderadamente selecionado, com grãos de areia média a grossa subarredondados e de esfericidade predominantemente alta.

Figura 109: Cimento argilo-organo-ferruginoso da lâmina MPR-09A, a polarizadores paralelos. Notar textura criptocristalina coloidal e trama grão-envolvente em cutícula anisópaca, com formação de meniscos.

Figura 110: Cimento argilo-organo-ferruginoso da lâmina MPR-09B, a polarizadores paralelos. Notar textura criptocristalina coloidal fraturada e trama grão-envolvente em cutícula anisópaca.

5.1.3.4.2. Concreção na Ponta das Coroinhas

Na concreção em meio à areia terrígena (MLA-04) coletada no pontal lagunar das Coroinhas, a matriz representa cerca de 75 % dos componentes texturais, o arcabouço 15 % e os poros 10%. O arcabouço é constituído por areia grossa (0,8 mm), bem selecionada, subarredondada e com esfericidade predominantemente alta (Figura 111), sendo mineralogicamente composto por quartzo, com traços de hornblenda e feldspato. A matriz é uma mescla heterogênea de lama carbonática (70 % na fração) e filossilicatos (30 % na fração), estes com distribuição preferencial, às vezes concêntrica, em torno de poros alongados, incluindo prováveis moldes de raízes (Figuras 112 e 113), o que permite sugerir sua concentração associada a processo de iluviação. As fibro-lamelas de argilominerais apresentam cores de interferência alaranjadas de 1ª ordem, o que aponta para birrefringência compatível com esmectita. As classificações para a rocha, adaptadas de Dunham (1962) e Folk (1959, 1962), respectivamente, são *wackestone* de arcabouço terrígeno e *calciarenito* quartzo-micrito.

Figura 111: Aspecto geral da lâmina MLA-04, concreção carbonática da Ponta das Coroinhas, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar grãos terrígenos de quartzo mono e policristalino, com granulação areia média, bem selecionados, subarredondados e de esfericidade alta, flutuantes em matriz composta por mistura heterogênea de micrita e filossilicatos.

Figura 112: Matriz filossilicática concentrada, em meio a micrita, em torno de poros alongados, de borda irregular, provavelmente associada a processos de iluviação em torno de moldes de raízes. Fotomicrografias da lâmina MLA-04 a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 113: Matriz filossilicática com distribuição concêntrica, envolvendo poro, cercada de micrita. Notar poros menores, alongados, em padrão radial a partir do poro principal e manchas de matriz micrítica dispersas no restante da imagem. Fotomicrografia da lâmina MLA-04, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

6.1.3.4.3. Concreções no Brejo do Espinho

Foram coletadas três amostras no Brejo do Espinho, em dois pontos distintos (MLA-09 e MLA-08). No ponto MLA-09, coletou-se amostra de crosta carbonática subsuperficial, a 20 cm de profundidade, sob lâmina de sedimento arenoso inconsolidado, e, no MLA-08, amostras de duas microfácies superficiais: (A) lama carbonática cinza claro inconsolidada rica em carapaças de gastrópodos, com 20 cm de espessura, sob (B) lama carbonática preta rica em carapaças de gastrópodos subconsolidada, com aproximadamente 10 cm de espessura.

Na seção delgada MLA-09, a matriz carbonática, componente textural essencial da concreção, representa 68% da amostra, enquanto arcabouço terrígeno (25%), cimento (5%) e poros (2%) completam o restante (Figura 114). A matriz é micrítica, heterogênea e com bioturbações. O arcabouço é constituído por areia média (0,3 a 0,5 mm), moderadamente selecionada, subangulosa, com esfericidade alta e mineralogicamente composto por quartzo monocristalino e traços de feldspato e hornblenda. O cimento é dominado por calcita (95% na fração), com presença de óxi-hidróxido de ferro (5%). A calcita é microespática a espática e ocorre em franja radial anisópaca, seja em torno dos grãos terrígenos, seja como revestimento de poros alongados e ramificados, atribuídos a moldes de raízes (Figura 115 e 116). O cimento de óxi-hidróxido de ferro ocorre na forma de manchas avermelhadas micrométricas de padrão dendrítico, em meio à micrita, frequentemente junto às bordas de poros parcial ou totalmente preenchidos por espato (Figura 117), distribuição que permite interpretar sua formação associada a processos de circulação de água nesses poros (e.g. iluviação). Foram encontrados vadoides com diâmetro de 0,12 a 0,17 mm envoltos por franja de calcita microespática e ocasionalmente preenchidos por espato (Figura 118). A porosidade presente é associada à ocorrência de moldes de raízes em meio a micrita, em padrão septo-alveolar (Alonso-Zarza & Wright 2010), e a pedotúbulos em geral. Petrograficamente, adaptando-se as nomenclaturas mais usuais de calcários, esta rocha classifica-se como *wackestone* de arcabouço terrígeno (Dunham 1962) e calciarenito quartzo-micrito (Folk 1959).

Figura 114: Aspecto geral da lâmina MLA-09, concreção carbonática do Brejo do Espinho, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar arcabouço terrígeno de areia média, moderadamente selecionado, subanguloso e de esfericidade alta, flutuante em matriz micrítica. Notar ainda, no lado esquerdo das fotomicrografias, a presença de poros alongados, ligados a antigas raízes, revestidos por cimento carbonático.

Figura 115: Franja radial de calcita microespática anisópaca revestindo poros móldicos de raízes em meio a micrita, microtextura conhecida como septo-alveolar (Alonso-Zarza & Wright 2010). Lâmina MLA-09 a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 116: Franja radial de calcita microespática e espática anisópaca, revestindo pedotúbulo. Lâmina MLA-09 a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 117: Franja radial de calcita espática revestindo poro. Notar manchas microdendríticas de cimento de óxi-hidróxido metálico que bordejam as franjas radiais de calcita espática. Lâmina MLA-09 a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 118: Vadoides de aproximadamente 0,15 mm de diâmetro envoltos por cimento em franja radial de calcita microespática e preenchidos por calcita espática. Notar microespato associado a padrão celular, provavelmente de origem orgânica (microbiana?). Lâmina MLA-09 a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Na microfácies A, do ponto de amostragem MLA-08, a matriz micrítica representa 65 % da concreção enquanto arcabouço e poros correspondem a, respectivamente, 20 % e 15 % (Figura 119). A matriz é homogênea, micrítica. O arcabouço é composto por carapaças fragmentadas e inteiras de gastrópodes, de tamanhos entre 0,1 mm a 1,5 mm, que compõem 40 % na fração, por fragmentos angulosos de carvão (até 3 mm) (Figura 120), que perfazem 10 % na fração, e por fragmentos de ostracodes (50%), além de bivalves em quantidade traço (Figura 121). Esta microfácies classifica-se como *wackestone* (Dunham 1962) e *calciarenito biomicrito* (Folk 1959).

Figura 119: Aspecto geral da lâmina MLA-08A a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar carapaça milimétrica de gastrópode e valvas desarticuladas menores de ostracode imersos em matriz micrítica.

Figura 120: Fragmento anguloso de carvão imerso em matriz micrítica. Lâmina MLA-08A, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 121: Fragmento de bivalve imerso em matriz micrítica. Lâmina MLA-08A, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar poros alinhados SW-NE de micro raízes.

Na microfácies B de MLA-08, a matriz representa 73 %, o arcabouço 15 % e os poros 22 % (Figura 122). Foram considerados como poros todos os espaços vazios, preenchidos pela resina colorida (Azul de Orasol), porém, é preciso levar em conta que, por a amostra ser muito frágil e inconsolidada, parte dessa porosidade pode ter sido

gerada no corte e separação da alíquota antes da impregnação (item 3.4.6). O arcabouço é composto por fósseis de gastrópodes inteiros e fragmentados (Figura 123), de tamanhos entre 0,45 mm e 2 mm (80 % da fração), por fragmentos angulosos e esqueléticos de carvão de até 1,7 mm (10%, Figura 124) e por pápulas (fragmentos de tecido bulboso da epiderme das plantas) que variam entre 0,1 mm e 1 mm (10 %). A matriz é micropeloidal grumelosa e não se descarta a possibilidade de estes micropeloides, de aproximadamente 0,1 mm de diâmetro corresponderem a pelotilhas fecais (*pellets*) (Figura 125). Petrograficamente, a lama carbonática foi classificada como *wackestone* (Dunham 1962) e *calciareia pelquartzo-micrito* (Folk 1959).

Figura 122: Aspecto geral da lâmina MLA-08B a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar presença de grumos na matriz, de constituição micropeloidal (possíveis pelotilhas) e de fósseis esparsos de gastrópodes e fragmentos de carvão.

Figura 123: Fósseis de gastrópodes inteiros e fragmentados, imersos em matriz grumosa micropeloidal. Lâmina MLA-08B, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 124: Fragmento de carvão anguloso esquelético, imerso em matriz grumosa micropeloidal. Lâmina MLA-08B a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 125: Detalhe de grumo da matriz na lâmina MLA-08B, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Notar a presença de micropeloides, possíveis pelotilhas fecais, com aproximadamente 50 a 200 µm de diâmetro.

6.1.3.4.4. Bioconstruções da laguna de Araruama

Colônias de poliquetas do gênero *Hydroides* e de cracas, associadas a fragmentos de conchas de *Anomalocardia brasiliiana*, são encontradas em praticamente toda margem da laguna de Araruama e em uma feição linear submersa de aproximadamente 1,7 km de extensão por 200 m de largura, com orientação WNW/ENE, na enseada entre as pontas da Acaíra e da Maçambaba, próximo ao distrito de Figueira.

Foram coletadas duas amostras destas formações recifais lagunares: uma na feição linear submersa (MLA-10 distal), sob lâmina de água de menos de 0,5m, cerca de 550 m costa lagunar afora; e outra na margem da laguna de Araruama adjacente ao banco recifal submerso (MLA-10 proximal).

Nas amostras macroscópicas (Figura 126 e 127), é possível observar os tubículos de poliquetas, em concentrações da ordem de 50 %. Por serem muito frágeis, acredita-se que, no processo de laminação, a maioria dos tubículos se fragmentem e não se preservem na seção delgada em quantidade compatível com as encontradas em campo.

Suas concentrações na análise petrográfica estão, portanto possivelmente subestimadas em relação à realidade. A descrição e as fotomicrografias encontram-se no Quadro XVII e Figuras 128 a 133, respectivamente.

Quadro XVII: Compilação das descrições das lâminas petrográficas das amostras de formação recifal lagunar MLA-10 proximal e MLA-10 distal.

		MLA-10 PROXIMAL	MLA-10 DISTAL
Estimativa modal de componentes		Terrígenos: 20 % Bioclastos: 5 % Tubículos: 2 % Foraminíferos: traço Micrita: 30 % Espato: 10 % Poros: 35 %	Terrígenos: 10 % Bioclastos: 5 % Tubículos: 15 % Foraminíferos: traço Alga vermelha: traço Peloides indeterminados (pelotilhas e/ou fósseis micritizados): 12 % Espato: 13 % Poros: 45 %
Tubículos		Seção circular e/ou oval, de diâmetro variável entre 0,8 e 0,1 mm, com espessura da parede de até 0,2 mm	Seção circular e/ou oval, de diâmetro médio de 0,8 mm, com espessura da parede de até 0,2 mm (Figura 105)
Arcabouço	Bioconstruído	Tubos de poliquetas (<i>Hydroides</i>)	Tubos de poliquetas (<i>Hydroides</i>) e cracas
	Clástico intrabacinal	Fragmentos de bivalve (<i>Anomalocardia brasiliiana</i>) e foraminíferos (miliolídeos)	Fragmentos de bivalve (<i>Anomalocardia brasiliiana</i>), foraminíferos (miliolídeos), alga vermelha (Figura 108) e pelotilhas
	Terrígeno	Quartzo (90 %) e feldspato (10 %), em grãos subangulosos de areia média (0,4 mm)	Quartzo (90 %) e feldspato (10 %), em grãos subangulosos de areia média (0,4 mm)
Matriz		Preenchimento micrítico, em maior parte da seção.	
Cimento		Microespático, em volta dos grãos, fibrorradiado quando em torno de grãos carbonáticos (Figura 107)	Micrítico a microespático
Classificação		Descritiva: <i>wackestone</i> (Dunham 1962) ou calciarenito quartzo micrito com bioclastos (Folk 1959) Interpretativa: <i>boundstone</i> ou biolitito com preenchimento clástico	Descritiva: <i>wackestone</i> (Dunham 1962) ou calciarenito pelquartzo - microespático (Folk 1959) Interpretativa: <i>boundstone</i> ou biolitito com preenchimento clástico

	MLA-10 PROXIMAL	MLA-10 DISTAL
Observações	Presença de fitas de microespato (~ 0,2 mm de espessura), de provável origem microbiana, rompidas por grãos caídos (Figura 106)	Presença de grumos de micrita em meio ao microespato (Figura 109)

Figura 126: Amostras macroscópicas de bioconstruções lagunares (MLA-10): A) proximal, B) distal. Em A, notar presença de conchas de molusco (*Anomalocardia brasiliana*), desarticuladas e desgastadas.

Figura 127: Tubículos de poliquetas do gênero *Hydroides* nas amostras MLA-10: A) proximal, B) distal.

Figura 128: Aspecto geral das lâminas MLA-10 proximal (A1, polarizadores paralelos, e A2, polarizadores cruzados) e distal (B1, polarizadores paralelos, e B2, polarizadores cruzados). Notar fragmento de bivalve (seta vermelha), tubículo de poliqueta (seta verde) e craca (seta amarela).

Figura 129: Tubículos de poliqueta em seções perpendiculares e transversais, com formas circulares e ovais, na lâmina MLA-10 distal, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 130: Fita microespática rompida por grão de quartzo caído. Lâmina MLA-10 proximal a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 131: Testas de miliolídeo envoltos por franja radial de calcita microespática. Lâmina MLA-10 proximal, a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 132: Alga vermelha preenchida e envolta por cimento microespático. Lâmina MLA-10 distal a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

Figura 133: Grumos de micrita imersos em meio a calcita microespática. Lâmina MLA-10 distal a polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

6.2. Discussões

6.2.1. Geomorfologia e sistemas deposicionais

A integração dos resultados de sensoriamento remoto realizado em fotos aéreas, em escala 1:25000, com dados de campo, permitiu uma descrição geomorfológica detalhada da área de estudo. Maçambaba é uma extensa barreira costeira formada por duas gerações de depósitos, uma interna, pleistocênica, e outra externa, holocênica, como já descrito por Martin *et al.* (1997), Turcq *et al.* (1999), Muehe (2006) e Dias & Kjerfve (2009).

Além disso, puderam ser reconhecidas dunas eólicas pré- (ou sin-) e pós-máxima inundaço holocnica, dois tipos diferentes de depsitos resultantes de processos de sobrelavagem e dois sistemas de paleolagunas contemporneos (conforme dados de Turcq *et al.* 1999 compilados no item 4.1.4), mas geneticamente distintos, o menor e mais interno deles em estgio avanado de assoreamento.

No mapa confeccionado a partir das fotos reas e observaes de campo (Anexo IV), a barreira foi dividida em cinco sistemas deposicionais que so detalhados a seguir, do mais recente para o mais antigo.

