

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS PALEODUNAS E A EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA PLANÍCIE COSTEIRA DA
PINHEIRA, PALHOÇA - SC

Helena A de Abreu Andrade

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini
Co-orientadores: Prof. Dr. Patrick A Hesp e Ms.C. Vinícius Ribau Mendes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2012 / 23)

SÃO PAULO
2012

“The answer, my friend, is blowin in the wind.”
Bob Dylan

Agradecimentos

Este trabalho vai além do estudo Quaternário, além da sedimentologia das dunas e além da evolução holocênica da planície da Pinheira. O pupilo de Sócrates, Antístenes, dizia que a gratidão é a memória do coração. É essa a lembrança que eu guardarei deste trabalho.

Em 2008, comecei a minha história com a pinheira, na Iniciação Científica e, desde então, ela tem me dado bons resultados, me tirado noites de sono, semeado dúvidas e, o mais importante, me aproximado de pessoas especiais. A minha monografia representa a realização de um sonho, que transcende estes anos dedicados a ela. Já são cinco anos morando na cidade grande e, por mais distante que eu esteja da minha família, São Paulo é a minha casa. Já que aqui é a minha casa agora, não poderia esquecer de agradecer àqueles que fizeram com que eu me sentisse assim, que me ajudaram e me receberam de braços abertos desde o meu primeiro dia aqui, Bauer, Paula e Ísis.

Meu doce e querido avô Ivan que me encorajou a vir, me apoiou em todos esses anos e me deu amor e carinho, sem os quais eu não seria quem eu sou. Agradeço a você, vovô, por ter acreditado em mim e me ajudado sempre. Não diferente dele, meus outros avós e meus pais também torceram e contribuíram, cada um de uma forma única e essencial, com o meu crescimento e com a realização deste sonho, de vir morar sozinha, de estudar fora, de me tornar uma geóloga. Meu para sempre irmãozinho, Dudu, obrigada por ser o meu melhor amigo e por fazer a minha vida mais alegre desde os meus 7 aninhos.

Agradeço ao Gregory, o irmão mais velho que nasceu em outra família, pelos dias que você passou comigo aqui em São Paulo, pelas horas que a gente conversou, você sempre me faz rir e me sentir melhor. Além disso, pela ajuda com os programas de estatística! Dando continuidade aos agradecimentos de amizade, estas duas, não amigas de longa data, mas que serão para o resto da vida: obrigada, Flavinha e Thaís. Flavinha com seu jeito sincero e único, sempre esteve comigo e eu quero estar para sempre com vc! Obrigada por ser esta amiga maravilhosa e engraçada. Thaís, que infelizmente me abandonou na faculdade, carrega consigo uma linda história de amizade, agora estendida para a pequena iara, que vai durar sempre.

Giannini, não sei se lhe encaixo nos agradecimentos como amigo ou como orientador. Obrigada pelas correções cautelosas, pela amizade, pelas conversas e pelos ensinamentos de honestidade e humildade. Obrigada.

Ao querido daddy Patrick que, junto com a sua família, Grazi e Nicolas, – que agora é minha também – me recebeu em sua casa, me ajudou, me ensinou, me ouviu, me fez rir e

foi grande parte do meu sonho de conhecer os estados unidos. Obrigada, esses 15 dias foram os melhores da minha vida.

Agradeço, por fim, a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que esta monografia nascesse. Vinícius, meu co-orientador, obrigada pela ajuda. Obrigada a todas as meninas do Labsed, Labpetro e legal, a ajuda de vocês foi essencial.

A Pinheira foi mais do que minha área de estudo da monografia, foi um elo para me unir a estas maravilhosas pessoas que conheci através dela. E, de volta à memória do coração, é lá que a Pinheira está agora.

Resumo

A planície costeira de Pinheira é constituída por sedimentos holocênicos depositados desde o final da última subida do nível relativo do mar (NRM), dispostos na forma de barreira progradante. Esta barreira ancora-se em pontões e morros-testemunho do embasamento cristalino e em resquícios de depósitos marinhos pleistocênicos, parte deles cobertos por dunas eólicas pré-máxima inundação holocênica (geração eólica 2). Ela é representada em superfície por uma sucessão de cordões litorâneos côncavos para o mar, com campos de dunas livres transgressivos inativos (geração eólica 3) e ativos (geração 4), voltados para SSW. A disposição espacial relativa entre cordões litorâneos e campos de dunas é sugestiva da alternância entre pulsos de regressão costeira e pulsos de aporte eólico transgressivo, visto que cada campo de dunas origina-se em um cordão litorâneo diferente e bem definido. Pelo menos sete pulsos podem ser reconhecidos, além do atual. A parte oeste da planície é truncada por um paleocanal, atribuído à entrada episódica de água marinha na planície, de norte para sul. Esse episódio estaria associado à mudança de dinâmica sedimentar que alterou a posição da desembocadura do rio Massiambu e criou a morfologia retangular em planta, a qual persiste até hoje na linha de costa da porção norte da planície. As idades obtidas por datação LOE sugerem que a geração eólica 2 estabilizou-se entre 64,9 e 16,4 ka AP e a planície de cordões começou a formar-se aproximadamente 7.0 ka atrás, com estabilização de campos de dunas em 5,5, 1,5 e 0,6 ka AP. O penúltimo dos pulsos eólicos datados é contemporâneo à formação do paleocanal a oeste.

Abstract

Pinheira Strandplain is made of Holocene sediments arranged as a progradational barrier deposited since the last relative sea level (RSL) rising. This barrier is anchored in bedrocks and remnants Pleistocene deposits, some of which are covered by pre-Holocene maximum flood aeolian dunes (generation 2). On the surface, it is represented by concave to seaward ridges succession with inactive transgressive dune fields (generation 3) and active transgressive dune fields (generation 4). The arrangement between ridges and dune fields suggests the interchange of coastal regression and transgressive aeolian sediment supply since each dune field comes from a different ridge. Beyond the recent pulse, at least seven pulses can be recognized. The western part of the plain is cut by a paleochannel, which is related to an episodic marine water input that came from North to South. This event was associated to sedimentary dynamics change that shifted the Massiambu River and made linear the morphology of the northern part of strandplain. The OSL dating suggests that the generation 2 stabilized between 64.9 and 16.4 ky BP and that the Holocene progradation initiated started about 7.0 ky ago with periods of dune fields stabilization at 5.5, 1.5, 1.2 and 0.6 ky BP. The penultimate dated aeolian pulse is contemporary to west paleochannel formation.