A barreira holocnica considerada transgressiva em sua origem, no Holoceno mdio, embora possa ter entrado posteriormente, e at os dias atuais, em fase progradante, como sugerido na estratigrafia encontrada em sees de GPR por Moulton *et al.* (2013), e reinterpretada no Artigo 1 desta dissertao, e tambm como esperado pelo comportamento de queda suave do NRM nesta regio nos ltimos 5 a 6 ka (Angulo *et al.* 2015). A pequena largura desta barreira (menos de 500 m), porm, permite sugerir que esta progradao tem ocorrido a taxas muito baixas (menor que 0,1 m/ano). Esta barreira subdivide-se em trs associaes de feies morfolgicas: praia-duna frontal; leques e lagos ou lagunas de sobrelavagem; e uma terceira associao, mais complexa,

que engloba rupturas de deflação, leques de sobrelavagem e dunas parabólicas reversas. Todas estas feições têm atividade sedimentar até o recente, embora possam ter-se iniciado na época da máxima inundação marinha do Holoceno. O sistema praia-duna frontal atual foi detalhado no Artigo 1 desta dissertação (item 5). Os leques de sobrelavagem da porção oeste da barreira terminam hoje em corpos de água mais ou menos descontínuos, delimitados a norte pela barreira pleistocênica. É provável que na época de formação da barreira, sob NRM mais alto e conexão mais franca com o mar, estes corpos de água fossem interligados de modo contínuo, com caráter de laguna clássica. Trata-se, portanto, de lagos residuais de laguna, mas que, por serem intermitentemente alimentados por águas de sobrelavagem, são salobros, ou mesmo hiper-salinos. A partir do quilômetro 29, na ausência da barreira pleistocênica à retaguarda e na presença de rupturas de deflação rumo NE, a laguna de retrobarreira original foi assoreada, a água de sobrelavagem não mais se acumula de modo perene e os leques, mais secos, passam a ser retrabalhados pelos ventos, sobretudo os de NE, e ocorrem assim associados a rupturas de deflação e dunas parabólicas reversas.

A laguna de retrobarreira, de idade holocênica, localiza-se entre as duas gerações de barreiras arenosas e é formada atualmente por fundo lagunar (e.g. Lagoa Vermelha, Brejo do Espinho) e duas unidades de brejo lagunar separadas conforme vegetação dominante: *Typha*, em zonas perenemente alagadas, e *Cladium*, em zonas alagáveis de modo intermitente.

O sistema lagunar de vale inciso afogado (Lagoa de Araruama) foi assim inferido graças à presença de curvas batimétricas de até 10 m alinhadas grosso modo segundo E-W (Figura 134), junto à margem interna da lagoa, e à existência de barreira pleistocênica na sua margem externa (Martin *et al.* 1997). Esta configuração permite interpretar que se trate de antigo vale fluvial, inciso na época do Último Máximo Glacial (UMG) entre o embasamento cristalino pré-cambriano e a barreira pleistocênica, e afogado pela transgressão marinha do Holoceno médio. As unidades de brejo lagunar associadas a este sistema também foram, como na laguna de retrobarreira, divididas conforme a vegetação predominante (*Typha*, *Tabebuia* ou *Cladium*). Elas ocorrem na borda oeste da laguna de Araruama, próximo à Saquarema, e na porção leste da área. Na parte central da laguna, os pontais lagunares holocênicos foram associados ao sistema lagunar de vale afogado.

Figura 134: Configuração batimétrica da laguna de Araruama, extraída de Muehe (2006).

Os pontais do sistema lagunar de Araruama são mais desenvolvidos na margem externa da laguna (sul), como no estágio 1 do modelo de Zenkovitch (1967) (Figura 21-1), onde se apresentam na forma de corpos alongados segundo NW-SE, de até 4 km de extensão. Tanto o pontal central e mais longo (Acaíra), quanto os menores a ele adjacentes (Maçambaba, Coroinhas e Praia Seca) inclinam-se e/ou encurvam-se para W, numa indicação de que os ventos de quadrante leste são mais efetivos que os de oeste na produção de ondas lagunares. Todos estes pontais são também fortemente assimétricos, com lado linear e erosivo a leste e lado côncavo para a laguna a oeste. A orientação NW-SE do lado erosivo dos pontais de Araruama indica que os ventos a ele perpendiculares, de NE, são os dominantes na dinâmica de circulação lagunar. Já no sistema lagunar externo (interbarreiras), os pontais apresentam desenvolvimento em ambas as margens, são feições menores, de até 250 m, e exibem orientação preferencial N-S, perpendicular a seu alongamento, o que mostra que já atingiram a configuração de equilíbrio (Figura 21-3), em vista de seu adiantado estágio de assoreamento.

Na barreira de Maçambaba, foram reconhecidos nas fotos aéreas, imagens de satélite e em campo somente elementos morfológicos eólicos com participação ativa da vegetação na sedimentação. A ausência de elementos sem vegetação, como barcanas, barcanoides e lobos de avanço, deve estar associada ao aporte eólico relativo (relação aporte sedimentar / energia do vento, dividida por área de acumulação) insuficiente para sua formação (Giannini 2007, Giannini *et al.* 2014). Assim, a barreira não dispõe de associações de feições morfológicas de campos de dunas bem desenvolvidas. Quando presentes, estes campos de dunas restringem-se a parabólicas coalescidas, seu tipo mais pobre em areia, e que corresponde ao estágio morfodinâmico 5, na classificação de aporte eólico relativo, crescente de 1 a 8, de Giannini *et al.* (2014) (Figura 20). Estes campos de dunas são formados por ventos de NE. Já os ventos de SW são representados

por dunas frontais (estágio 1 da mesma classificação), na parte oeste da barreira, passando a frontais com *blowouts* (estágio 3), na porção leste. Fica evidente, assim, que os ventos de NE são mais efetivos na construção de sistemas eólicos que os de SW.

O sistema eólico da barreira de Maçambaba foi classificado também conforme a idade de formação. As dunas eólicas pré - a sin - máxima inundação encontram-se na porção oriental do campo de dunas central e foram assim classificados por apresentarem idades LOE entre 11 e 6 mil anos e sutil diferença de cor (são pouco mais escuras) e textura em foto aérea. As dunas pós - máxima inundação marinho-lagunar foram divididas em ativas, em Cabo Frio e em porções restritas do campo de dunas do centro da barreira, e inativas, representadas por maior parte das dunas rumo SW que saem da borda sul da laguna de Araruama, a sul do campo ativo em Cabo Frio e na margem do canal artificial existente no sudeste da área. O campo de dunas rumo SW da porção central da barreira iniciou-se em períodos de erosão da barreira marinha pleistocênica, e consequente geração de estoque primário disponível ao vento, seja durante a subida de NRM, quando se formaram as dunas pré a sin - máxima inundação, seja pelo desenvolvimento de pontais e consequente deslocamento do polo de erosão lagunar, o que formou as dunas pós – máxima inundação.

A planície regressiva foi subdivida em holocênica e pleistocênica. A holocênica encontra-se em forma de um tómbolo na região de Arraial do Cabo e a pleistocênica em forma alongada W-E desde Saquarema até o meio da barreira, com aproximadamente 400 m de largura e 26 km de extensão. Esta barreira pleistocênica alongada apresenta cordões regressivos preservados, na porção central entre os pontais da Coroinha e Acaíra. Suas margens no contato com o sistema lagunar interno, de vale inciso afogado, foram retrabalhadas pelos ventos de NE, o que deu origem às dunas rumo SW.

6.2.2. Sedimentologia

6.2.2.1. *Granulometria*

A granulometria varia de acordo com o tipo de feição morfológica amostrada na barreira, refletindo tanto a energia do processo deposicional envolvido quanto a fonte das areias. Assim, as amostras lagunares, por apresentarem fragmentos grossos de bioclastos, e as amostras de leques de sobrelavagem, por serem geradas em processo de tempestade, são as mais ricas em grossos da barreira, com teores máximos entre 40 e 60 % de areia grossa. Em contrapartida, os lobos deposicionais rumo NE são o tipo de depósito que apresenta maiores teores da fração areia muito fina (até 20%), seja por se originarem do retrabalhamento das areias distais, menos grossas, de leques de

sobrelavagem, seja por serem gerados pelo vento, com sua reconhecida capacidade de retirar seletivamente da fonte as frações mais finas.

Quando se comparam os valores de cada fração granulométrica, ao longo da metade oeste da barreira, nas amostras de terraços marinhos pleistocênicos (Figura 84), não se observa padrão regular de variação. Desse modo, não há evidência sedimentológica de paleoderiva litorânea longitudinal na barreira pleistocênica. Porém, a mesma análise em amostras de leques de sobrelavagem (Figura 85) ao longo da barreira, indica tendência de afinamento para E, compatível com o encontrado no Artigo 1, item 5.1.3 desta dissertação, no sistema praia-duna atual. O processo de sobrelavagem, através de ondas de tempestade, traz areias da praia e da plataforma interna submersa para o continente. Partindo desta premissa, o padrão de variação granulométrica longitudinal encontrado nos leques de sobrelavagem está em acordo com a distribuição espacial de tamanho de grão verificada no sistema praia-duna atual no Artigo 1 e por Muehe & Carvalho (1993) na plataforma interna entre Saquarema e Arraial do Cabo.

O diagrama em caixa para valores de diâmetro médio de cada tipo de depósito (Figura 86) permite observar que os sedimentos eólicos, tanto de feições rumo SW quanto rumo NE, são os mais finos. As amostras lagunares e de terraço marinho pleistocênico apresentam os piores graus de seleção (Figura 87). Acredita-se que a entrada de bioclastos de fração grossa seja um fator de piora da seleção nos sedimentos lagunares. Os valores de assimetria (Figura 88) são próximos de zero para amostras eólicas e mais positivos para amostras subaquosas (lagunares, leques de sobrelavagem e terraço marinho pleistocênico), provavelmente porque a cauda de finos é inexistente nos depósitos eólicos, devido à melhor seleção e à moda deslocada para o lado dos finos.

Em análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica relacionadas aos três primeiros momentos, o padrão de variação encontrado das amostras de leques de sobrelavagem para as de lobos deposicionais rumo NE é de afinamento do diâmetro médio (aumento do valor em ϕ) e suave queda de desvio padrão e de assimetria. Ou seja, dos leques para os lobos reversos, as amostras tornam-se “mais finas, mais selecionadas, mais negativas”, padrão 1 de McLaren & Bowels (1985), o que reforça a hipótese aventada em campo de que os lobos deposicionais rumo NE são resultado do retrabalhamento pelo vento dos depósitos de leques de sobrelavagem secos. Hipótese análoga foi formulada para a relação de campo entre depósitos de terraço marinho pleistocênico e lobos deposicionais rumo SW, os primeiros atuando como fonte para os últimos. O padrão de variação de estatísticas granulométricas encontrado entre eles foi idêntico: afinamento (diminuição do valor em ϕ), melhora de seleção e queda nos valores de assimetria. Então, do terraço marinho pleistocênico para as amostras de lobos

deposicionais rumo SW, as amostras obedecem novamente ao padrão 1 de McLaren & Bowles (1985).

6.2.2.2. *Minerais pesados*

De modo geral, o mineral mais abundante na maior parte dos depósitos é sillimanita, seguido de zircão e turmalina, o que sugere uma mesma área fonte primária durante todas as duas etapas de formação da barreira arenosa de Maçambaba, no Holoceno e no Pleistoceno. À semelhança do sugerido para o sistema praia-duna frontal atual, descrito no Artigo 1, esta associação mineralógica sugere rocha fonte metamórfica aluminosa.

Os tipos de depósitos estudados apresentam diferenças consistentes de mineralogia entre si, principalmente quando se comparam os conjuntos formados por depósitos retrabalhados e suas respectivas fontes imediatas, como, por exemplo, lobos deposicionais rumo SW e terraço marinho pleistocênico *versus* lobos deposicionais rumo NE e praia (Figura 103). As amostras de lobos deposicionais rumo SW são mais ricas em zircão (até 38 %) quando comparadas às de rumo NE, as quais, em contraste, apresentam teores de sillimanita e hornblenda mais elevados (até 55 e 23 %, respectivamente). Esta diferença pode ser atribuída ao fato de que os lobos rumo SW retrabalham depósitos pleistocênicos, já enriquecidos previamente em minerais pesados mais estáveis, zircão no caso. O maior teor de zircão na barreira pleistocênica pode, por sua vez, ser atribuído ao enriquecimento residual neste mineral, devido ao maior tempo de dissolução pós-deposicional de minerais instáveis. Em contrapartida, os lobos deposicionais rumo NE são resultado do retrabalhamento de leques de sobrelavagem, os quais são depósitos recentes, e que sofreram, portanto, pouca dissolução pós-deposicional. As ondas de tempestade são capazes de trazer minerais instáveis e metaestáveis da plataforma continental para o continente, que serão retrabalhados e formarão os depósitos eólicos com rumo de migração NE. Novamente, a mineralogia encontrada é atribuída à disponibilidade na fonte, no caso a praia, que é rica em sillimanita.

Nas amostras de terraço marinho pleistocênico (Figura 104), não se verificou variação longitudinal em relação aos teores de diferentes minerais pesados, exceto pela elevada concentração de monazita na amostra mais a oeste (MPR-01), o que se pode atribuir à grande proximidade desta porção da barreira com a rocha fonte primária (ortognaisses e paragnaisses). Monazita é mineral típico de rochas ígneas e metamórficas de composição granítica, como migmatitos ácidos, granitos anatóticos e granito-gnaisses (Parfenoff *et al.* 1970, Coutinho & Coimbra 1974). Sendo de elevada

densidade (5,0 a 5,3), em comparação com a maioria dos minerais pesados comuns, tende a concentrar-se, por seleção hidráulica, próximo da fonte. Com base neste raciocínio, a maior presença de monazita no extremo oeste da barreira pleistocênica pode ser considerada um indício de paleoderiva litorânea de W para E.

Os índices mineralógicos foram testados para observar proveniência, seleção hidráulica por transporte e dissolução pós-deposicional. O índice ZRi é considerado indicador potencial de proveniência (Morton & Hallsworth 1994) pelo fato de zircão e rutilo apresentarem mesma estabilidade e densidades parecidas, porém fontes distintas. Conforme observado na análise de assembleia mineralógica, a fonte primária para os depósitos da barreira de Maçambaba parece ter sido a mesma durante toda a sua formação (Holoceno e Pleistoceno); provavelmente por isso, o índice ZRi (Figura 105) não apresentou grande variação. A relação deste índice com a proveniência vale, porém, não só para o fornecimento primário, mas também para as fontes secundárias. Relacionado a este fato, a semelhança de ZRi entre as amostras lagunares e as de terraços marinhos pleistocênicos deve-se ao intenso retrabalhamento do terraço pela borda sul da laguna de Araruama. Também relacionado a uma questão de fonte secundária, as amostras de lobos deposicionais rumo NE, por provirem de sedimentos relativamente pobres em zircão (praia atual e leques de sobrelavagem), apresentam menores valores mínimos do índice ZRi.

O índice ZTi (Figura 106) foi avaliado como indicador potencial de seleção por transporte. Novamente, na comparação entre amostras lagunares e terraço marinho pleistocênico, os valores são semelhantes e reafirmam a hipótese aventada de que as amostras lagunares da borda sul da laguna de Araruama realmente retrabalham o terraço pleistocênico. As amostras de lobos deposicionais, que saem da barreira pleistocênica, rumo SW, são porém mais pobres em zircão, já que foram transportadas por uma distância maior. Os menores valores de ZTi encontrados nos lobos deposicionais rumo NE podem ser explicados por tratar-se de retrabalhamento e transporte de sedimentos trazidos da praia e plataforma continental interna, pelos leques de sobrelavagem, que apresentam índices mais baixos que a laguna e terraço marinho pleistocênico.

O índice THi (Figura 107) foi testado para avaliar a dissolução química pós-deposicional. As amostras de terraços marinhos pleistocênicos apresentam valores elevados e pouco variáveis deste índice, o que indica que a dissolução pós-deposicional prolongada nestes depósitos eliminou minerais instáveis de modo homogêneo. Os sedimentos lagunares formaram-se a partir desta fonte homogeneamente empobrecida em hornblenda e por isso apresentam índices semelhantes. Os lobos deposicionais rumo SW possuem intervalo interquartis inteiramente contido nos da laguna e do terraço

marinho pleistocênico, o que reflete de modo claro a influência destes dois tipos de sedimentos como sua fonte imediata. Por fim, em uma análise em conjunto das amostras de leque de sobrelavagem e lobos deposicionais rumo NE, os dois grupos apresentaram valores semelhantes e baixos tanto por virem de mesma área fonte, com maior concentração de hornblenda, quanto por serem mais recentes (item 6.1.2), sem tempo hábil para a ação da dissolução pós-deposicional deste mineral.

6.2.2.3. *Petrografia*

A descrição das lâminas petrográficas do terraço marinho pleistocênico evidenciou que as amostras de porções distintas do horizontes de solo B espódico, MPR-09A e MPR-09B, são muito semelhantes entre si. Trata-se de areias subconsolidadas de granulação média a grossa, moderadamente selecionadas, subarredondadas e de esfericidade alta, o que é perfeitamente compatível com a interpretação de depósitos de paleopraia. A amostra A, inferior, apresenta cimento em meniscos, de coloração mais escura, provavelmente devido à maior concentração de material iluvial ligada a sua proximidade com o freático, inclusive com influência das águas hipersalinas da laguna de Araruama, já que se encontra em zona alagável de acordo com a variação da maré.

Martinho & Giannini (2001), na comparação de depósitos eólicos pleistocênicos e holocênicos pré-máxima inundação na região de Jaguaruna-Imbituba, SC, notaram a maior quantidade e caráter mais coloidal, ou menos particulado, do cimento nas amostras pleistocênicas, em comparação com as holocênicas. Apesar das amostras analisadas nesta dissertação serem não eólicas mas de terraços marinhos, o grau de pedodiagênese e a cimentação coloidal de óxido de ferro são similares aos encontrados por aqueles autores no depósito pleistocênico. Isso constitui mais um dado favorável à ideia de idade pleistocênica para a barreira interna.

As amostras de concreções carbonáticas (MLA-04 e MLA-09) apresentaram associação de microfeições similar àquela atribuída a calcretes (Klappa 1978, Esteban & Klappa 1983, Alonso-Zarza *et al.* 1998, Alonso-Zarza 2003, Wright 2007, Alonso-Zarza & Wright 2010): grãos imersos em matriz micrítica, franjas radiais isópacas de calcita espática acicular, trama septo-alveolar, pisoides ou vadoides e redes micríticas de textura celular provavelmente oriundas de atividade microbianas de fungos ou cianobactérias. As tramas e texturas encontradas nestas duas amostras são claramente distintas das observadas nas lamas carbonáticas lagunares da região (amostras MLA-08A e B), o que sugere que, além da sedimentação bioclástica, a sedimentação carbonática da região de fato abrangeu processos autigênicos de formação de calcretes.

Calcretes são duricrostas carbonáticas continentais, comuns em regiões de clima árido ou semiárido, originadas pela variação do nível freático ou por processos pedogenéticos, sendo assim denominados calcretes freáticos ou pedogênicos, respectivamente (Wright 2007, Fiorini 2012). Wright (2007) propõe reconhecer o caráter predominantemente freático ou pedogênico do calcrete com base em suas associações microtexturais. Microtexturas do tipo *alpha*, ligadas a mecanismos de precipitação inorgânicos, seriam mais características de calcretes freáticos, enquanto as do tipo *beta*, ligadas à precipitação bioinduzida, seriam mais típicas de calcretes pedogênicos.

Nas amostras analisadas, microtexturas características de influência biogênica, como moldes de raízes, pedotúbulos e tecidos de textura celular, são pervasivas e dominantes, apontando para calcretes de origem essencialmente pedogênica. Outras feições associadas, como vadoides, preenchimento parcial dos poros móldicos de raízes por esmectita e cimentação dos microporos associados ao entorno das raízes por óxi-hidróxidos de ferro, apontam para condições iluviais e oxidantes, mais características de zona vadosa. Não se descarta, porém, a superposição por processos freáticos, haja vista a presença de franjas isópacas de calcita espática, inclusive ao redor dos vadoides.

As microfácies de lama e areia carbonáticas com carapaças de gastrópodes (MLA-08) permitiram analisar a lama precursora das capas e/ou nódulos de duricrosta carbonática. A presença das duas fácies carbonáticas, ainda inconsolidadas, permite inferir que a sedimentação intrabacinal continua atualmente.

As amostras de formações recifais lagunares proximal, coletada na margem da laguna de Araruama, e distal, coletada no interior da laguna, são muito semelhantes entre si. A amostra proximal difere da distal apenas por apresentar matriz micrítica, compatível com as condições de menor energia esperadas no intermarés superior, e por ser mais cimentada, provavelmente em virtude da exposição subaérea mais frequente e duradoura. As duas amostras têm os mesmos organismos bioconstrutores, poliquetas do gênero *Hydroides*, associados a incrustações de cracas, e com grãos de quartzo e bioclastos, inclusive conchas centimétricas de bivalve, aderidos nas porções mais cimentadas. As conchas de bivalve foram interpretadas como bioclastos, e não como bioincrustações, por incluírem espécimes desarticuladas e fragmentadas e por apresentarem variação de idades indicativa de mistura temporal. Na amostra proximal, foram encontradas bioturbações na micrita e camadas crenuladas de calcita microespática, sugestivas de atividade microbiana.

6.2.3. Evolução da barreira

Existem pelo menos dois modelos prévios, bastante distintos, para a evolução da barreira de Maçambaba, até a sua configuração atual: a de Lamego (1945) e a de Turcq *et al.* (1999). Lamego (1945) sugere que as lagunas fluminenses foram sucessivamente isoladas, ao longo do tempo, por esporões arenosos formados de W para E. De acordo com os dados obtidos no Artigo 1 desta dissertação, a deriva longitudinal realmente é para E, o que estaria coerente com a proposta deste autor, ainda que insuficiente para confirmar o seu modelo. Outro ponto a favor da hipótese de Lamego (1945) é que, embora as ondas dominantes na região sejam provenientes de S, as ondas menos frequentes, entretanto mais fortes, vêm de SSW, o que permite a deriva longitudinal rumo E. Seria necessária então a presença de uma importante fonte de areia a oeste da área para que se formassem os esporões. A costa a oeste de Maçambaba é marcada pela presença da Restinga de Maricá, de configuração, e, por extensão, gênese semelhante. Assim, se houve de fato esta fonte de areia a oeste da área, ela estaria nos bancos submersos (“deltas de maré vazante”) associados à desembocadura da baía da Guanabara. Entretanto, não existe qualquer morfologia de cordões curvados compatíveis com a formação de um esporão e as idades obtidas, nesta dissertação, nos terraços marinhos pleistocênicos e, por Turcq *et al.* (1999), nas lagunas de retrobarreira holocênicas, não indicam idades crescentes de W para E.

Turcq *et al.* (1999), através da coluna sedimentar de testemunhos rasos (até 3,5 m) no Brejo do Espinho, Lagoa Vermelha e Laguna de Araruama (Figuras 11 a 14), atrelados aos dados de variações do NRM propostas na curva de Suguio & Martin (1981), elaboraram um modelo de evolução para a barreira de Maçambaba em seis estágios: 1) formação da barreira transgressiva no máximo paleonível marinho pleistocênico (~123 ka); 2) desenvolvimento de tómbolo na porção leste da barreira; 3) progradação; 4) dissecação no período pós-máxima inundação pleistocênica; 5) inundação da paleolaguna pleistocênica devido ao máximo holocênico (~5,1 ka); e, por fim, 6) formação da barreira transgressiva holocênica com posterior recuo da linha de costa até a configuração atual. No intuito de verificar a hipótese de Turcq *et al.* (1999), um sensoriamento remoto detalhado foi conduzido, nesta dissertação, na porção leste da barreira de Maçambaba, para mapear o terraço marinho pleistocênico e verificar se haveria cotas mais baixas que pudessem corresponder à pequena paleolaguna proposta por eles dentro do tómbolo de Arraial do Cabo (Figura 135). Observou-se que, apesar da presença de salinas nos dias atuais, as cotas (superiores a 6m) e o que resta de morfologia preservada, são semelhantes àsquelas encontradas no que foi mapeado por Turcq *et al.* (1999) como terraço pleistocênico e não há, portanto, qualquer evidência da

presença de uma pequena e isolada paleolaguna pleistocênica ou de uma barreira transversal, de orientação WSW-ENE, ambas admitidas no modelo desses autores.

Figura 135: Estágio 2 de 6 (pós-máxima inundao pleistocnica) do modelo evolutivo da barreira de Maçambaba proposto por Turcq *et al.* (1999). Notar formao de tmbolo, com paleolaguna interna, na poro leste. *Fac simile* do original.

O uso combinado de informaes de fotointerpretao (item 6.1.1), dataes (item 6.1.2) e anlises texturais e mineralgicas (item 6.1.3) permite propor aqui um modelo alternativo de evoluo da regio, o qual se apresenta em desenhos esquemticos, na Figura 136. Este modelo leva em considerao a curva de variao do NRM, compilada para a costa sudeste e leste do Brasil por Angulo *et al.* (2006), e a curva do Rio de Janeiro revisada por Angulo *et al.* (2015). Divide-se em sete fases, que podem ser descritas conforme segue:

- **Fase 1 ou pr - mxima inundao pleistocnica:** duas barreiras transgressivas, localizadas prximas linha de costa atual, uma de orientao W-E, entre Saquarema e Arraial do Cabo e outra de orientao SSE-NNW entre Arraial do Cabo e Cabo Frio, separam do mar um amplo sistema lagunar sem desembocadura significativa.
- **Fase 2 ou durante a mxima inundao pleistocnica:** as duas barreiras transgressivas, por volta da poca da mxima inundao pleistocnica (120 ka), migram para o interior e assumem posies prximas quelas nelas encontradas nos dias atuais.

- **Fase 3 ou pós - máxima inundaço pleistocnica:** durante o perodo que se segue, tem-se progradao da plancie de cordes. Em paralelo, uma estreita desembocadura prxima ao atual canal de Itajuru se forma.
- **Fase 4 ou por volta do ltimo mximo glacial:** com a progressiva descida no NRM, os depsitos pleistocnicos so dissecados, erodidos e formam-se drenagens e desembocaduras ao longo das duas barreiras, cuja orientao dominante, W-E, reflete o controle estrutural regional.
- **Fase 5 ou pr - mxima inundao holocnica:** tem-se a formao de trs desembocaduras principais: uma a norte, prxima ao atual canal de Itajuru na barreira SSE-NNW e duas a sul, em Figueira e Monte Alto, na parte leste da barreira W-E; formam-se os primeiros depsitos elicos rumo SW, com fonte na barreira pleistocnica ento em eroso, prximo desembocadura da Figueira.
- **Fase 6 ou durante a mxima inundao holocnica:** a barreira externa migra para a localizao atual, formam-se dois sistemas lagunares, um maior, o de Araruama e outro menor, inter-barreiras; os depsitos elicos pr - mxima inundao so parcialmente erodidos, ainda que possam ter continuado ativos por mais algum tempo.
- **Fase 7 ou ps - mxima inundao holocnica:** forma-se o primeiro pontal, no meio da laguna de Araruama (Acara) e em seguida, os outros dois (Maambaba e Coroinhas); com isso, a zona de eroso da margem lagunar desloca-se para W, no setor com barreira pleistocnica e extensa pista de atuao do vento de NE entre o pontais de Acara e Coroinhas, onde d origem s dunas transgressivas rumo SW mais jovens; banco recifal de poliquetas alongado WNW forma-se na baa lagunar mais fechada, entre as pontas de Maambaba e Acara, e um pequeno pontal lagunar se desenvolve na zona de sombra hidrodinmica (em relao s ondas lagunares de NE) deste recife; a paleolaguna inter-barreiras sofre assoreamento gradual, com individualizao de pequenos "lagos de gua salina"; eventos de sobrelavagem sucedem-se, realimentam os lagos e formam os leques, os quais, na parte leste da barreira, so submetidos a retrabalhamento elico, sobretudo pelos ventos de NE. Por questo de escala, esta fase 7 encontra-se representada no mapa do Anexo IV.

Fase 1 ou pré – máxima inundaço pleistocnica

Fase 2 ou durante a mxima inundao pleistocnica

Fase 3 ou ps – mxima inundao pleistocnica

Figura 136: Modelo de evolução sedimentar da barreira de Maçambaba em seis estágios. O estágio 7, ou atual, encontra-se representado no mapa do Anexo IV.

6.2.4. Ventos de rumos opostos: possível significado paleoclimático

As idades obtidas nesta dissertação, compiladas nas Tabelas 1 e 2 do item 6.1.2, permitem testar a possível correlação da evolução sedimentar da barreira de Maçambaba, e, sobretudo os momentos de formação de dunas eólicas e de calcretes, com as variações da ressurgência e do clima na região admitidas em trabalhos anteriores.

O processo de ressurgência de Cabo Frio é um importante fator climático local, porque resulta da intensificação dos ventos vindos de NE e, por conta do favorecimento da presença de águas frias na costa, diminui os índices de evaporação e de umidade e precipitação na área. Com isto, propicia, em tese, a formação de dunas eólicas rumo SW, tanto pela direcionamento favorável do vento quanto pelo clima e substrato arenoso mais seco. Os ventos de NE são necessários, porém não suficientes, para a formação destas dunas: outra condição necessária é o aporte sedimentar disponível na praia, neste caso sobretudo a praia lagunar. A intensificação dos ventos de NE pode ter determinado também os períodos menos úmidos evidenciados pela presença de lagos ou laguna hipersalinos, com calcretes.

As dunas rumo SW mais antigas, na parte leste do campo de dunas central da barreira, têm idades entre $11,3 \pm 1,0$ ka e 6029 ± 376 a. Isto indica que, no período prévio a contemporâneo à máxima inundação holocênica, a erosão costeira induzida pela subida do NRM forneceu estoque sedimentar primário suficiente para que os ventos de NE, associados a índices de precipitação supostamente baixos, iniciassem a sedimentação eólica holocênica na região. Já as parabólicas da porção ocidental deste mesmo campo de dunas têm migrado desde pelo menos 1502 ± 125 anos atrás, de acordo com as idades LOE mais antigas encontradas em seus lobos deposicionais, até os dias atuais, com base em idades LOE recentes (274 ± 231) e na observação de dunas ainda em atividade. Essas dunas saem da porção convexa e erosiva da margem lagunar, entre os pontais da Acaíra e das Coroinhas, onde o terraço marinho pleistocênico é retrabalhado pelas ondas da laguna. Esta relação entre erosão da margem lagunar e desencadeamento de dunas evidencia a importância do aporte sedimentar na deposição eólica.

As idades obtidas em cimento ou matriz dos calcretes, 2350-2497 anos cal. AP (MLA-04) e $101,54 \pm 0,86$ pMC (MLA-01), permitem sugerir que, pelo menos nos últimos 2500 anos, as condições climáticas foram de aridez, ou de semiaridez nos moldes atuais. Têm-se assim, com base nas informações de idades de dunas eólicas de NE e de calcretes, dois períodos em que o clima pode ter sido tão ou mais seco que o atual: de $11,3 \pm 1,0$ ka a $6,03 \pm 0,4$ ka e nos últimos 2,5 ka. Estes possíveis períodos mais secos podem ter ligação, entre outros fatores climáticos, com o fortalecimento da ressurgência na região associado à intensificação dos ventos de NE.