SUMÁRIO:

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. ÁREA E TEMA DE ESTUDO.....	12
1.2. METAS E OBJETIVOS.....	13
2. ATIVIDADES REALIZADAS: MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
2.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.2. SENSORIAMENTO REMOTO.....	14
2.3. ATIVIDADES DE CAMPO.....	15
2.3.1. ANÁLISE DE FÁCIES.....	16
2.3.2. AMOSTRAGEM.....	16
2.4. ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	17
2.4.1. ANÁLISE AO GRANULÔMETRO A LASER.....	18
2.4.2. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA MECÂNICA.....	18
2.4.2.1. ELUTRIAÇÃO.....	19
2.4.2.2. PENEIRAMENTO.....	20
2.4.3. SEPARAÇÃO DE MINERAIS LEVES E PESADOS.....	20
2.4.4. SEPARAÇÃO MAGNÉTICA COM ÍMA DE MÃO.....	21
2.4.5. CONFECÇÃO DE LÂMINAS DE MINERAIS PESADOS.....	22
2.4.6. IMPREGNAÇÃO DE AMOSTRAS INDEFORMADAS.....	22
2.4.7. DESCRIÇÃO DE LÂMINAS EM MICROSCÓPIO.....	23
2.4.7.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	23
2.4.7.2. QUANTIFICAÇÃO DE MINERAIS PESADOS.....	24
2.4.8. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA.....	24
2.4.8.1. PRINCÍPIOS DO MÉTODO E EQUIPAMENTOS.....	24
2.4.8.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA DATAÇÃO LOE.....	25
2.4.8.3. ESPECTROMETRIA GAMA.....	25
2.5. TRATAMENTO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	26
2.5.1. INFORMAÇÕES DE CAMPO.....	26
2.5.2. RESULTADOS LABORATORIAIS.....	26
2.5.2.1. GRANULOMETRIA.....	26
2.5.2.2. MINERAIS PESADOS.....	27
3. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	29
3.1. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA.....	29
3.1.1. CLIMA.....	29
3.1.2. NRM.....	30
3.1.3. GEOLOGIA.....	30
3.1.4. CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEIROS.....	32
3.1.4.1. DEPÓSITOS COM INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO.....	33
DUNAS FRONTAIS (FOREDUNES).....	33
RUPTURAS DE DEFLAÇÃO (BLOWOUTS).....	33
DUNAS PARABÓLICAS.....	33
RASTRO LINEAR RESIDUAL (TRAILING RIDGE).....	34
RETROCORDÃO (GEGENWALLE).....	34
3.1.4.2. DEPÓSITOS SEM INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO.....	34
DUNAS TRANSVERSAIS.....	34
CADEIAS BARCANOIDES (BARCHANOID CHAINS).....	34
LOBOS DEPOSICIONAIS (DEPOSITIONAL LOBES).....	35
3.2. CRONOLOGIA RELATIVA E ABSOLUTA DE DUNAS E PALEODUNAS.....	35
3.2.1. SENSORIAMENTO REMOTO E CAMPO.....	35
3.2.1.1. MORFODINÂMICA EÓLICA RECENTE.....	35
3.2.1.2. GERAÇÕES DE DUNAS.....	39
3.2.2. DATAÇÕES.....	40
3.3. SEDIMENTOLOGIA E PETROGRAFIA SEDIMENTAR.....	43
3.3.1. GRANULOMETRIA.....	43
3.3.2. MINERAIS PESADOS.....	48
3.3.3. CARACTERIZAÇÃO DA ASSEMBLEIA.....	48
3.3.3.1. ÍNDICES MINERALÓGICOS.....	53
3.3.4. PETROGRAFIA.....	55

3.4. EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE SEDIMENTAR.....	58
4. CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66
ANEXO I	72
ANEXO II	73
ANEXO III	78
ANEXO IV.....	80
ANEXO V.....	84
ANEXO VI.....	86
ANEXO VII.....	87
ANEXO VIII.....	88

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1:: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.	13
FIGURA 2: COLETA DE AMOSTRA EM PAREDE SUB-VERTICAL.	17
FIGURA 3: PROCEDIMENTO GERAL DE PREPARAÇÃO E ANÁLISE DE AMOSTRAS ARENÁCEAS.	19
FIGURA 4: DUNAS PARABÓLICAS NA PORÇÃO NORTE DA PLANÍCIE DA PINHEIRA..	36
FIGURA 5: EVOLUÇÃO DE UM MESMO CAMPO DE DUNAS, NA PARTE SUL DA PLANÍCIE DA PINHEIRA.	38
FIGURA 6: COMPARAÇÃO ENTRE IMAGENS DE SATÉLITE DE 2003 E 2009..	39
FIGURA 7: IDADES OBTIDAS NA PLANÍCIE DA PINHEIRA..	42
FIGURA 8: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO DIÂMETRO MÉDIO (PHI).....	43
FIGURA 9: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO DESVIO PADRÃO (PHI).....	44
FIGURA 10: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DA ASSIMETRIA.	44
FIGURA 11: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO DIÂMETRO MÉDIO (PHI).....	45
FIGURA 12: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO ENTRE DESVIO PADRÃO (PHI).....	46
FIGURA 13: DIAGRAMA DE RELAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ASSIMETRIA.....	46
FIGURA 14: PROPORÇÃO DA CLASSE AREIA MÉDIA.....	47
FIGURA 15: PROPORÇÃO DA CLASSE AREIA MUITO FINA.	48
FIGURA 16: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO TEOR DE PELÍTICOS.....	48
FIGURA 17: GRÃOS SUBÉDRICOS SUBARREDONDADOS A ANÉDRICOS OVOIDES DE ZIRCÃO	49
FIGURA 18: TURMALINA EUÉDRICA PRISMÁTICA.....	50
FIGURA 19: TURMALINA COM SOBRECRESCEMENTO ARREDONDADO.	50
FIGURA 20: ESTAUIROLITA GEMINADA.....	51
FIGURA 21: EPÍDOTO SUBÉDRICO PRISMÁTICO	51
FIGURA 22: RUTILO.	52
FIGURA 23: CIANITA.	52
FIGURA 24: SILLIMANITA.....	52