Diversos autores têm aventado a hipótese de intensificação da ressurgência nas áreas da costa brasileira com propensão a esse fenômeno, dentro dos últimos 300 a 3000 anos, com base em diferentes tipos de indicadores bio-oceanográficos e geo-oceanográficos (Barbosa *et al.* 2003, Mahiques *et al.* 2005, Sylvestre *et al.* 2005, Nagai *et al.* 2009, Toniolo 2014). Outros autores têm identificado possíveis momentos de resfriamento das águas costeiras no Holoceno do Sul-Sudeste do Brasil (Angulo *et al.* 1999, Ribeiro 2011, Giannini *et al.* 2013), os quais podem, especialmente se tiverem relação com a ressurgência, gerar condições menos úmidas na costa da região de Cabo Frio.

Angulo *et al.* (1999), Ribeiro (2011), Giannini *et al.* (2013) e Toniolo (2014), analisando carapaças de vermetídeos utilizados para reconstrução de paleoníveis marinhos em diferentes regiões costeiras do Sul-Sudeste do país (Laguna-Imbituba, SC; São Francisco do Sul, SC; e Guarapari, ES), interpretaram tendências encontradas de aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e/ou redução de Mg/Ca com a queda da idade, como indícios de resfriamento regional das águas costeiras no decorrer da segunda metade do Holoceno. Segundo estes autores, este resfriamento ajudaria a explicar a extinção e redução populacional do vermetídeo nos últimos séculos, a sul da latitude aproximada de Cabo Frio. Baker *et al.* (2001) utilizaram os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças marinhas holocênicas do hemisfério sul, inclusive de vermetídeos de Laguna-Imbituba (SC) obtidos por Angulo *et al.* (1999), para reconhecer períodos alternados de águas costeiras mais quentes e mais frias que o atual. Toniolo (2014) lançou as idades e os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ de vermetídeos de São Francisco do Sul, SC, em relação aos intervalos de águas quentes e frias de Baker *et al.* (2001), e encontrou forte coincidência (85%) entre os momentos de presença de vermetídeos e os intervalos de águas costeiras mais quentes ou iguais ao atual. Com base nisso, aventou a possibilidade de os momentos de redução de vermetídeos estarem associados a períodos de intensificação da ressurgência.

Em estudo de petrografia orgânica, análise quantitativa de carbono orgânico total e isótopos estáveis de carbono e nitrogênio em sedimentos ao longo de um testemunho coletado no Brejo do Espinho, Barbosa *et al.* (2003) interpretaram o aumento da presença de dolomita entre 70 e 30 cm de profundidade (cerca de 2000 a 800 anos cal AP) como resultante de uma fase de “aridez extrema” relacionada à fortalecimento da ressurgência, provavelmente em intensidade superior à atual.

Mahiques *et al.* (2005) caracterizaram a coluna sedimentar de testemunhos rasos coletados na zona de ressurgência de Cabo Frio quanto a granulometria, teor de carbonato de cálcio e de carbono orgânico e quanto ao $U^{K_{37}}$, versão simplificada do índice de instauração de cetona ($U^{K_{37}}$) usado para estimar paleotemperaturas da superfície do

mar. Com base nesses resultados, concluíram pela intensificação da ressurgência nos últimos 700 anos, associada a fortalecimento dos ventos de NE e a possível aumento da atividade, em mesoescala, da Corrente do Brasil.

Em análises de diatomáceas e datações ^{14}C de sedimentos carbonáticos em testemunho no Brejo do Espinho, Sylvestre *et al.* (2005) interpretaram pelo menos três eventos de clima e/ou substrato mais secos na região, dentro dos últimos 5000 anos. O primeiro deles, em aproximadamente 4500 anos AP, foi atribuído ao fechamento do sistema lagunar externo, provavelmente contemporâneo ao início da queda do NRM no Holoceno médio. Entre este evento seco e o seguinte, a laguna teria, segundo os autores, registrado grande variabilidade no nível de água, atribuída a sucessivas entradas de água doce, sob condições de clima mais úmido. O segundo evento seco seria representado por intercalações de lâminas de crostas carbonáticas com idades entre 3600 e 2400 anos AP e por um nódulo carbonático datado em 2200 anos AP. Após esta data, a laguna teria sido submetida a condições ainda mais secas e com menos contribuição de água doce. Os autores atribuíram esta mudança ecológica após 2200 anos AP a aumento de aridez, associado a ventos de NE mais fortes, com intensificação da ressurgência.

Nagai *et al.* (2009) analisaram os sedimentos de testemunho coletado na plataforma interna de Cabo Frio através de granulometria, teores de carbono orgânico, nitrogênio e enxofre, quantificação de foraminíferos bentônicos e datação de sedimentos por ^{14}C AMS. Os autores inferiram mudanças de produtividade relacionada a processos hidrodinâmicos nos últimos 9400 cal anos AP. De 2500 anos até o presente, este processo apresentaria uma intensificação controlada pela combinação de fortalecimento dos ventos de NE e acentuação do padrão meandrante da Corrente do Brasil.

Os intervalos de tempo, dentro dos últimos 5000 anos, com intensificação de ressurgência, resfriamento das águas costeiras e/ou mudança no tipo de sedimentação, apontados nos trabalhos mencionados, foram compilados na Figura 137. De maneira geral, observa-se que os diferentes tipos de dados convergem para indicar intensificação de ressurgência, resfriamento das águas costeiras e/ou aumento da aridez do clima, no Holoceno tardio. Os dados de Barbosa *et al.* (2003), de Sylvestre *et al.* (2005) e os obtidos nesta dissertação mostram a possibilidade de existência de intervalos com tipos específicos de sedimentação, tais como fundos lagunares hiper-salinos, dunas eólicas e calcretes, que podem estar associados a ventos de NE mais fortes, a ressurgência mais intensa, e precipitação menor. Baker *et al.* (2001), Ribeiro (2011) e Giannini *et al.* (2013) associaram os dados descontínuos de presença ou não de vermetídeos com períodos de água mais fria, enquanto Toniolo (2014) interpretou que, nos períodos sem vermetídeos, o resfriamento das águas costeiras seria devido à intensificação da ressurgência.

Os dados oceanográficos de Mahiques *et al.* (2005) e Nagai *et al.* (2009) demarcam intervalos contínuos de intensificação da ressurgência e, em conjunto com todos os outros analisados, permitem inferir que desde pelo menos 4000 anos atrás a intensificação da ressurgência interfere no clima e no tipo de sedimento depositado na barreira de Maçambaba.

Figura 137: Compilação dos possíveis intervalos de resfriamento de águas costeiras (blocos em rosa), clima mais seco (blocos amarelos) e/ou intensificação da ressurgência (blocos verdes). No interior dos blocos, encontra-se o indicador principal utilizado por cada autor. 1) Backer *et al.* (2001): águas costeiras mais frias no hemisfério sul. 2) Barbosa *et al.* (2003): clima mais seco em Cabo Frio. 3) Mahiques *et al.* (2005): intensificação da ressurgência em Cabo Frio. 4) Sylvestre *et al.* (2005): clima ou substrato mais seco em Araruama. 5) Nagai *et al.* (2009): intensificação da ressurgência e clima mais seco em Cabo Frio. 6) Ribeiro (2011): intervalos de água costeira mais fria no Espírito Santo. 7) Toniolo (2014): águas costeiras mais frias, por intensificação da ressurgência, em Santa Catarina. 8) Este trabalho: clima mais seco em Maçambaba. As linhas tracejadas demarcam as idades limites desta dissertação.

Nas seções colunares levantadas por Turcq *et al.* (1999) no Brejo do Espinho e na Lagoa Vermelha (Figuras 11 a 14), a sedimentação carbonática na laguna externa inicia-se em 4000 cal anos AP, o que abarca os intervalos de formação de calcretes na laguna externa e das dunas de NE mais recentes e coincide em grande parte com o período mais árido e/ou de intensificação de ressurgência interpretado por Sylvestre *et al.* (2005) e Nagai *et al.* (2009). Na laguna de Araruama, em contraste, o mesmo intervalo de tempo é caracterizado pelo domínio de fácies de lama orgânica. As lagunas interna e externa do sistema têm em comum, ao longo desse período, uma conjunção de fatores ambientais: queda de NRM, observada ao longo de toda a costa sul-sudeste brasileira por Angulo *et al.* (2006); queda de nível freático; e decorrente isolamento progressivo em relação ao aporte terrígeno e de água doce, com instalação de condições de hiper-

salinidade. A diferença de sedimentação entre os dois sistemas lagunares decorre essencialmente das menores dimensões e do maior grau de isolamento da laguna inter-barreiras. Como os controles deste isolamento não são apenas climáticos, mas de comportamento do NRM no Holoceno médio a superior e de dinâmica sedimentar, o aparecimento da sedimentação carbonática não pode, sozinho, ser interpretado como evidência de início de fase mais seca. Por outro lado, a hiper-salinidade das águas resulta de aporte de água doce menor que o de água salgada via desembocaduras e sobrelavagens e constitui uma evidência adicional de clima semiárido. Desse modo, a datação, no futuro, de depósitos carbonáticos ligados a condições hiper-salinas, por exemplo, estromatólitos da Lagoa Vermelha, poderá fornecer informações adicionais sobre a idade de instalação das condições de semi-aridez na região.

Embora as dunas com rumo de migração SW da barreira de Maçambaba sejam prováveis indicadoras de períodos de intensificação dos ventos de NE e da ressurgência, a sua formação depende tanto do clima favorável quanto do aporte sedimentar costeiro. Assim, as dunas de NE refletem não somente períodos mais secos e ventosos, mas também a erosão da margem lagunar para geração de sedimento disponível ao vento. As dunas não podem, por decorrência, serem utilizadas isoladamente como parâmetros para demarcação de períodos mais secos na região.

6.3. Conclusões

A barreira costeira de Maçambaba foi caracterizada sob aspectos geomorfológico, avaliado via campo e fotointerpretação, sedimentológico, através de granulometria, análise de minerais pesados e petrografia de calcários, e geocronológico, por datações ^{14}C e LOE. A integração de resultados possibilitou chegar às seguintes conclusões.

1. Pelo menos cinco tipos de sistemas deposicionais costeiros quaternários podem ser reconhecidos: barreira transgressiva, laguna de retrobarreira, laguna de vale inciso afogado, eólico e planície regressiva.
2. Os sedimentos analisados destes sistemas constituem-se predominantemente de areias médias a grossas, com seleção geralmente moderada e assimetria próximo de zero nos depósitos eólicos e mais positiva nos depósitos subaquosos.
3. A barreira transgressiva externa, holocênica, é composta por três associações de fácies: praia - duna frontal; leques de sobrelavagem com corpo de água receptor, a oeste; e rupturas de deflação, leques de sobrelavagem e dunas parabólicas reversas, a leste.

4. A laguna de retrobarreira, entre as barreiras holocênica e pleistocênica, pode ser dividida em subunidades, de acordo com a presença permanente de água ou não e, nas áreas brejosas, de acordo com o tipo de vegetação predominante, se *Typha* ou *Cladium*.
5. No sistema deposicional laguna de vale inciso afogado encontra-se o maior corpo de água da região, a laguna de Araruama, bordejada por depósitos holocênicos de brejos lagunares classificados conforme tipo de vegetação (*Typha*, *Cladium* ou *Tabebuia*) e por pontais lagunares.
6. Os pontais de Araruama apresentam orientação e assimetria indicativas da ação dominante das ondas locais de NE na dinâmica lagunar.
7. Existem dois ventos atuantes na migração de feições eólicas na barreira: NE e SW. Os ventos de NE chegam a formar campos de dunas parabólicas saindo da margem sul da laguna de Araruama, junto à borda da barreira pleistocênica. Mas incluem também dunas parabólicas reversas, do meio da barreira, que retrabalham a parte distal de depósitos de sobrelavagem. Já os ventos de SW geram os *blowouts* que condicionam os condutos de leques de sobrelavagem junto à praia de mar aberto.
8. Os depósitos eólicos foram classificados conforme suas idades. Os depósitos eólicos mais antigos, contemporâneos ou anteriores à máxima inundação do Holoceno, apresentam formas eólicas preservadas e recortes erosivos possivelmente produzidos pela inundação marinho-lagunar. Em campo, verificou-se que se trata de areias com espodossolos, às vezes com horizonte E alvíscio espesso. São todos formados por ventos de NE, exceto por uma rampa eólica junto a morro do cristalino no extremo leste da barreira.
9. Os depósitos eólicos estabilizados com idade pós - máxima inundação holocênica caracterizam-se pela melhor preservação de formas deposicionais (dunas parabólicas, cordões residuais e lobos deposicionais), pelas suas areias esbranquiçadas, menos pedogenizadas, e por avançarem localmente sobre o sistema lagunar de retrobarreira.
10. As estatísticas descritivas da distribuição granulométrica (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria), examinadas em conjunto, reforçaram a ideia de derivação dos lobos deposicionais rumo NE a partir dos depósitos de leque de sobrelavagem, bem como dos lobos deposicionais rumo SW a partir do terraço marinho pleistocênico.

11. A assembleia de minerais pesados encontrada, dominada por sillimanita, zircão, turmalina, hornblenda e rutilo, indica importante contribuição de rochas metamórficas como fonte primária para a construção de toda a barreira.
12. Na comparação dos índices mineralógicos entre depósitos, observou-se que os índices ZRi e ZTi são semelhantes nas amostras lagunares e de terraços marinhos pleistocênicos, o que confirma a hipótese aventada em campo de que a borda sul da laguna de Araruama retrabalhe estes terraços. Da comparação do índice THi com a idade dos depósitos, conclui-se que as amostras de terraço marinho pleistocênico tiveram hornblenda preferencialmente eliminada por dissolução química pós-deposicional.
13. As idades obtidas por meio de datação LOE confirmaram a divisão da barreira arenosa de Maçambaba em duas gerações, uma pleistocênica ($120,9 \pm 8,1$ a $72,9 \pm 11,6$ ka) e outra holocênica.
14. A barreira de Maçambaba teve seu início, na época do último interglacial do Pleistoceno, como barreira transgressiva, com posterior progradação de cordões. Com a descida do NRM, formaram-se vales incisos, que foram depois, na máxima inundação do Holoceno, afogados. Ao mesmo tempo, formou-se a barreira transgressiva externa.
15. A existência de dunas e paleodunas com rumos de migração tanto SW quanto NE sugere a alternância do predomínio da ação sedimentar de cada um destes ventos ao longo do tempo. Os ventos vindos de NE intensificam a ressurgência, que trazem águas mais frias para a costa. A água fria, por evaporar menos, torna o clima menos úmido, inclusive semi-árido. O uso desse modelo e a distribuição das idades de paleodunas de NE e de calcretes indicam tendência de intensificação da ressurgência nos últimos 2400 anos.
16. A migração de dunas rumo SW está relacionada não só à intensificação dos ventos de NE, mas também ao estoque sedimentar primário gerado pela dinâmica do processo que retrabalha a barreira pleistocênica na margem da laguna de Araruama. As dunas não podem ser, portanto, utilizadas isoladamente como indicadores paleoclimáticos.
17. A laguna externa, de retrobarreira holocênica, encontra-se em estágio mais avançado de assoreamento e de restrição de circulação que a laguna interna, de vale inciso afogado. Assim, a deposição de sedimentos carbonáticos na laguna de retrobarreira, nos últimos 4ka, relaciona-se não

só ao estabelecimento de clima mais árido, mas também à sua restrição crescente em relação ao aporte terrígeno e de água doce, por conta do declínio do NRM no período.

18. Admitida a correlação dos recifes de poliqueta e cracas com águas de elevada salinidade, as datações destes recifes indicam que desde pelo menos 700 anos AP, as condições climáticas têm-se mantido suficientemente secas para permitir a criação de condições hipersalinas na laguna interna.