FIGURA 25: HORNBLENDA.....	53
FIGURA 26: PEROVSKITA.....	53
FIGURA 27: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO ÍNDICE ZT.....	54
FIGURA 28: DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO ÍNDICE TH.	55
FIGURA 29: FOTOMICROGRAFIAS DAS AMOSTRAS T.2.A E T.1.	58
FIGURA 30: MODELO EVOLUTIVO DE CRESCIMENTO SEDIMENTAR DA PLANÍCIE DA PINHEIRA DURANTE O HOLOCENO.	62

ÍNDICE DE QUADROS

QUADRO I: EQUIPE CIENTÍFICA ENVOLVIDA NOS TRABALHOS DE CAMPO	16
QUADRO II: TAXAS DE MIGRAÇÃO EÓLICA ESTIMADAS COM BASE NO AVANÇO DE LOBOS DEPOSICIONAIS.....	37
QUADRO III: CLASSIFICAÇÃO NOMINAL PARA AS FREQUÊNCIAS PERCENTUAIS DE MINERAIS PESADOS TERRÍGENOS	49
QUADRO IV: COMPILAÇÃO DAS DESCRIÇÕES DAS SEIS LÂMINAS.....	56

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1: COMPILAÇÃO DAS IDADES OBTIDAS NA PLANÍCIE DA PINHEIRA.....	41
--	----

1. INTRODUÇÃO

1.1. ÁREA E TEMA DE ESTUDO

Situada a 60 km de Florianópolis e pertencente ao município de Palhoça – SC (Figura 1 e Anexo I), a planície costeira da Pinheira é constituída por sedimentos holocênicos depositados desde o final da última subida do nível relativo do mar (NRM), dispostos na forma de barreira progradante (Hesp *et al.* 2009). Esta barreira é representada em superfície por cordões litorâneos côncavos para o mar, com relictos de antigos campos de dunas livres transgressivos voltados para SW, tanto inativos (geração eólica 3 *sensu* Giannini *et al.* 2007) como ativos (geração 4). A disposição espacial relativa entre cordões litorâneos e campos de dunas é sugestiva da alternância entre pulsos de regressão costeira e pulsos de intenso retrabalhamento eólico (Giannini 2007, Hesp *et al.* 2009), visto que cada campo de dunas origina-se em um cordão litorâneo diferente e bem definido.

Estudos prévios sobre o Quaternário desta região são calcados na geomorfologia (Hesp *et al.* 2009) e na variação das propriedades granulométricas dos cordões (Amin & Dillenburg 2010), pouco tendo sido investigado a respeito da deposição eólica, exceto por trabalhos relacionados à Iniciação Científica da formanda (Andrade *et al.* 2011) e ao mestrado do seu co-orientador (Mendes *et al.* 2011). Assim, existe relevante lacuna de conhecimento regional, que é o comportamento da deposição eólica relacionado à história evolutiva da planície, no contexto de variações de aporte sedimentar, linha de costa, clima e NRM.

Dentro deste contexto, a proposta mais geral deste Trabalho de Formatura é utilizar o estudo de caso da planície da Pinheira como contribuição para o entendimento dos fatores que controlam variações na taxa de regressão e suas implicações quanto à formação de campos de dunas livres.

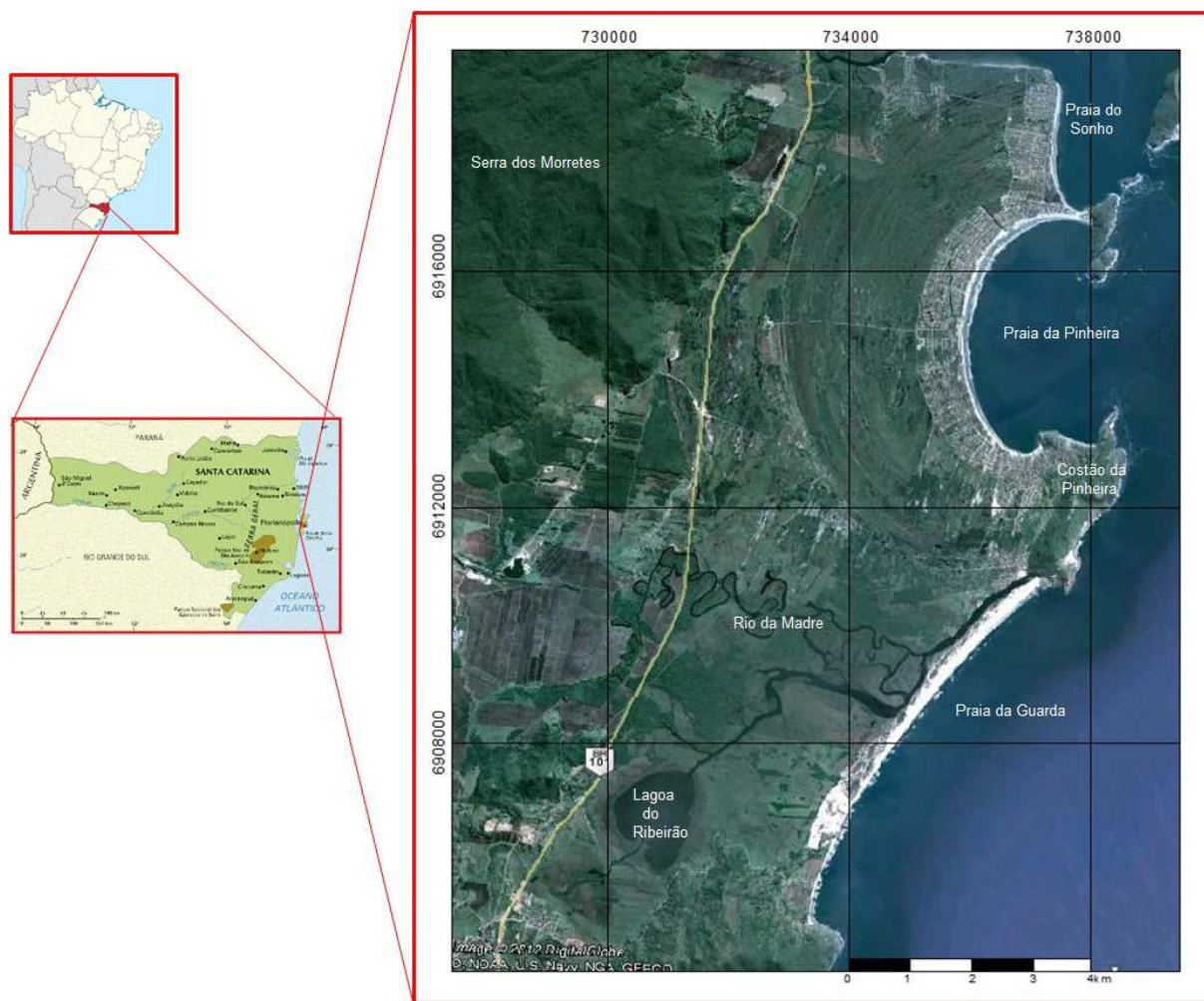


Figura 1:: Localização da área de estudo (Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earth[™]).