7. Considerações finais: os ventos de rumos opostos em Maçambaba

O sistema eólico da barreira de Maçambaba é controlado por ventos de rumos opostos, que se alternam no tempo e no espaço. O sistema eólico de SW, com fonte nas areias de praia de mar aberto, corresponde a dunas frontais mais baixas que 2,5 m, na parte oeste da barreira, e a dunas frontais de até 4,5 m, com *blowouts*, na parte leste. Esta mudança na configuração morfológica e nas dimensões do sistema, de W para E, reflete aumento no aporte sedimentar disponível ao vento, por sua vez ligado à deriva litorânea longitudinal e ao aumento de dissipatividade da costa nesse rumo. Os *blowouts* da parte leste criam interrupções nas dunas frontais, que servem como condutos para a formação de leques de sobrelavagem sem corpo de água perene atrás.

O sistema eólico de NE origina-se da margem externa da laguna de Araruama e da parte distal dos depósitos de leques de sobrelavagem da parte leste da barreira. Nos leques de sobrelavagem, ele caracteriza-se por *blowouts* e dunas parabólicas isoladas. Na margem da laguna de Araruama, formam-se campos de dunas parabólicas lateralmente coalescidas, que constituem o tipo de sistema eólico mais saturado em areia de toda a barreira. A influência do aporte sedimentar no desenvolvimento deste sistema eólico também é perceptível, a exemplo do verificado no sistema formado pelos ventos de SW. No espaço, esta influência é evidenciada pelo fato de que o sistema só se desenvolve nas porções central e leste da barreira, onde existe mais disponibilidade de areia seca, incoesa. No tempo, nota-se que as gerações de dunas parabólicas formadas a partir da margem da laguna de Araruama manifestam controle por momentos de erosão da costa lagunar. Assim, a geração mais antiga de dunas de NE possui idade (7654 ± 673 e 6029 ± 376 anos) imediatamente anterior a contemporânea à máxima inundação lagunar holocênica, quando a transgressão marinha gerou intensa erosão do terraço pleistocênico. O fato de esta geração de dunas de NE mais antigas desenvolver-se na porção central da barreira é uma decorrência da posição da desembocadura lagunar na época da transgressão (evidenciada pela ausência de barreira pleistocênica). Já a

geração mais nova (1502 ± 125 a 274 ± 231 anos) situa-se imediatamente a oeste, o que decorre da mudança de posição do polo de erosão da costa lagunar quando da formação do primeiro e principal pontal lagunar, o de Acaíra.

O segundo controle na formação das dunas da margem externa da laguna de Araruama é o climático, isto é, a coincidência da disponibilidade de suprimento na margem lagunar com a ação de ventos de NE, sob condição de baixa pluviosidade. O aumento da frequência e intensidade destes ventos, nesta região, intensifica a ressurgência, que, por sua vez, traz águas frias para a costa e, desse modo, reduz a evaporação da água do mar, com consequente queda na precipitação. Desse modo, a formação das dunas de NE pode guardar relação com momentos de acentuação do microclima semiárido na região. Isto é especialmente claro nas dunas da segunda geração, cujas idades mostram coincidência com momentos de formação de calcretes (2400 cal anos AP até os dias atuais) nos sedimentos lagunares e com evidências bio e geo-oceanográficas de intensificação da ressurgência, relatadas em trabalhos anteriores.

A maior saturação em areia do sistema eólico de NE, em comparação com o de SW, demonstra que, em termos de transporte e deposição eólica, os ventos de NE são os mais efetivos. Por outro lado, nos processos de costa afora que influenciam na barreira, os ventos de SW ou SSW são os mais determinantes. Eles são responsáveis pelas ondas de tempestade que ocasionam os processos de sobrelavagem, ao longo de toda a praia. Como a barreira de Maçambaba apresenta orientação W-E, estas ondas determinam também a deriva litorânea para E, talvez o principal fator responsável pelo aumento de saturação do sistema eólico nesse rumo. A menor importância dos ventos de SW na produção e incorporação de depósitos eólicos no registro morfoestratigráfico é evidenciada pelo fato de que o único exemplo de paleoduna antiga (com mais de 500 anos) voltada para SW corresponde a uma rampa eólica no leste da barreira. Neste local, a acumulação expressiva de areia eólica trazida pelos ventos *onshore* só foi possível graças ao efeito de anteparo exercido a esses ventos pelo morro do embasamento cristalino em Arraial do Cabo. Adicionalmente, o mesmo morro protege esta porção da barreira da ação dos ventos de NE.

Por fim, os ventos de NE são os mais determinantes também na dinâmica de circulação da laguna interna, como demonstrado pela orientação perpendicular (NW) dos pontais lagunares de Araruama, bem como por sua assimetria, com lado mais linear e erosivo a leste e côncavo a oeste. O encurvamento para oeste da terminação da ponta da Maçambaba, provavelmente ligado à refração das ondas de NE no fundo lagunar, ajudou a acentuar o isolamento da baía lagunar adjacente a sotamar, onde vêm se desenvolvendo desde pelo menos 700 anos cal AP os recifes de poliquetas.

Referências bibliográficas

- ACCETTA D. 1987. Campanha de Medições Hidráulico-Sedimentológicas na Lagoa de Araruama; Campanha de Verão. Rio de Janeiro, PORTOBRÁS. (Bol. Técn., INPH-113/87). 126 p.
- ALMEIDA F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: Simpósio De Geologia do Sudeste, **2**, p. 423- 437.
- ALMEIDA, F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13 (3)**: p. 139-158
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **7(4)**:349-364.
- ALMEIDA, A. L. & ARAUJO, D. S. D. 1997. Comunidades vegetais do cordão arenoso externo da Reserva Ecológica Estadual de Jacarepiá, Saquarema, RJ. In: Absalão, R. & Esteves, A. M. (eds.) Ecologia de praias arenosas do litoral brasileiro. Oecologia Brasiliensis Series, volume 3. PPGE-UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil. p. 47-63.
- ALMEIDA, E.G.; TANAKA, K. 1981. Acompanhamento de fenômenos oceanográficos da costa sul do Brasil por sensoriamento remoto à distância orbital. São José dos Campos, INPE. (INPE 1975-RPE/280)
- ALONSO-ZARZA A.M. & WRIGHT V.P. 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza A.M. & Tanner L.H. (Eds.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Grã Bretanha. Elsevier, p: 224-267.
- ALONSO-ZARZA A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sciences Reviews*, **60**:261-298.
- ALONSO-ZARZA A.M., SANZ M.E., CALVO J.P., ESTÉVEZ P. 1998. Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of *Microcodium* b. *Sedimentary Geology*, **16**: p.81-97.
- ANDERTON, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLY, P. J. & WILLIAMS, B. P. J. eds. *Recent Development and Applied Aspects*, Oxford, The Geol. Soc. – Blackwell Scientific Publ. p. 31-47.
- ANGULO, R. 1996. Problemas na terminologia de ambientes e subambientes litorâneos clásticos dominados por ondas. *Boletim Paranaense de Geociências*. **44**: p. 51-57.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. 1999. Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SOUZA, M. C.; LESSA, G. C. 2015. Holocene paleo-sea level changes along Rio de Janeiro coast, southern Brazil: Comment on CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A.M.D; DIAS, F.F. "Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil". *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **86(2)**: p. 671-683

- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late- Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486-506.
- ARAÚJO, D. S. D.; CATARINO DE SÁ, C. F.; PEREIRA, J. F.; GARCIA, D. S.; FERREIRA, M. V., PAIXÃO, R. J.; SCHNEIDER, S. M.; KRUEL, V. S. F. 2009. Área de proteção ambiental de Massambaba, Rio de Janeiro: caracterização fitofisionômica e florística. *Rodriguésia*. **60(1)**: p. 067-096.
- ASSIS JR, A. de. [S.D.]. *Dicionário Kimbundu-Português: Linguístico, Botânico, Histórico e Corográfico*. Luanda, Angola. Argente, Santos e Comp., Lda.. 384p.
- AULETE, C. 2014. *Minidicionário Contemporâneo da Língua Portuguesa*. Rio de Janeiro. Lexikon. 896 p.
- BAKER, R. G. V.; HAWORTH, R. J.; FLOOD, P. G. 2001. Warmer or cooler late Holocene marine palaeoenvironments?: interpreting southeast Australian and Brazilian sea-level changes using fixed biological indicators and their ^{18}O composition. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **168**: p. 249-272.
- BARBIÉRE E. 1975. Ritmo climático e extração do sal em Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geografia*. **37(4)**: p. 23-109.
- BARBIÉRE, E. 1984. Cabo Frio e Iguaba Grande: dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. In: LACERDA, L. D.; ARAÚJO, D. S. D.; CERQUEIRA, R.; TURCQ, B. *Restingas – Origem, Estruturas, Processos*. Niterói, RJ, Brasil. (Eds.) CEUFF.
- BARBOSA, D. S.; DOS ANJOS, A. P. A.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SIFEDDINE, A. 2003. Sedimentação orgânica na lagoa Brejo do Espinho, Cabo Frio (RJ): composição e implicações paleoclimáticas. In: II Congresso do Quaternário dos Países de Línguas Ibéricas.
- BARBOUTI, A.; RASTIN, B. 1983. A Study Of The Absolute Intensity Of Muons at Sea Level and Under Various Thicknesses Of Absorber. *Journal Of Physics G: Nuclear Physics*, **9**: p. 1577–1595.
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. Eds. 1957. *Dictionary of Geological Terms*. New York, Am. Geol. Inst, Anchor Press, 1984. 571p.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; DUARTE, G. M. 1969. Coastal dune structure from Paraná, Brazil. *Marine Geology*, **7**: p. 5-55.
- CARVALHO, L. M. V. 2004. The south atlantic convergence zone: intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*. **V.17**: p. 88-108.
- CASTELÃO R.M. & BARTH J.A.C. 2006. Upwelling conditions around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33(L03062), doi: 10.1029/2005GL025182.
- CHAPMAN D.M. 1989. Coastal dunes of New South Wales: status and management. University of Sydney: Coastal Studies Unit report 89/3.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**: 207-250.

- CLAUDINO-SALES, V. 2002. *Les littoraux du Ceará: Evolution Géomorphologique de la Zone Côtière de l'Etat du Ceará, du Long Terme au Court Terme*. Paris, Université Paris-Sorbonne, Thèse de Doctorat (inéd.), 523p.
- CORRÊA, I. C. S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans PB: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul – Brésil. *Marine Geology*. **130**: p. 163-178.
- COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A.M., 1974 Os pesados do Barreiras na costa oriental brasileira: estudo de áreas-fonte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, SBG. **V5.**, p. 27-41.
- CRUZ JUNIOR F.W., BURNS S.J., KARMANN I., SHARP W.D., VUILLE M., CARDOSO A.O., FERRARI J.A., DIAS P.L.S., VIANA JUNIOR O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, **434**: p. 63-66.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D. & LAW M.N. 1996. Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes. *Journal of Coastal Research*, **12**: 654-663.
- DAVIES, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.*, **8**(1): p. 27-42.
- DEAN, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In: *Proc. Conf. on Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, N.S.W., p. 208-214.
- DIAS G.P. 2012. *Dinâmica Sedimentar dos Bancos Arenosos de Arraial do Cabo, RJ*. Monografia de Bacharelado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 45 p.
- DIAS, G. T. M. & KJERFVE, B. 2009. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. In: DILLENBURG S. & HESP P. (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, v. 107, p. 225-248.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; ANDRADE, A. C. S.; ALMEIDA, A. B. & BITTENCOURT, A. C. S. P. 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: DILLENBURG S. & HESP P. (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, v. 107, p. 253-288.
- DOTT, R. H. JR. 1964. Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *Journal of sedimentary petrology*. **34**(3): p. 625-632.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: *Classification of Carbonate Rocks – A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists. p. 108-121
- FERRAZ, K. C. 2003. *Origem e Transferência para a Produção Primária de Ulva sp. Na Ressurgência de Arraial do Cabo: Utilização de Composições Isotópicas Naturais de C e N ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{14}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$)*. Niterói, Departamento de Biologia Marinha, Universidade Federal Fluminense. Dissertação de mestrado (inéd). 93p.

- FERNANDEZ G.B. & MUEHE D. 2006. Sediment budget correlation with the Southern Oscillation index of a foredune westward of Cabo Frio (Rio de Janeiro). *Journal of Coastal Research*. SI **39**: p. 371-374.
- FIORINI, P. 2012. *Sedimentação Quaternária nos Lagos da Microrregião de São Raimundo Nonato, PI*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Monografia de bacharelado.
- FOLK, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publ. Co. 170 p.
- FOLK, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *In: Classification of Carbonate Rocks – A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists. p. 62-84.
- FOLK, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*. **43**: p. 1-38.
- FREIRE, L. de O. 1944. *Grande e Novíssimo Dicionário da Língua Portuguesa – São Paulo*, São Paulo, A Noite. **V.1**
- GALEHOUSE, J. S., 1971. Point - counting. *In: Carver, R.E. (Ed.), Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley- Interscience, New York, p. 385-407.
- GIANNINI, P. C. F. 1993. *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado (inéd.). 2 v., 2 mapas, 439 p.
- GIANNINI, P. C. F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Livre-docência (inéd). 224 p.
- GIANNINI P. C. F. & SANTOS E.R. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. *Boletim Paranaense de Geociências*, **42**: p. 73-96.
- GIANNINI, P. C. F.; GUEDES, C. C. F.; ASSINE, M. L. ; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; PESSENDA, L. C. R.; TATUMI, S. H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. *In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 2003, Recife, PE. Anais.... Recife, PE: Abequa, 2003.
- 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: CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICA*, 1, Lisboa. *Actas*. Lisboa, Sociedade Geol. de Portugal, Grupo de Trabalho Português para o Estudo do Quaternário e Assoc. Espagn. Para Estúdio del Quaternário, p. 117-120
- GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S.; DELAI, M.S. 2004. A erosão na costa leste da ilha do Mel, baía de Paranaguá, Estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(2): p. 231-242.
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.P.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. 2005. Dunas eólicas costeiras e interiores. *In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, P.E.; Oliveira. A.M. ed. Quaternário do*

- Brasil. Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG. Ribeirão Preto, SP, Holos Editora, cap.11, p. 235-257.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; TATUMI, S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology (Print)*, Amsterdam, v. **237**, p. 143-168.
- GIANNINI P.C.F.; GUEDES C.C.F.; NASCIMENTO D.R., JR.; TANAKA A.P.B.; ANGULO R.J.; ASSINE M.L.; SOUZA M.C. 2009. Morphology and sedimentology of Ilha Comprida, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG S.R. & HESP P.A. ed. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin – Heidelberg, Springer, p.177-224.
- GIANNINI, P. C. F.; RIBEIRO, P. C.; NASCIMENTO JR., D. R.; PESSEDA, L. C. R. 2013. Os vermetídeos fósseis de Guarapari, ES: novos dados para a discussão do nível relativo do mar e da circulação costeira no Holoceno. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, 2013, Natal, RN. Resumos de Trabalhos, 2013.
- GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; MENDES, V. R.; ZULAR, A.; ANDRADE, A. A. A.; MARTINHO, C. T.; GUEDES, C. C. F.; NASCIMENTO JR, D. R.; TANAKA, A. P. B.; FORNARI, M. 2014. Morfodinâmica de sistemas eólicos costeiros: um modelo baseado em exemplos do Holoceno brasileiro e seu potencial interpretativo. *Comunicações Geológicas. Especial II*: p. 681-685
- GUEDES, C. C. 2009. *Evolução Sedimentar Quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.). 131 p.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR., D.R.; SAWAKUCHI, A.O.; TANAKA, A.P.B.; ROSSI, M.G. 2011. Controls of heavy minerals and grain size in a holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, V. **31**, p. 110-123.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A.O.; ZULAR, A. 2013. The Quaternary aeolian record from Lençóis Maranhenses, North- east Brazil. In: 6th Latin American Congress of Sedimentology, São Paulo.
- GUERRA J. V. 1993. *Minerais Pesados como Indicadores de Paleodrenagens e Direção de Transporte de Sedimentos na Plataforma Continental Interna Entre Saquarema e Arraial do Cabo-RJ*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro - RJ. Dissertação de Mestrado. 104p
- HAYES, M. O. 1967. Hurricane as geological agentes, South Texas coast: geological notes. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **51**(6): p. 937-942.
- HEILBRON M., SIMÕES L. S. A., ALVES R. P., CHRISPIM S.J. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54**(3): p. 553-562.
- HEILBRON M., VALERIANO C. M., TASSINARI C. C. G., ALMEIDA J., TUPINAMBA M., SIGA O., TROUW R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the

- Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication*. **294**: p. 211-237.
- HERZ, N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *The Geol. Society of America, Bulletin*. **88**: p. 101-112.
- HESP P.A. 1982. Morphology and dynamics of foredunes in SE Australia. *Unpublished PhD Thesis*, Dept. Geography, University of Sydney.
- HESP P.A. 1988. Morphofology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in Southeast Austrália. *Sedimentary Geology*. **55**(1): p. 17-41.
- HESP P.A. 1999. The beach backshore and beyond. In: Short A. D. (ed). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. New York: John Wiley & Sons. 145-70.
- HESP, P.A. 2000. *Coastal And Dunes. Form and Function*. Massey, Massey University, 28p. (CDNV Technical Bulletin, 4).
- HESP P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorpholy and dynamics. *Geomorphology*. **48**: 245-268.
- KING C.A.M. 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold. 570pp.
- KLAPPA C.F. 1978. Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. *Sedimentology*. **25**:p. 489-522.
- LAMEGO, A. R. 1945. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. DNP/DGM, Bol. 118, Rio de Janeiro. 49p.
- LEATHERMAN, S.P. 1976. Barrier island dynamics: overwash processes and aeolian transport. *Proceedings 15th International Coastal Engineering Conference*, Honolulu, Hawaii, pp. 1958-1974.
- LEATHERMAN, S.P. 1979. *Barrier island handbook*, National Park Service Cooperative Research Unit, The Environmental Institute, University of Massachusetts at Amherst, Amherst, MA, United States (USA), 101 pp.
- LESSA, D. V. O. 2009. *Variabilidade de Ressurgência na Região de Cabo Frio Durante os Últimos 1000 anos Com Base na Associação de Foraminíferos Planctônicos*. Niterói, Universidade Federal Fluminense, Brasil, Dissertação de mestrado (inéd.), 134 pp.
- LESSA G.C. 1991. Dinâmica de maré e transporte de sedimentos no canal de Itajuru - Laguna de Araruama (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. **21** (4): p. 378-386.
- LOURENÇO, T. S. 2012. *Variabilidade Interanual do Clima de Ondas e sua Influência no Litoral Sudeste e Sul do Brasil*. São Paulo, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd). 105p.
- MACEDO J.M., BACOCOLI G., GAMBOA L.A.P. 1991. O tectonismo mesoceno-zóico da Região Sudeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, p.429-433.
- MAHIQUES, M.M., BÍCEGO, M.C., SILVEIRA, I.C.A., SOUSA, S.H.M., LOURENÇO, R.A., FUKUMOTO, M.M., 2005. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern. Brazilian shelf. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **77** (3): p. 535–548.

- MANGE, M. A., MAURER, H.F.W. 1992. *Heavy Minerals in Colours*. Chapman & Hall, London.
- MARTINEZ, P.H.R.M. 2015. *Relações Sedimentologia-Geomorfologia-Hidrologia e Seus Efeitos na Gênese de Espdossolos Sob Restinga na Ilha Comprida - SP*. Piracicaba, SP, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (iné.). 154 p., 1 apêndice.
- MARTINHO, C. T. 2004. *Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de mestrado (iné.).
- MARTINHO, C.T. & GIANNINI, P.C.F. 2001. Diferenças texturais entre os cimentos das paleodunas eólicas de Imbituba-Laguna, SC. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 8, Imbé, RS. *Boletim de Resumos...* Porto Alegre, p.136-138.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1988a. Hauts niveaux Marins pleistocenes du litoral bresilien. *Palaeoclimat., Palaecol.*, **68** (3): p. 231-239.
- MARTIN L.; DOMINGUEZ J.M.L.; SUGUIO K.; FLEXOR J.M (eds). 1997. *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM, 112 p.
- MARTINHO C.T. & GIANNINI P.C.F. 2002. Morphology of the Ibiraquera dunefield, SC. In: Apresentação dos resumos dos Anais da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências. **74**: p. 545-545.
- MARTINHO, C. T; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; HESP, P.A. 2006. Morphological and depositional facies of transgressivedunefields in the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, Brasil, v. **SI 39**, p. 673-677.
- MAURMEYER, E. M. 1978. Geomorphology and Evolution of Transgressive Estuarine Washover Barriers Along the Western Shore of Delaware Bay. Department of Geology, University of Delaware, Newark, DE. Ph.D. dissertation (iné.).
- MCCUBBIN, D. G. 1992. *Barrier-island and Strand Plain Facies*. In: Scholle PA, Spearing D (eds) Sandstone depositional environments. Am Assoc Petrol Geol Memoir, Tulsa, OK, p. 247–279.
- MCLAREN, P. & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *J.Sediment. Petrol.*, **55**(4): p. 457-470.
- MENDES, V. R.; GIANNINI, P. C. F.; GUEDES, C. C. F.; DEWITT, R.; ANDRADE, H. A. A. 2015. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. *Brazilian Journal of Geology*.
- 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**: p. 22-34.

- MENEZES, P. M. L. 2009. *Análise de Fácies e Proveniência Sedimentar em Sambaquis do Litoral Centro-sul de Santa Catarina*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.). 261 p.
- MIALL, A. D. 1985. *Architctural-Element Analysis: a New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits*. Department of Geology, University of Toronto, Ontario, Canadá.
- MORTON, A.C., HALLSWORTH, C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*. **90**(3-4): p.241-256.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstone. *Sedimentary Geology*. **124**: p. 3-29.
- MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. 2013. Foredunes of Rio de Janeiro coast: Genesis, structure and morphology. *Journal of Coastal Research*. **65**: p. 1319-1323.
- MUEHE D. 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponte Negra, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*. **19**(1): p. 25-36.
- MUEHE D. 1998. Estado morfodinâmico praiar no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **46** (2): p. 157-169.
- MUEHE D. 2006. Gênese da morfologia do fundo da Lagoa de Araruama e cordões litorâneos associados. In: VI Simposio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology, 2006, Goiânia. União da Geomorfologia Brasileira (UGB), v. II.
- MUEHE, D.; BULHÕES, E. M. R; ROSO, R. H.; FERNANDEZ, G. B. 2005. Diagnóstico da estabilidade da orla costeira por abordagem múltipla em trecho do litoral norte do Rio de Janeiro - Brasil. In: III Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 2005, Maputo. III Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa. p. 1-1
- MUEHE D. & CARVALHO V.G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponte de Saquarema e Cabo Frio, RJ. *Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo*. **41** (1): p. 1-12.
- MUEHE, D.; VALENTINI, E. 1998. *O Litoral do Estado do Rio de Janeiro - Uma Caracterização Físico-Ambiental*. Rio de Janeiro, Fundação de Estudos do Mar. v. 1. 93p.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, **32**: p. 57-73.
- NAGAI, R. H.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L.; MAHIQUES, M. M. 2009. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminífera and sedimentological proxies. *Quaternary Internacional*. **206**: p. 62-71.

- NASCIMENTO JR., D. R. 2010. *Evolução Sedimentar Holocênica do Delta do Rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de doutorado (inéd.) 270 p.
- PAES, E. T. & MORAES, L. E. S. 2007. A new hypothesis on the influence of the El Niño/La Niña upon the biological productivity, ecology and fisheries of the Southern Brazilian Bight. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, **2**(2): p. 94-102
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENQ, J. 1970. *Le Minéraux en Grains*. Paris, Masson et Cie Éd, 580 p.
- PETTIJOHN F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal of Geology*, **49**: p. 610-625.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. 1972. *Sand and Sandstone*. New York, Springer-Verlag, 2 ed., 1987. 553 p.
- POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petrol.*, **23**: p. 117-119.
- PRESCOTT, J. R.; STEPHAN, L. G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. In: Proceedings of the Second Specialist Seminar on Thermoluminescence Dating 6, Council of Europe, Strasbourg, p. 17–25.
- PSUTY N.P. 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*. Special Issue, **3**: p. 1-4.
- PSUTY N.P. 1992. Spatial variation in coastal foredune development. In: Carter R., Curtis T. & Sheehy-Skeffington M. (eds.). *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*. The Hague: Balkema, p. 3-13.
- ROCHA, C. F. D.; BERGALLO, H. G., VAN SLUYS, M.; ALVES, M. A. S. & JAMEL, C. E. 2007. The remnants of restinga habitats in the Brazilian Atlantic Forest of Rio de Janeiro state, Brazil: habitat loss and risk of disappearance. *Brazilian Journal of Biology* **67**(2): p. 263-273
- RODRIGUES, F. C. G. 2014. *Morfologia e sedimentologia do sistema praia – duna frontal entre Saquarema e Arraial do Cabo, RJ*. Monografia de Bacharelado. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 50 p.
- RIBEIRO, P.C. 2011. Vermetídeos em Costões Rochosos de Guarapari, ES: Contribuição para o Estudo do Nível Relativo do Mar e da Circulação Marinha no Holoceno. Monografia de Bacharelado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 83 pp.
- SADOWSKI G.R. & DIAS NETO C.M. 1981. Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*. **11** (4): p. 209-212.
- SAWAKUCHI, A.O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR., D.R.; GUEDES, C.C.F.; UMISED, N.K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **V.27**, p. 2076-2090.

- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R. & PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, **133**: p. 29-61.
- SCHWARTZ, R. K. 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*. **29**: p. 835-849
- SCHWARTZ, R.K. 1975. *Nature and genesis of some storm washover deposits*, Technical Memorandum 61, US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Fort Belvoir, VA, 69 p.
- SHORT A.D. 1988. Holocene coastal dune formation in southern Australia - A case study. *Sedimentary Geology*, **55**: p. 121-142.
- SHORT A.D. 1999. *A handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons. 419 p.
- SHORT A.D. & HESP P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in South Eastern Australia. *Marine Geology*. **48**: p. 259-284.
- SILVA, A. C. C. *Paleoceanografia da Região de Cabo Frio – RJ: Variabilidade da Ressurgência com Base na Associação de Foraminíferos Planctônicos*. Niterói, Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense. Dissertação de Mestrado. 95 p.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1981. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. *Geo Marine Letter*, **1**: p. 181-185.
- SYLVESTRE, F.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; GIL, I.; ALBUQUERQUE, A.L.; LALLIER-VERGES, E.; ABRÃO, J. 2005. Hydrological changes related to the variability of tropical South American climate from the Cabo Frio lagoonal system (Brazil) during the last 5000 years. *Holocene* **15**: p. 625-630.
- TANAKA, K. 1981. Análise de série temporal de 10 anos: ressurgência em Cabo Frio. Instituto de Pesquisas Espaciais Ministério da Ciência e Tecnologia C.P. 515, 12201 - São José dos Campos, SP. Brasil. p. 93-98
- TANAKA, A. P. B. 2010. *Sedimentologia, Cronologia e Dinâmica Progradacional das Planícies Costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC)*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. 124 p.
- TANAKA, A. P. B. 2007. *Evolução Sedimentar da Planície Retrobarreira de Campos Verdes (Laguna, SC) e os Sambaquis de Carniça*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Monografia de bacharelado. 50 p.
- TANAKA, A. P. B. ; GIANNINI, P. C. F. ; FÖRNARI, M. ; NASCIMENTO JR., D. R. ; SAWAKUCHI, A. O. ; RODRIGUES, S. I. ; MENEZES, P. M. L. ; DEBLASIS, P. ; PORSANI, J. L. 2009a. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, **V. 39**, p. 750-766.
- TANAKA, A. P. B.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O. 2009b. Variação das propriedades sedimentológicas em uma sucessão de cordões litorâneos da planície do Ji (Laguna, Santa Catarina, Brasil). In: IV Congreso Argentino de Cuaternario,

- XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur, 2009, La Plata, Argentina. Resúmenes. La Plata: AACG, Universidad Nacional de La Plata, Abequa, p. 166-166.
- THOMAZ FILHO A. & RODRIGUES A.L. 1999. O alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória- Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): p. 189-194.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. *Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico*. Porto Alegre, Universidade Federal Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado (inéd). 270p.
- TONIOLO, T. F. 2014. *Uso de Vermetídeos Fósseis de São Francisco do Sul (SC) como Indicadores de Variação do Nível Relativo do Mar e Para a Discussão da Circulação Costeira no Holoceno*. Monografia de Bacharelado. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 48 p.
- TURC, B., MARTIN, L., FLEXOR, J.M., PIERRE, C., ORTEGA, L. T. 1999. *Origin of the Quaternary Coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil*. In: Bidone; E., Knoppers; B., Lacerda, L. D. Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems. Case Study: Lagoons of Rio de Janeiro Coast, Brazil. Niterói, EDUFF. p. 25-46.
- VALENTIN, J. L. 2001. The Cabo Frio upwelling system, Brazil. In: SWELIGAR, U.; Kjerfve, H. (ed.). *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Berlin: Springer-Verlag. p.97-105.
- VALENTIN, J.L. 1984. Analysis of hydrobiological parameters in the Cabo Frio (Brazil) upwelling. *Marine Biology*. **82** (3): p. 259-276.
- VAN ANDEL, T. H. 1958. A defense of the term alterite. *Journal of Sedimentary Research*. **28**(2): p. 234-235.
- WRIGHT V.P. 2007. Calcrete. In: Nash D.J. & McLaren S.J. (Eds.). *Calcretes in Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell Oxford, p. 10-45.
- WRIGHT L.D. & THOM B.G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geology*. **1**: p. 412-459.
- WRIGHT L.D. & SHORT A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*. **56**: p. 93-118.
- WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; BRADSHAW, M. P., COWELL, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*. **(32)**: p. 105-140.
- YAMAMOTO, J. K. 2000. A simple and practical device for wet elutriation of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, EUA, **V. 70**, n. 2, p. 423-426.
- ZENKOVITCH V. P. 1967. *Processes of Coastal Development*. Edinburgh-London, Oliver & Boyd. 738p.