1.2. METAS E OBJETIVOS

As metas deste Trabalho de Formatura são: 1) reconstituir a evolução sedimentar da planície; 2) situar os depósitos eólicos no modelo proposto de evolução regional; 3) definir o porquê da forma em planta quase retangular da sua porção norte, defendida por Hesp *et al.* (2009) como indício de atividade neotectônica; 4) explicar a existência do extenso sistema paleolagunar existente a oeste da planície de cordões. Para esta última questão, pelo menos três hipóteses de trabalho diferentes foram pré-formuladas: laguna à retaguarda de barreira transgressiva; laguna formada por crescimento longitudinal progressivo de esporão; laguna relacionada a antigos canais de maré, hoje assoreados e/ou desativados, junto à Baía Sul de Florianópolis.

Com o intuito de atingir estas metas, relacionaram-se os seguintes objetivos específicos: 1) definir, por sensoriamento remoto e critérios de campo, geometria, dimensões e distribuição espacial de cordões litorâneos e de dunas eólicas, bem como suas possíveis unidades morfoestratigráficas (gerações); 2) estudar, por meio de análise de

fácies deposicionais, as características internas dos depósitos correspondentes aos elementos morfológicos e gerações eólicas previamente definidos; 3) refinar a caracterização das fácies e unidades morfoestratigráficas através de ensaios sedimentológicos laboratoriais, com destaque para granulometria, quantificação de minerais pesados e estudo petrográfico; 4) analisar contrastes de textura, mineralogia e morfologia entre depósitos eólicos de diferentes fácies ou gerações e discutir seus processos e fatores controladores (relação energia do vento / aporte, seleção aerodinâmica, proveniência, retrabalhamento, dissolução pós-deposicional); 5) analisar o significado das gerações eólicas, associado ao modelo de evolução proposto para a planície, quanto a variações de aporte sedimentar, e discutir possíveis significados dessas variações de aporte, onde cabível, em termos de mudanças de NRM, clima e/ou neotectônica.

2. ATIVIDADES REALIZADAS: MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

No decorrer da pesquisa, realizou-se o levantamento bibliográfico acerca dos temas relacionados com os objetivos propostos. Dentre os principais temas levantados, e sintetizados nesta monografia, destacam-se: morfodinâmica de depósitos eólicos costeiros; morfologia e sedimentologia da barreira arenosa costeira da Pinheira; curva de NRM no Holoceno de Santa Catarina; datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), modelos propostos para a evolução da planície e relações entre as gerações eólicas encontradas na enseada da Pinheira e as previamente descritas com enfoque semelhante entre Laguna e Imbituba, cerca de 40 km a sul (Giannini 1993), Giannini *et al.* 2001, 2007, Sawakuchi *et al.* 2008).

A finalidade desse levantamento bibliográfico foi dar embasamento teórico e metodológico para os objetivos citados no item 1.2 deste relatório.

2.2. SENSORIAMENTO REMOTO

O trabalho de sensoriamento remoto foi realizado com base em conjuntos de fotos aéreas na escala 1:25.000, retiradas na prefeitura de Florianópolis e digitalizadas, correspondentes aos voos de 1938, 1957 e 1978, e em imagens de satélite GeoEye, obtidas entre 2001 e 2012 e disponíveis na *internet* pelo *software Google Earthtm* (para elaboração de mapas, utilizaram-se as imagens captadas em 14 de agosto de 2009). As fotos de 1938 correspondem ao levantamento aerofotogramétrico realizado pela Força Aérea Americana e as de 1957 e 1978 ao levantamento feito pela Cruzeiro do Sul Serviços Aéreos (1957 e 1978).

O sensoriamento foi feito em suas etapas. Na primeira, imagens e fotos aéreas foram interpretadas digitalmente com uso dos *softwares AutoCAD 2007 e Global Mapper® 11*. No *AutoCAD 2007*, elaboraram-se mosaicos correspondentes a cada uma das datas (1938, 1957, 1978 e 2009). No *Global Mapper® 11*, georreferenciaram-se os quatro arquivos de mosaicos e foram comparadas e interpretadas as fotos e imagens.

A análise de fotos aéreas nesta etapa foi útil para o reconhecimento da morfologia típica de cada geração de depósitos eólicos. Além disso, a comparação entre fotos de diferentes datas e imagens de satélite serviu para estimar taxas de migração e identificar as épocas de estabilização dos campos de dunas mais recentes.

A segunda etapa de sensoriamento remoto, realizada na Louisiana State University (LSU), sob supervisão do co-orientador Prof. Dr. Patrick A. Hesp, foi dedicada à elaboração do mapa geomorfológico regional. O mapa foi confeccionado com base na análise estereoscópica de pares aerofotográficos de 1978. Para o lançamento dos elementos fotointerpretados, as imagens foram digitalizadas e ortorretificadas através do *software ArcGIS® 10*.

2.3. ATIVIDADES DE CAMPO

A coleta de dados geomorfológicos e sedimentológicos no campo ocorreu em três campanhas. A primeira teve cinco dias de duração total (03/03/2010 a 07/03/2010), dos quais um foi dedicado exclusivamente à planície da Pinheira. A equipe participante desta jornada de campo foi composta por duas alunas de graduação, incluindo a formanda, três estudantes de pós-graduação e o professor orientador, todos ligados ao Instituto de Geociências (IGc) da USP (Quadro I). A segunda campanha contou com a participação de dois pós-graduandos, além do professor orientador e da formanda, conforme Quadro I, e teve duração de sete dias (16/02/2011 a 22/02/2011), sendo metade desse tempo despendido no estudo da planície da Pinheira e arredores. Por fim, na terceira campanha de campo, com duração de três dias (19/12/2012 a 21/12/2012), a equipe foi integrada por dois professores, dois estudantes de pós-graduação e a formanda.

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 2.3.1); 5) documentação fotográfica detalhada; 6) coleta de amostras de sedimentos para ensaios laboratoriais, incluindo datações (item 2.3.2)

Quadro I: Equipe científica envolvida nos trabalhos de campo

Membro da equipe	Formação e vínculo	Etapa
André Zular	Ms.C IGc-USP	3
Carlos Conforti Ferreira Guedes	Pós-graduando, bolsista DR FAPESP, IGc-USP	2
Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior	Pós-graduando, bolsista DR FAPESP, IGc-USP	1
Flávia Elise Decloedt	Graduanda de geologia, IGc - USP	1
Helena Andrade	Graduanda de geologia, IGc – USP, orientada	1, 2 e 3
Milene Fornari	Pós-graduanda, bolsista DR FAPESP, IGc-USP	1
Patrick A Hesp	Docente-pesquisador, LSU, co-orientador	3
Paulo César Fonseca Giannini	Docente-pesquisador, IGc – USP, orientador	1, 2 e 3
Vinícius Ribau Mendes	Pós-graduando, bolsista MS CNPq, IGc – USP, co-orientador	1, 2 e 3

2.3.1. 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). O estudo inicia-se pelo levantamento bibliográfico e pelo sensoriamento remoto da área, com estabelecimento tentativo de elementos 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 geomorfológica.
- 2) Subdivisão em fácies descritivas.
- 3) Compilação das características de cada fácies.
- 4) Relação com modelos prévios de classificação de depósitos eólicos quanto à morfologia (Martinho *et al.* 2006, Giannini 2007) e gerações (Giannini 1993, Maia 1998, Giannini *et al.* 2001, 2005, 2007).

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).

2.3.2. AMOSTRAGEM

Coletaram-se 32 amostras destinadas a ensaios sedimentológicos (granulometria e análise de minerais pesados), 13 delas com réplicas para datação por LOE. A distribuição

dos pontos de amostragem, bem como a esquematização dos seus respectivos códigos, encontram-se no Anexo II.

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 2), abertas manualmente com auxílio de pá. Para a garantia de nenhum contato com a luz, a coleta foi feita por cravação de tubos de PVC ou alumínio opacos, com diâmetro aproximado de 6 cm e comprimento de 30 cm. Procurou-se posicionar estas amostras no centro de uma zona circular imaginária de cerca de 40 cm de diâmetro, dentro da qual o material se mostrasse aparentemente homogêneo quanto às características sedimentológicas. 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 400 g, obtidos exatamente no ponto de cravação do tubo para LOE, ou dentro dos 40 cm superficiais, no caso de locais não amostrados para datação.

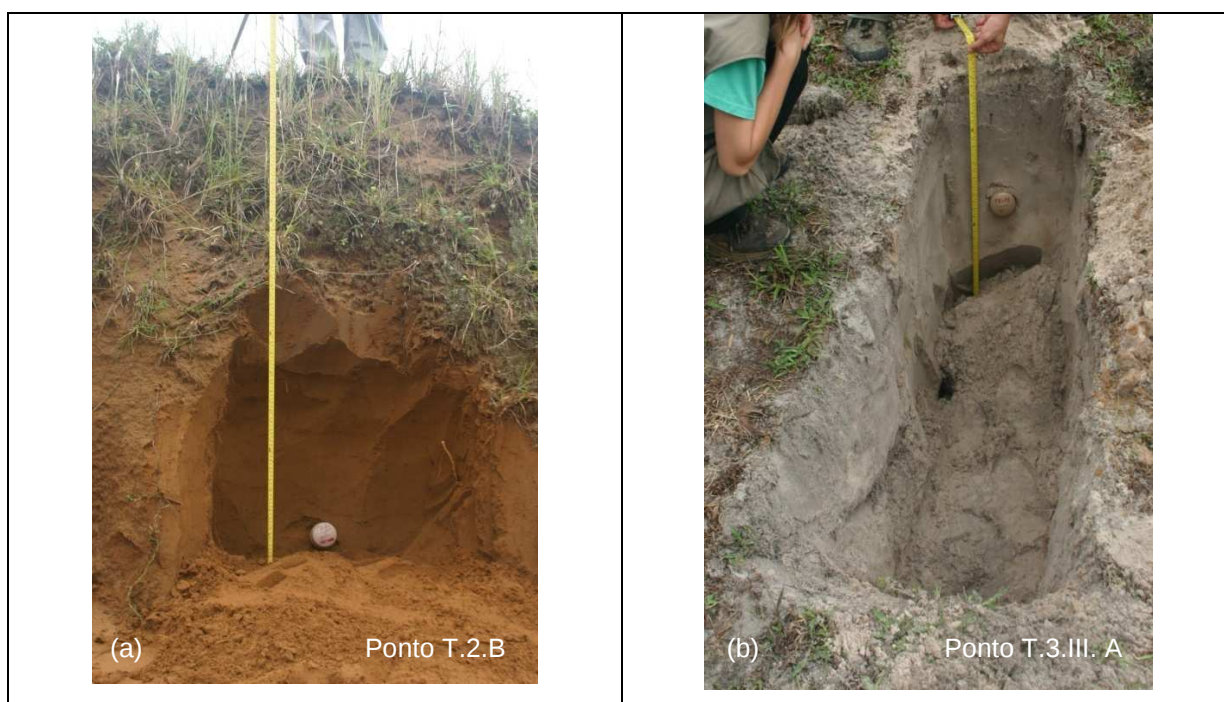


Figura 2: Coleta de amostra em parede sub-vertical (a) e em trincheira (b). Notar tubos de PVC para amostragem para datação LOE.

2.4. ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

As finalidades das análises laboratoriais realizadas foram: avaliar a variação espacial de parâmetros sedimentológicos (granulométricos e mineralógicos, incluindo teores em massa de componentes pesados e magnéticos) nas dunas e paleodunas eólicas e nos

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; fazer a datação absoluta de amostras de paleodunas.