Anexo I

Tabela I. 1: Larguras de praia e de arrebentação medidas nas ortofotos de 2005 e nas imagens de satélite de 23-02-2010 e 06-08-2012.

km	ORTOFOTOS 2005		IM. SATÉLITE 23-02-2010		IM. SATÉLITE 06-08-2012	
	PRAIA	ARREBENTANÇA	PRAIA	ARREBENTANÇA	PRAIA	ARREBENTANÇA
1	74,08	61,38	67,50	12,20	32,60	97,00
2	78,31	NÃO FOI POSSÍVEL MEDIR	71,30	NÃO FOI POSSÍVEL MEDIR	42,10	NÃO FOI POSSÍVEL MEDIR
3	65,88	24,21	67,70	17,90	50,50	49,50
4	79,37	19,05	66,00	19,70	56,60	91,90
5	73,25	19,84	66,70	19,90	51,60	55,40
6	79,37	30,95	62,70	19,70	52,40	56,80
7	66,00	44,45	66,00	20,80	45,00	67,70
8	79,37	38,10	65,00	13,30	43,00	64,80
9	66,00	38,89	69,50	28,90	35,90	71,60
10	81,49	26,45	81,20	13,80	44,70	79,20
11	66,00	44,45	72,00	26,00	48,40	67,30
12	74,08	42,33	67,80	22,20	36,90	59,00
13	68,79	50,00	74,90	22,60	45,50	83,70
14	64,55	56,22	59,40	38,30	38,50	63,20
15	61,38	39,68	62,80	15,30	41,60	84,40
16	69,85	56,35	76,60	23,40	38,40	77,80
17	75,14	49,75	69,70	47,70	39,30	85,00
18	70,90	50,00	59,60	38,20	36,20	104,00
19	65,61	51,85	59,60	60,70	33,00	129,00
20	74,08	76,99	75,60	23,40	29,00	100,00
21	76,20	55,56	62,50	46,90	32,90	96,50
22	66,67	73,02	81,20	31,50	37,00	111,00
23	62,44	105,56	63,50	47,60	42,00	95,70
24	70,91	121,70	61,50	57,20	21,30	132,00
25	46,56	112,45	63,50	49,40	40,00	122,00
26	66,67	95,25	69,20	60,80	27,40	152,00
27	64,55	127,00	61,30	62,40	25,70	160,00
28	61,38	95,25	65,00	67,70	19,50	121,00
29	62,44	103,18	57,90	57,50	43,40	122,00
30	61,38	107,15	62,90	84,70	31,10	136,00
31	51,85	99,21	73,30	76,50	29,90	146,00
32	62,44	97,89	65,40	90,00	19,40	174,00
33	61,38	104,77	57,30	104,00	34,80	122,00
34	34,92	93,66	62,30	95,30	29,90	124,00
35	56,09	116,42	55,30	97,40	31,70	143,00
36	56,09	153,45	60,40	94,20	26,60	223,00
37	35,98	136,53	79,00	79,50	67,10	148,00
38	37,04	119,06	74,30	59,70	41,60	173,00
39	58,20	120,38	57,50	78,00	34,00	161,00
40	48,68	132,29	98,20	34,50	31,90	198,00
41	61,38	138,11	109,00	102,00	41,20	202,00
42	58,20	131,76	101,00	88,90	26,50	234,00
43	70,91	230,38	55,90	93,80	29,40	185,00
44	42,33	256,11	66,30	48,70	17,00	242,00
45	52,91	234,15	49,00	43,50	12,60	264,00
46	69,98	246,09	56,30	107,00	28,30	164,00
47	49,33	160,03	67,00	56,90	IMAGEM DE OUTRA DATA	
48	100,00	139,10	68,00	24,00	IMAGEM DE OUTRA DATA	

Anexo II

Tabela II. 1: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de espriamento.

Amostra	Faixa Granulométrica (%)					Parâmetros Estatísticos da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson			
	Areia					Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina				
	0,25	0,75	1,75	2,75	3,75				
MPD-01A	60,145	22,743	16,696	0,417	0,000	0,401	0,656	0,233	2,451
MPD-02A	56,154	24,613	18,967	0,266	0,000	0,457	0,652	0,116	2,383
MPD-03A	29,043	28,236	38,744	3,977	0,000	0,938	0,64	0,043	2,463
MPD-04A	42,433	28,976	27,591	1,000	0,000	0,684	0,63	0,016	2,487
MPD-05A	26,510	25,831	42,629	5,030	0,000	0,987	0,686	-0,212	2,602
MPD-06A	31,139	29,926	36,767	2,167	0,000	0,873	0,614	-0,04	2,53
MPD-07A	19,891	32,115	45,845	2,149	0,000	1,024	0,541	-0,116	2,699
MPD-08A	38,412	34,758	26,742	0,089	0,000	0,716	0,527	-0,029	2,516
MPD-09A	17,238	27,540	49,248	5,974	0,000	1,14	0,59	-0,044	2,545
MPD-10A	16,903	29,705	48,705	4,687	0,000	1,12	0,554	0,068	2,444
MPD-11A	16,822	31,202	49,048	2,929	0,000	1,084	0,533	-0,077	2,662
MPD-12A	12,823	35,624	50,349	1,204	0,000	1,084	0,449	0,045	2,555
MPD-13A	26,865	39,257	33,766	0,112	0,000	0,852	0,473	-0,103	2,715
MPD-14A	6,319	30,225	60,850	2,606	0,000	1,224	0,435	0,056	2,55
MPD-15A	23,197	38,375	38,190	0,238	0,000	0,909	0,476	-0,131	2,761
MPD-16A	28,719	38,993	32,207	0,081	0,000	0,826	0,482	-0,147	2,776
MPD-17A	16,194	37,592	45,613	0,601	0,000	1,017	0,448	0,009	2,56
MPD-18A	27,773	42,558	29,643	0,026	0,000	0,812	0,443	-0,193	2,872
MPD-19A	13,391	36,539	49,113	0,956	0,000	1,066	0,444	0,046	2,552
MPD-20A	27,027	44,983	27,979	0,011	0,000	0,81	0,415	-0,129	2,811
MPD-21A	23,381	47,992	28,627	0,000	0,000	0,838	0,382	-0,078	2,748
MPD-22A	17,522	46,697	35,755	0,026	0,000	0,918	0,378	-0,029	2,695
MPD-23A	19,943	43,072	36,943	0,042	0,000	0,916	0,415	-0,053	2,681
MPD-24A	14,793	42,172	42,933	0,103	0,000	0,988	0,401	-0,013	2,638
MPD-25A	16,070	42,021	41,808	0,101	0,000	0,974	0,408	-0,013	2,625
MPD-26A	14,788	45,805	39,390	0,017	0,000	0,956	0,374	-0,031	2,701
MPD-27A	9,023	41,119	49,736	0,121	0,000	1,060	0,370	-0,006	2,677
MPD-28A	14,091	46,554	39,349	0,006	0,000	0,959	0,365	-0,013	2,671
MPD-29A	11,428	43,995	44,527	0,050	0,000	1,009	0,368	-0,009	2,671
MPD-30A	8,940	42,442	48,552	0,067	0,000	1,049	0,359	0,002	2,679
MPD-31A	4,012	35,021	60,701	0,266	0,000	1,165	0,351	0,019	2,658
MPD-32A	3,205	32,259	64,143	0,393	0,000	1,199	0,351	0,01	2,667
MPD-33A	2,644	30,401	66,413	0,542	0,000	1,224	0,354	0,007	2,669
MPD-34A	2,385	30,112	67,017	0,486	0,000	1,227	0,349	0,007	2,666
MPD-35A	2,445	30,426	66,671	0,457	0,000	1,223	0,349	0,008	2,668
MPD-36A	1,497	25,774	71,776	0,953	0,000	1,281	0,348	0,017	2,649
MPD-37A	1,235	23,760	73,595	1,410	0,000	1,309	0,352	0,026	2,65
MPD-38A	0,489	17,369	79,390	2,752	0,000	1,395	0,352	0,019	2,662
MPD-39A	0,719	19,864	77,352	2,066	0,000	1,36	0,351	0,02	2,656
MPD-40A	0,411	15,792	80,435	3,362	0,000	1,415	0,352	0,018	2,667
MPD-41A	0,252	13,202	81,963	4,583	0,000	1,458	0,354	0,017	2,669
MPD-42A	0,932	20,718	76,214	2,136	0,000	1,351	0,357	0,020	2,662
MPD-43A	0,279	13,564	81,934	4,223	0,000	1,449	0,352	0,011	2,671
MPD-44A	0,051	9,836	83,642	6,472	0,000	1,523	0,352	0,024	2,653
MPD-45A	0,201	10,886	82,423	6,490	0,000	1,507	0,361	0,002	2,683
MPD-46A	0,000	5,679	83,740	10,581	0,000	1,616	0,350	0,027	2,669
MPD-47A	0,018	7,853	83,341	8,788	0,000	1,572	0,357	0,016	2,664
MPD-48A	0,000	3,504	79,451	17,044	0,000	1,714	0,361	0,002	2,684

Tabela II. 2: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de duna frontal incipiente

Amostra	Faixa Granulométrica (%)					Parâmetros Estatísticos da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson			
	Areia					Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina				
	0,25	0,75	1,75	2,75	3,75				
MPD-01B	10,082	19,535	53,889	15,531	0,000	1,431	0,713	0,727	6,194
MPD-02B	13,765	21,734	50,126	10,164	0,145	1,456	1,173	2,929	15,473
MPD-03B	43,719	24,750	28,771	2,760	0,000	0,687	0,727	0,059	2,392
MPD-04B	29,757	30,409	37,581	2,253	0,000	0,898	0,596	0,033	2,451
MPD-05B	33,928	29,686	34,728	1,658	0,000	0,819	0,629	-0,107	2,564
MPD-06B	11,200	32,083	54,412	2,305	0,000	1,148	0,469	0,022	2,504
MPD-07B	27,669	33,630	37,819	0,883	0,000	0,884	0,553	-0,165	2,723
MPD-08B	29,516	33,691	35,899	0,894	0,000	0,866	0,542	0,003	2,489
MPD-09B	16,548	33,429	48,192	1,831	0,000	1,063	0,496	0,011	2,508
MPD-10B	9,005	21,428	56,017	13,549	0,000	1,383	0,594	-0,04	2,492
MPD-11B	23,661	36,221	39,529	0,589	0,000	0,924	0,502	-0,108	2,707
MPD-12B	21,024	36,016	42,218	0,742	0,000	0,963	0,496	-0,119	2,743
MPD-13B	20,552	38,435	40,692	0,320	0,000	0,948	0,462	-0,062	2,668
MPD-14B	15,379	33,365	49,214	2,043	0,000	1,082	0,49	0,043	2,506
MPD-15B	10,534	27,960	56,056	5,450	0,000	1,225	0,516	0,037	2,505
MPD-16B	12,519	34,687	51,471	1,322	0,000	1,096	0,454	0,017	2,554
MPD-17B	12,338	32,043	52,924	2,695	0,000	1,139	0,484	0,047	2,503
MPD-18B	24,842	35,172	39,253	0,732	0,000	0,915	0,522	-0,137	2,736
MPD-19B	11,734	39,811	48,184	0,272	0,000	1,047	0,402	0,018	2,615
MPD-20B	5,437	32,252	61,148	1,164	0,000	1,194	0,397	0,028	2,605
MPD-21B	8,027	40,415	51,402	0,155	0,000	1,077	0,368	0,003	2,689
MPD-22B	4,226	25,756	65,606	4,412	0,000	1,308	0,44	0,04	2,562
MPD-23B	6,949	35,138	57,248	0,665	0,000	1,144	0,393	0,007	2,635
MPD-24B	5,428	35,525	58,672	0,374	0,000	1,15	0,368	0,004	2,683
MPD-25B	6,703	38,478	54,628	0,190	0,000	1,108	0,365	-0,009	2,692
MPD-26B	1,138	22,346	74,661	1,855	0,000	1,330	0,358	0,028	2,657
MPD-27B	3,212	32,017	64,277	0,494	0,000	1,204	0,357	0,017	2,664
MPD-28B	5,168	37,033	57,598	0,201	0,000	1,135	0,355	0,011	2,659
MPD-29B	2,503	29,978	66,957	0,562	0,000	1,229	0,353	0,007	2,672
MPD-30B	4,331	35,149	60,253	0,267	0,000	1,161	0,354	0,009	2,664
MPD-31B	1,962	28,031	69,241	0,766	0,000	1,255	0,352	0,018	2,659
MPD-32B	4,832	37,185	57,806	0,177	0,000	1,137	0,351	0,02	2,652
MPD-33B	1,448	24,615	72,651	1,285	0,000	1,298	0,354	0,019	2,657
MPD-34B	1,189	23,748	73,794	1,270	0,000	1,307	0,349	0,02	2,649
MPD-35B	0,908	21,520	75,862	1,710	0,000	1,337	0,35	0,021	2,651
MPD-36B	2,672	30,732	66,106	0,490	0,000	1,22	0,352	0,007	2,665
MPD-37B	2,573	30,249	66,650	0,529	0,000	1,226	0,352	0,005	2,669
MPD-38B	2,054	28,888	68,471	0,586	0,000	1,243	0,348	0,012	2,66
MPD-39B	1,016	22,045	75,280	1,659	0,000	1,331	0,352	0,019	2,653
MPD-40B	0,423	16,583	80,296	2,698	0,000	1,4	0,348	0,018	2,663
MPD-41B	0,892	21,464	76,004	1,641	0,000	1,337	0,349	0,017	2,650
MPD-42B	0,101	11,669	83,507	4,723	0,000	1,481	0,346	0,023	2,653
MPD-43B	0,118	11,009	83,255	5,617	0,000	1,500	0,352	0,013	2,661
MPD-44B	0,000	2,067	77,950	19,983	0,000	1,758	0,351	0,02	2,654
MPD-45B	0,169	12,249	82,810	4,771	0,000	1,471	0,35	0,013	2,66
MPD-46B	0,000	2,643	80,328	17,029	0,000	1,721	0,348	0,026	2,651
MPD-47B	0,000	3,316	79,861	16,823	0,000	1,715	0,357	-0,003	2,681
MPD-48B	0,000	0,436	62,273	37,282	0,010	1,94	0,362	0,006	2,68

Anexo III

Tabela III. 1: Distribuição de frequência (bruta) da contagem de minerais pesados nas amostras de espriamento.

	MPD -01A	MPD -04A	MPD -08A	MPD -12A	MPD -16A	MPD -20A	MPD -24A	MPD -28A	MPD -32A	MPD -36A	MPD -40A	MPD -44A	MPD -48A
SIL	111	131	139	155	127	62	21	157	63	133	177	165	177
ZIR	9	32	10	7	10	7	27	16	1	11	2	5	1
TUR	9	10	29	17	24	12	6	5	6	19	19	28	9
RUT	4	10	10	6	3	9	23	7	1	12	2	5	0
MON	0	6	3	4	2	2	9	0	1	7	1	3	5
TIT	2	8	2	3	2	1	6	9	2	11	2	5	3
HBL	0	1	3	4	5	0	0	0	1	3	1	7	2
CIA	3	5	7	12	6	3	1	14	4	5	1	7	7
AND	2	3	2	6	3	1	0	2	0	3	5	3	12
GRD	3	6	4	3	6	2	6	4	2	6	7	3	4
APA	2	8	5	2	5	5	0	9	2	2	1	2	3
HIP	1	1	0	3	0	1	0	1	1	1	3	2	5
ANF	2	1	1	6	3	0	0	2	3	0	0	1	0
EPI	0	2	2	0	4	0	2	1	3	2	3	0	3
COR	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
PER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ESP	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0
OPA	5	8	6	6	13	9	36	7	9	3	7	10	7
BIO	33	6	14	12	3	13	4	15	16	0	8	8	22
TOTAL	188	239	237	246	218	127	143	249	115	219	239	254	260

Tabela III. 2: Distribuição de frequência (bruta) da contagem de minerais pesados nas amostras de duna frontal incipiente.

	MPD -01B	MPD -04B	MPD -08B	MPD -12B	MPD -16B	MPD -20B	MPD -24B	MPD -28B	MPD -32B	MPD -36B	MPD -40B	MPD -44B	MPD -48B
SIL	132	109	110	108	86	103	102	140	134	144	129	142	147
ZIR	6	49	48	60	95	54	49	33	25	11	24	13	16
TUR	22	11	6	2	3	29	25	4	3	31	28	32	20
RUT	2	10	17	18	19	10	14	16	14	5	18	7	7
MON	3	9	9	3	3	8	5	5	8	4	5	5	6
TIT	11	9	7	8	7	4	6	7	11	5	8	3	3
HBL	3	1	1	0	0	5	2	0	0	4	2	2	0
CIA	2	2	10	5	3	4	1	2	6	4	1	2	2
AND	2	5	1	2	0	0	1	3	5	3	4	3	1
GRD	3	8	9	3	2	10	14	9	1	4	8	7	9
APA	10	6	1	1	4	8	0	5	2	7	2	5	4
HIP	1	0	1	0	0	1	1	0	0	3	1	2	1
ANF	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	2	0	0
EPI	0	2	0	0	0	1	2	2	1	1	0	0	2
COR	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1
PER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
ESP	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
OPA	4	5	5	5	2	5	3	7	4	7	7	7	8
BIO	20	3	4	8	10	2	4	1	5	5	2	3	1
TOTAL	221	229	229	224	234	246	230	235	219	238	241	235	228

Anexo IV

Anexo V

Tabela V. 1: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras lagunares e de lobos deposicionais.