As atividades analíticas foram executadas no Laboratório de Sedimentologia “Armando Márcio Coimbra” (LabSed), no Laboratório de Petrografia Sedimentar (Labpetro) e no Laboratório de Espectometria Gama e Luminescência (Legal), todos do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP).

2.4.1. 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.

2.4.2. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA MECÂNICA

A análise granulométrica convencional foi feita tendo em vista concentrar os intervalos granulométricos destinados à separação de minerais pesados (Figura 3). A análise foi realizada em dois procedimentos. O primeiro, ou elutriação, consistiu na lavagem da amostra para remoção de sais e de finos (silte e argila). O remanescente de lavagem, depois de seco em estufa, foi submetido ao segundo procedimento, o de peneiramento apenas para obter a fração adequada para separação de minerais pesados. A descrição detalhada destes dois procedimentos encontra-se nos subitens a seguir.



Figura 3: Procedimento geral de preparação e análise de amostras arenáceas com vistas à quantificação de minerais pesados (MP). Modificado de Melo *et al.* (2004).

2.4.2.1. 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 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 10 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) secagem em estufa do papel-filtro previamente dobrado, à temperatura entre 40 e 60°C, pelo tempo mínimo aproximado de 12 horas.

2.4.2.2. PENEIRAMENTO

Como a análise granulométrica foi feita utilizando o equipamento *Malvern Mastersizer 2000* (item 2.4.1), a etapa de peneiramento serviu apenas para separar a fração utilizada na separação de minerais leves e pesados (item 2.4.3).

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 no fato 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). Segundo esse critério, aplicado ao presente caso a partir do resultado de ensaio ao granulômetro de difração de laser, foi escolhida a fração retida na peneiras de 0,062mm e passante na de 0,125 mm (classe areia muito fina, da escala de Wentworth).

Na peneira de 0,125 mm, despejou-se a amostra previamente elutriada e seca. Em seguida, o conjunto de peneiras foi colocado em vibrador (3600 rpm), onde permaneceu pelo tempo padrão de 15 minutos. O material passante em 0,125 e retido em 0,062 foi então recolhido com ajuda de pincel, pesado em balança analítica e arquivado em saco de papel identificado, para ser encaminhado ao ensaio de separação de minerais pesados.

2.4.3. 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 (tipo “tripa de mico”) de cerca de 7 cm de comprimento conectada à sua haste e fechada com presilha (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 em 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 seqüência 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 vaziar 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, recolhendo-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 de filtro com as amostras coletadas foram deixados para secar dentro da capela por pelo menos seis horas.

2.4.4. SEPARAÇÃO MAGNÉTICA COM ÍMA DE MÃO

A separação magnética foi realizada nas frações escolhidas para o estudo de minerais pesados, segundo a seguinte seqüência de passos: a) após a separação densimétrica, as frações flutuada e afundada foram pesadas em balança analítica; b) para cada amostra, os grãos pesados foram espalhados sobre uma folha de papel liso; c) um ímã de mão, envolto em saco plástico, 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 subseqüentes de confecção de lâminas de imersão (item 2.4.5).

2.4.5. 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) em um cadinho de porcelana, colocou-se a quantidade a ser utilizada de bálsamo do Canadá natural, aquecendo o cadinho sobre placa a 110°C; c) a montagem foi feita com o bálsamo ainda quente, gotejado, com a ajuda de um bastão de vidro, sobre a lâmina; d) em seguida, colocou-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 xilol, para retirada do excesso de bálsamo, e depois em álcool, para limpeza final.

2.4.6. IMPREGNAÇÃO DE AMOSTRAS INDEFORMADAS

Seis amostras indeformadas e orientadas, de depósitos das gerações eólicas mais antigas e consolidadas (1 e 2 *sensu* Giannini 2002) de dois pontos diferentes, foram coletadas e acondicionadas com cautela dentro de recipiente semi-rígido de cerca de 10cm de lado, embrulhadas com fitas adesivas e transportadas em caixas de plástico com tampa, para evitar desmoronamento.

A impregnação destas amostras foi feita em câmara de vácuo da marca Epovac, fazendo-se uso de mistura composta por resina (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 confecção 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.

Os procedimentos para impregnação estão ilustrados no Anexo III

2.4.7. DESCRIÇÃO DE LÂMINAS EM MICROSCÓPIO

2.4.7.1. 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, em busca de critérios de distinção entre as gerações eólicas, baseados em textura e mineralogia do arcabouço ou em feições eodiagenéticas, nos moldes do desenvolvido por Martinho & Giannini (2001). O processo foi acompanhado de registro em fotomicrografias através do analisador de imagens digitais Leica QWin. O estudo petrológico ao microscópio de luz polarizada 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 QWin; 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).

2.4.7.2. QUANTIFICAÇÃO DE MINERAIS PESADOS

A assembléia de minerais pesados não magnéticos de cada amostra foi quantificadas, em valores percentuais, ao microscópio petrográfico (aumento de 400 a 500 vezes). Para facilitar a identificação foi utilizado o manual do Coutinho & Coimbra (1990), na versão adaptada e ampliada de Fernandes *et al.* (2004). Para quantificação por contagem de minerais pesados, incluindo opacos e micáceos, utilizou-se o “método de faixa” (“ribbon method” de Galehouse 1971) até a totalização de no mínimo cem grãos. Em seguida, prosseguiu-se a contagem exclusiva de minerais transparentes não micáceos até o total de 200 grãos, desta vez dentro do respectivo subgrupo.

Os minerais alterados, cujas características ópticas não se apresentaram suficientemente preservadas, foram quantificados como alterita.

2.4.8. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA

2.4.8.1. 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 residual. Quando soterrado, o sedimento fica protegido da exposição ao Sol e a radiação ionizante ambiental começa a acumular-se nos 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).

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

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 solo (Murray & Wintle 2000).

A medida da dose acumulada equivalente é feita no sistema de dosimetria de radiação por luminescência Risoe, e a da dose anual, em espectrômetro de raios gama. A pré-preparação de frações ou grãos minerais para estimativa de doses equivalentes envolve ataques químicos e separação densimétrica, livres de radiação UV, o que exige capela dedicada junto ao dosímetro, ambos em sala sob luz vermelha.

O sistema de datação LOE em uso pela formanda 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).

2.4.8.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA DATAÇÃO LOE

Em complemento às quatro amostras já datadas na mesma planície por Mendes (2012), foram preparadas seis amostras no Legal, sob a supervisão do Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes, pós-graduando do Programa de Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP, e da MsC Patrícia Rio, técnica especialista daquele laboratório.

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 g/cm³; 7. separação entre quartzo e feldspato remanescente, com uso de solução de politungstato de sódio à densidade de 2,62 g/cm³. Estes procedimentos encontram-se ilustrados no Anexo IV.

2.4.8.3. ESPECTROMETRIA GAMA

Além da preparação para datação LOE, as seis amostras foram submetidas à Espectrometria Gama, no laboratório Legal, com supervisão do co-orientador MsC. Vinícius Ribau Mendes. Na medida de dose anual de radiação por espectrometria gama, utilizou-se

um detector de germânio de baixa contagem (Canberra, modelo 777 *Ultra Low-Background ShieldHPGe Detector*), blindado com chumbo. A contribuição da radiação cósmica na taxa anual foi calculada de acordo com Barbouti & Rastin (1983) e Prescott & Stephan (1982), usando-se informações sobre latitude, longitude, altitude e profundidade de coleta, bem como sobre a densidade de cada amostra. Estimou-se o erro total da dose anual de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro. Os procedimentos realizados estão ilustrados no Anexo V.

2.5. TRATAMENTO DOS RESULTADOS OBTIDOS

No projeto inicial, foi proposto que os resultados obtidos na análise granulométrica e na contagem de minerais pesados seriam lançados em diagramas do tipo *boxplots*, porém em dois dos grupos de gerações há apenas uma amostra, o que torna impossível o cálculo de mediana e quartis inerente a esse tipo de gráfico. Por conta disso, optou-se por representar os resultados médios por grupo de amostras em diagramas de barras.

2.5.1. INFORMAÇÕES DE CAMPO

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

2.5.2. RESULTADOS LABORATORIAIS

2.5.2.1. GRANULOMETRIA

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.

De acordo com McLaren (1981), o tamanho do grão (diâmetro médio), a seleção (desvio padrão) e a assimetria da distribuição granulométrica de um depósito sedimentar são controlados por características da área fonte e pelos processos de erosão e seleção durante o transporte. Desse modo, McLaren (1981) propôs a existência de padrões de distribuição granulométrica encontrados entre a fonte e o sítio deposicional. McLaren & Bowles (1985) admitem a existência de dois padrões de variação combinada de estatística descritiva da distribuição granulométrica que indicam inequivocamente o 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 verificação de um destes dois tipos de variação em dado rumo espacial seria indicativa de transporte sedimentar nesse rumo. Os padrões de variação devem ter consistência estatística verificada.

Para inferir o rumo de transporte longitudinal e/ou crescimento progradacional, é recomendável, porém, combinar a análise de variação granulométrica com o estudo de outros parâmetros, 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). O método tem sido usado também, de modo adaptado, para inferir retrabalhamento progressivo em sucessões de depósitos cada vez mais novos (Tanaka *et al.* 2009a, 2009b).

As estatísticas descritivas referentes aos três primeiros momentos (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria) e as proporções de classes granulométricas selecionadas foram lançadas em diagramas de barra aos grupos de amostras de cada geração identificada, dentro dos três tipos de depósitos: dunas transgressivas, cordões de dunas frontais e depósitos de praia. Além disso, elaboraram-se diagramas de barras similares para comparação entre os diferentes pulsos de sedimentação, dentro da geração 3, previamente identificados por Hesp *et al.* (2009). O objetivo principal desta comparação foi verificar contrastes ou tendências de variação entre as supostas gerações de depósitos eólicos ou subaquosos ou entre os pulsos de deposição eólica da geração 3. Nos diagramas referentes a proporções de classes granulométricas, estas foram normalizadas em função da proporção da classe predominante, areia fina, com uso da equação 2, onde N é o valor normalizado, X representa a proporção da classe granulométrica em exame e AF a proporção da classe areia fina.

$$N = \frac{X}{(X+AF)} \times 100 \quad \text{Eq. (2)}$$

2.5.2.2. MINERAIS PESADOS

O estudo de minerais pesados foi feito em vista de suas várias aplicações potenciais. De acordo com Mange & Maurer (1992), quando devidamente identificados e quantificados, os minerais pesados podem ser aplicados em estudos relacionados a: 1) proveniência; 2) identificação do padrão de dispersão e/ou transporte de sedimentos; 3) delimitação de províncias petrológicas; 4) correlação entre diferentes corpos de areia; 5) indicação da ação de regimes hidráulicos particulares e respectivos processos de concentração; 6) localização

de depósitos economicamente importantes; e 7) inferência de processos diagenéticos. Após a contagem dedicada ao cálculo de índices ABi, os valores, convertidos em porcentagem (%), foram comparados em diagramas de barra. Para isso, utilizaram-se índices entre pares de minerais, conforme a equação 3, proposta por Morton & Hallsworth (1994), onde A e B são minerais e ABi é o índice calculado para avaliação de três fatores controladores fundamentais da assembléia mineralógica: dissolução pós-deposicional, seleção aerodinâmica e proveniência.

$$ABi = \frac{A}{(A+B)} \times 100 \quad \text{Eq. (3)}$$

De acordo com Pettijohn (1941), existe tendência de enriquecimento relativo de minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) com o aumento da idade dos sedimentos, visto que os minerais mais instáveis são gradativamente eliminados por dissolução pós-deposicional. Assim, com base na análise comparativa da estabilidade de minerais pesados à dissolução pós-deposicional (Pettijohn 1941) e no uso do conceito de maturidade (Folk 1951) e de seu índice mineralógico clássico, o ZTR (Hubert 1962), seria possível inferir diferenças de idade entre gerações eólicas por meio da análise comparativa de suas assembleias de minerais pesados.

A partir dos fatores citados por Pettijohn (1941) e Morton & Hallsworth (1999), é possível organizar os controles da distribuição de minerais pesados em três categorias principais: proveniência (área fonte), controle hidráulico e dissolução química. A variação na mineralogia de pesados atribuída ao controle por proveniência deve-se à contribuição de áreas fontes variadas ao longo do processo deposicional; já o controle hidráulico fraciona a abundância relativa dos minerais de diferentes equivalentes hidráulicos (formas e/ou densidades); e o controle por diagênese durante o soterramento diminui a diversidade dos minerais através da atuação da dissolução pós-deposicional. Quando dois fatores podem ser mantidos constantes, a variação de minerais pesados reflete a atuação do terceiro fator.