Morfologia	Código de campo	Código na dissertação	Faixa Granulométrica (%)					Estatísticas da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson			
			Areia					Excluindo Material Pelítico			
			Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
CORDÕES LAGUNARES	MLA-08	MLA-02	10.479	34.874	48.208	0.328	0.684	1.09	0.477	1.213	9.949
	MLA-09A	MLA-03	46.838	24.380	21.558	0.915	1.802	0.619	0.784	0.972	5.486
	MLA-09B	MLA-03	29.495	38.135	28.189	0.028	1.675	0.843	0.595	1.683	10.131
	MLA-09C	MLA-03	25.355	31.688	41.324	1.633	0.000	0.946	0.564	-0.111	2.592
	MLA-12	MLA-04	62.497	22.823	9.384	0.077	1.002	0.346	0.656	1.279	8.003
	MLA-01	MLA-05	30.582	39.169	30.228	0.021	0.000	0.795	0.483	-0.202	2.808
	MLA-07	MLA-06	0.186	1.514	5.391	7.366	16.065	2.856	0.961	-0.681	2.318
	MLA-06	MLA-07	0.799	17.373	60.849	1.711	1.436	1.385	0.483	2.212	13.07
LOBOS DEPOSICIONAIS	MLD-13	MLD-01-SW	12.997	30.990	49.671	2.356	1.283	1.154	0.572	1.19	7.402
	MLD-05	MLD-02-SW	17.211	42.752	39.982	0.055	0.000	0.953	0.406	-0.02	2.616
	MLA-02	MLD-03-SW	34.227	29.574	29.364	0.528	0.776	0.777	0.654	0.584	5.536
	MLD-08	MLD-04-SW	11.199	44.409	44.355	0.037	0.000	1.009	0.362	0.002	2.665
	MLD-07	MLD-05-SW	4.170	26.838	65.734	3.259	0.000	1.285	0.424	0.029	2.571
	MLD-09	MLD-06-SW	2.785	26.126	66.127	1.539	0.856	1.287	0.443	1.579	11.204
	MLA-03	MLD-07-SW	21.580	38.341	39.830	0.250	0.000	0.931	0.469	-0.129	2.746
	MLD-10	MLD-08-SW	9.445	30.421	56.677	3.457	0.000	1.197	0.475	0.055	2.508
	MLD-14	MLD-09-SW	13.332	37.208	48.828	0.632	0.000	1.057	0.434	0.019	2.543
	MLD-15	MLD-10-SW	1.422	17.498	68.996	10.178	0.237	1.48	0.466	0.355	4.035
	MLD-06	MLD-11-SW	15.001	37.409	47.085	0.505	0.000	1.031	0.441	-0.025	2.579
	MLD-11	MLD-12-SW	5.870	33.745	59.575	0.810	0.000	1.171	0.39	0.021	2.601
	MLD-12	MLD-13-SW	10.944	43.717	45.293	0.046	0.000	1.017	0.364	-0.006	2.668
	MLD-16	MLD-14-NE	8.543	31.188	58.060	2.209	0.000	1.185	0.448	0.002	2.553
	MLD-17	MLD-15-NE	3.910	24.202	63.403	4.452	0.822	1.337	0.495	1.039	7.385
	MLD-29	MLD-16-NE	12.179	44.938	42.858	0.025	0.000	0.993	0.363	-0.015	2.669
	MLD-18	MLD-17-SW	9.561	42.093	48.268	0.077	0.000	1.046	0.365	-0.01	2.676
	MLD-19	MLD-18-SW	0.694	19.781	77.409	2.116	0.000	1.361	0.351	0.028	2.66
	MLD-28	MLD-19-SW	0.413	15.925	80.475	3.186	0.000	1.416	0.352	0.009	2.671
	MLD-27	MLD-20-SW	5.033	24.786	63.998	6.182	0.000	1.328	0.469	0.028	2.498
	MLD-20	MLD-21-NE	6.698	34.298	58.172	0.831	0.000	1.158	0.397	0.018	2.612
	MLD-04	MLD-22-SW	0.765	20.833	76.677	1.726	0.000	1.345	0.347	0.022	2.647
	MLD-03	MLD-23-SW	1.133	23.742	73.987	1.138	0.000	1.307	0.347	0.023	2.644
	MLD-02	MLD-24-SW	0.343	16.017	81.006	2.635	0.000	1.405	0.343	0.021	2.663
	MLD-21	MLD-25-NE	1.097	19.640	75.531	3.732	0.000	1.386	0.382	0.007	2.601
	MLD-22	MLD-26-NE	2.102	27.026	69.823	1.049	0.000	1.268	0.361	0.004	2.681
	MLD-23	MLD-27-NE	0.000	8.373	72.203	19.424	0.000	1.672	0.432	0.028	2.519
	MLD-24	MLD-28-SW	0.000	0.681	55.584	43.568	0.167	1.996	0.41	0.017	2.597
	MLD-26A	MLD-29-NE	0.050	9.959	84.005	5.986	0.000	1.516	0.348	0.016	2.649
	MLD-26B	MLD-29-NE	0.000	3.210	73.062	23.728	0.000	1.772	0.391	0.035	2.602
	MLD-25	MLD-30-NE	0.000	3.260	79.605	17.135	0.000	1.718	0.358	0.001	2.682

Tabela V. 2: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de leques de sobrelavagem e terraços pleistocênicos.

Morfologia	Código de campo	Código na dissertação	Faixa Granulométrica (%)					Estatísticas da Distribuição Granulometria (phi) - Pearson			
			Areia					Excluindo Material Pelítico			
			Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
LEQUES DE SOBRELAVAGEM	MLS-03A	MLS-01	61.131	21.409	13.781	0.912	0.805	0.393	0.722	0.981	5.45
	MLS-03B	MLS-01	49.967	20.655	19.974	2.317	1.179	0.566	0.814	0.821	4.409
	MLS-02	MLS-02	70.501	16.947	5.567	1.194	2.242	0.275	0.788	1.96	8.903
	MLS-04	MLS-04	58.593	19.532	11.884	1.411	3.468	0.47	0.904	1.563	6.381
	MLS-05A	MLS-05	56.065	24.738	16.273	0.049	0.523	0.451	0.658	0.648	5.007
	MLS-05B	MLS-05	43.668	22.831	19.321	0.403	2.154	0.622	0.803	1.215	6.373
	MLS-06	MLS-06	37.635	27.633	29.130	0.860	1.282	0.759	0.723	0.712	5.384
	MLS-07	MLS-07	6.324	28.602	57.549	2.131	1.936	1.264	0.555	1.698	9.448
	MLS-01	MLS-08	3.103	23.904	68.908	4.086	0.000	1.334	0.422	-0.008	2.547
TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS	MLS-08	MLS-09	27.863	3.822	3.696	4.200	2.814	0.584	1.229	1.193	3.356
	MPR-06	MPR-01	47.388	25.647	25.057	0.639	0.856	0.615	0.737	0.597	4.662
	MPR-05	MPR-02	18.523	30.646	48.396	2.436	0.000	1.053	0.552	-0.237	2.844
	MPR-02	MPR-03	18.557	22.964	43.991	8.742	0.887	1.176	0.728	0.234	3.759
	MPR-07	MPR-04	17.253	19.924	44.377	13.221	0.549	1.261	0.77	0.007	3.216
	MPR-08	MPR-05	35.450	24.898	32.545	2.824	1.102	0.828	0.78	0.511	4.362
	MPR-03	MPR-06	36.072	28.796	31.419	1.093	0.826	0.786	0.696	0.541	5.05
	MLA-04	MPR-07	23.259	33.078	42.482	1.180	0.000	0.954	0.546	-0.22	2.796
	MLA-05	MPR-08	21.788	46.576	31.623	0.013	0.000	0.865	0.394	-0.13	2.857
	MPR-01A	MPR-09	42.359	34.966	19.319	0.000	0.000	0.615	0.511	-0.213	2.687
	MPR-04	MPR-10	13.362	32.481	51.999	2.159	0.000	1.116	0.482	0.02	2.484
	MPR-01B	MPR-09	31.449	37.462	21.592	0.005	1.276	0.768	0.572	1.716	11.387
	MPR-01C	MPR-09	22.165	47.504	30.324	0.006	0.000	0.856	0.385	-0.079	2.771
	MPR-04	MPR-10	13.362	32.481	51.999	2.159	0.000	1.116	0.482	0.02	2.484

Anexo VI

Tabela VI. 1: Distribuição de frequência (%) da contagem de minerais pesados nas amostras de lagunares e de lobos deposicionais.

	LAGUNARES				LOBOS DEPOSICIONAIS								
	MLA-02	MLA-03A	MLA-03C	MLA-07	MLD-01-SW	MLD-04-SW	MLD-05-SW	MLD-06-SW	MLD-07-SW	MLD-09-SW	MLD-10-SW	MLD-11-SW	MLD-12-SW
ZIRC	12.8	63.9	39.5	43.5	20.9	12.1	27.1	34.5	17.0	6.0	19.1	9.4	31.0
TURM	3.2	2.4	5.5	2.6	8.4	16.8	6.5	8.3	11.1	20.8	16.9	9.4	9.4
RUTI	3.2	3.9	13.5	5.2	9.2	7.0	13.1	14.0	6.0	4.2	5.9	7.4	8.9
PEROV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ESTA	0.0	0.5	0.5	2.1	0.0	1.4	0.0	0.0	0.4	1.4	0.0	0.0	1.5
EPÍD	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MONA	0.5	14.6	2.5	22.5	3.8	2.3	5.1	3.9	3.8	2.8	0.0	4.4	17.2
TITA	3.2	4.4	1.0	4.7	5.0	1.9	8.9	2.6	1.3	0.9	3.0	3.9	5.4
SILL	72.1	9.8	35.5	11.5	48.5	51.4	35.0	32.3	55.3	58.3	52.5	55.7	23.2
CIAN	0.9	0.0	0.5	0.5	0.4	1.9	0.0	0.9	0.9	0.5	0.8	1.5	1.5
CORIN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
GRAN	2.3	0.5	0.5	3.1	1.3	2.3	0.9	0.9	0.4	0.9	0.4	3.4	0.0
HORN	0.0	0.0	0.5	3.7	1.7	1.9	1.4	0.0	3.8	2.3	0.0	3.4	1.5
APAT	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0
ANDA	1.8	0.0	0.5	0.0	0.4	0.9	1.9	2.6	0.0	1.9	0.4	0.5	0.5
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tabela VI. 2: Distribuição de frequência (%) da contagem de minerais pesados nas amostras de lobos deposicionais.

	LOBOS DEPOSICIONAIS											
	MLD-13-SW	MLD-14-NE	MLD-15-NE	MLD-17-SW	MLD-18-NE	MLD-21-NE	MLD-22-SW	MLD-23-SW	MLD-24-SW	MLD-25-NE	MLD-26-NE	MLD-27-NE
ZIRC	38.6	11.3	0.9	2.0	3.8	9.6	9.9	5.9	8.3	6.6	29.2	2.4
TURM	8.4	12.6	17.9	20.4	13.2	14.9	9.9	7.3	14.2	15.0	8.4	23.4
RUTI	5.9	5.2	3.8	1.0	2.8	3.8	5.8	2.9	5.5	5.3	6.4	0.5
PEROV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ESTA	0.0	1.3	1.4	1.5	1.4	0.0	0.0	0.5	0.0	0.9	0.5	2.4
EPÍD	0.0	1.3	1.4	0.5	2.8	1.5	0.0	0.0	1.8	0.4	1.0	1.9
MONA	3.0	6.1	2.8	2.0	0.0	3.1	1.3	0.5	0.9	0.9	9.4	0.0
TITA	3.5	3.0	2.4	0.5	2.4	1.9	1.8	1.0	1.8	0.0	1.5	0.0
SILL	36.6	33.3	36.3	53.7	38.7	43.7	63.7	72.7	44.0	55.3	24.8	51.7
CIAN	2.0	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	0.4	1.5	0.0	0.0	1.5	1.0
CORIN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
GRAN	1.5	5.2	9.0	2.5	9.0	4.2	3.6	3.4	6.0	1.8	3.0	4.3
HORN	0.0	19.5	21.7	15.4	20.8	15.3	2.2	1.0	17.4	12.4	13.9	11.0
APAT	0.0	0.4	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANDA	0.0	0.4	0.9	0.5	1.4	1.5	1.3	3.4	0.0	1.3	0.5	1.4
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tabela VI. 3: Distribuição de frequência (%) da contagem de minerais pesados nas amostras de lobos deposicionais, leques de sobrelavagem e terraços marinhos pleistocênicos.

	LOBOS DEPOSICIONAIS			LEQUES DE SOBRELAVAGEM								TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS									
	MLD-28-SW	MLD-29-NE	MLD-30-NE	MLS-01	MLS-02	MLS-04	MLS-05	MLS-06	MLS-07	MLS-08	MLS-09	MPR-01	MPR-02	MPR-03	MPR-04	MPR-05	MPR-06	MPR-07	MPR-08	MPR-09A	MPR-09C
ZIRC	1.4	0.4	0.9	13.5	4.9	37.8	42.8	42.2	24.1	13.1	21.5	46.9	36.2	41.8	41.8	45.3	24.7	47.5	57.1	41.0	37.7
TURM	15.9	29.5	19.0	10.1	13.4	6.9	0.0	6.6	9.5	8.6	11.5	1.8	7.1	2.1	7.4	5.8	16.0	8.1	1.9	3.6	5.0
RUTI	0.9	0.4	7.7	6.3	3.6	5.1	4.1	6.2	4.7	5.9	2.0	5.1	10.5	9.0	5.1	7.8	8.2	5.9	13.8	8.7	10.0
PEROV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ESTA	0.0	0.4	0.0	0.5	0.4	0.5	0.0	0.9	1.3	0.0	0.5	0.4	0.5	0.0	0.8	0.0	1.4	1.8	0.0	0.0	0.9
EPÍD	0.0	1.3	1.8	4.3	2.2	1.4	1.8	0.9	1.7	0.9	1.5	0.0	1.4	0.5	0.4	0.0	0.5	0.0	0.0	2.6	0.0
MONA	0.9	0.9	0.5	4.3	2.7	8.3	21.2	13.7	3.4	1.4	7.0	37.4	7.6	2.6	6.3	7.4	2.3	6.8	7.1	5.1	5.5
TITA	3.3	1.8	0.9	1.4	1.8	2.3	1.4	0.5	1.7	4.5	0.5	4.0	0.5	1.1	3.1	0.0	3.7	3.6	4.1	9.7	5.5
SILL	65.9	46.3	39.4	41.3	35.7	29.0	14.4	18.5	36.2	53.8	36.5	3.7	32.4	37.6	31.3	30.0	41.6	24.9	13.4	20.5	30.0
CIAN	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	1.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.8	0.0	0.0	1.1	2.1	1.4
CORIN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
GRAN	1.9	2.2	6.8	5.3	6.7	2.3	4.1	5.2	2.6	5.4	3.5	0.4	0.5	2.6	0.0	0.4	1.8	0.9	1.1	2.1	1.4
HORN	8.9	14.5	23.1	11.5	26.3	5.1	9.5	5.2	10.3	4.1	13.0	0.0	2.4	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.8
APAT	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.4	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0
ANDA	0.5	1.3	0.0	0.5	0.9	1.4	0.5	0.0	3.0	0.9	0.5	0.4	1.0	0.0	3.9	2.5	0.0	0.5	0.0	2.1	0.9
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0