Razões entre minerais com comportamento hidráulico e diagenético semelhantes seriam mais favoráveis em refletir características de proveniência e sua variação indicaria mudança de fonte. Esse é caso do índice rutilo/zircão (RT), par de mineral indicado por Morton & Hallsworth (1994, 1999) como indicador de mudanças de proveniência, a partir dos critérios de semelhança de densidade e estabilidade no contexto diagenético estudado.

Para avaliar a influência da estabilidade, convém não se limitar ao exame da variação de índices de maturidade clássicos, como o ZTR. Um dos métodos mais seguros consiste em comparar o comportamento espacial de minerais de equivalentes hidráulicos semelhantes, mas com estabilidades distintas. Analogamente, uma maneira de testar a influência da seleção hidráulica é examinar a variação espacial de minerais de mesma estabilidade, mas com equivalentes hidráulicos distintos (Morton & Hallsworth 1994, 1999).

A partir disso, é possível construir outros índices compostos por pares de minerais que possuam duas das três características fundamentais semelhantes e uma variável. Portanto, o aumento do valor do índice indicaria controle através da característica variável (por exemplo, em um par de minerais de mesma fonte e com formas e densidades similares, porém com estabilidades diferentes, a variação no índice indicaria controle por dissolução). Neste estudo, testou-se o uso de vários pares de minerais, obtendo-se bons resultados com dois deles: zircão/turmalina (ZT), minerais de mesma estabilidade, mas equivalentes hidráulicos muito diferentes que, então, indicariam controle hidráulico; e turmalina/hornblenda (TH), 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.

Os índices mencionados e seus respectivos diagramas de variação por grupo de amostras foram obtidos por meio do *software Microsoft Office Excel 2007*.

3. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

3.1. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

3.1.1. CLIMA

A costa de Santa Catarina pertence à Zona Tropical (Strahler 1997) e seu clima, na classificação de Köppen (1948), enquadra-se na categoria de subtropical úmido, sem estação seca, com verão quente e inverno frio.

A amplitude de maré astronômica varia entre 0,6m, no porto de Imbituba, a sul, a 0,8m, na área embaiada de Tijucas, a norte (Hesp *et al.* 2009). Medidas de onda feitas 35km de costa afora da ilha de Santa Catarina mostram domínio e prevalecência de ondas de SSE, com período médio de 12 s e altura de 1,0 a 1,5m, seguidas de ondas locais de ENE, com período médio de 7s e altura média de 1,0m (Hesp *et al.* 2009).

As ondas de SSE são possivelmente pouco atuantes na enseada da Pinheira, devido à proteção exercida pelo pontão que a delimita a sul. As de ENE chegam quase subparalelas à costa, o que desfavorece a deriva litorânea longitudinal. A porção norte da enseada é protegida da ação direta destas ondas de ENE pela ponta sul da Ilha de Santa Catarina, bem como pela ilha do Papagaio, o que propicia o seu crescimento para ENE, em forma de tómbolo ou semi-tómbolo.

Os ventos e as chuvas, dentre os aspectos climáticos, são os de maior importância na formação de depósitos eólicos. Para a atuação efetiva do vento como agente transportador dos sedimentos, é necessário que a areia esteja incoesa, portanto com pouca umidade. Torna-se então preciso avaliar não só a frequência e velocidade desse agente, mas a distribuição pluviométrica, responsáveis pelas variáveis determinantes da deriva

eólica potencial, ou DEP (Giannini *et al.* 2005, 2007a), e deriva eólica efetiva, ou DEE (Fryberger 1979), respectivamente.

De acordo com Hesp *et al.* (2009), medidas de ventos na estação da ilha do Arvoredo, situada em costa afora a 10 km de Florianópolis, e 70 km a N da Enseada da Pinheira, indica predomínio de DEP para N. Em contrapartida, na estação Farol de Santa Marta, situada em Laguna, cerca de 150 km a sul da Enseada da Pinheira, a DEP sentido SW é maior que a NE (Giannini 2002, Hesp *et al.* 2009).

Em relação à pluviosidade, medidas contínuas realizadas pelo INMET, estação São José (região da grande Florianópolis), no período de 1911 a 2003, permitem reconhecer média anual de 1531 mm, cuja distribuição é 34% no verão, 26% na primavera, 21% no outono e 19% no inverno (Silva *et al.* 2004). Em Laguna, cerca de 100 km a S, o vento de SW é acompanhado preferencialmente de chuvas, em comparação com o de NE (Giannini 2002), o que reforça o domínio da DEE para SW.

3.1.2. NRM

Na costa de Santa Catarina, cerca de 30 datações em indicadores de variação do NRM, durante o Holoceno, feitas em vermetídeos e gastrópodos marinhos incrustantes do topo da zona inframaré, indicam paleonível máximo $2,1\text{m} \pm 1,0\text{m}$ mais alto que o atual, alcançado em 5410 ± 80 anos AP (Angulo *et al.* 1999), equivalente a 5916-5597 anos cal AP (Angulo *et al.* 2006).

O NRM máximo admitido na região para o Penúltimo Interglacial (120000 anos AP), baseado em terraços marinhos essencialmente arenosos, é de $8 \pm 2\text{m}$ acima do nível atual (Martin *et al.* 1988, Giannini 2002, Giannini *et al.* 2007).

3.1.3. GEOLOGIA

Na setorização fisiográfico-estrutural da costa brasileira proposta por Giannini (2007), a planície da Pinheira insere-se no segundo setor ao sul, que se estende de Imbituba até a coordenada aproximada de Itajaí-Joinville. Este setor é mais escarpado, recortado e de plataforma continental interna mais estreita e íngreme que os setores imediatamente vizinhos ao sul e ao norte. Avizinha-se, a W, pelo extremo meridional da serra do Mar, e a E, pelo paleoaltoceno-zóico da Plataforma de Florianópolis, que separa as bacias marginais de Santos e Pelotas.

Em perfil regional W-E, transversal à costa central do Estado de Santa Catarina, atravessam-se quatro compartimentos geomorfológico-geológicos principais: 1. o planalto das cuestas basálticas ou da serra Geral, sustentado por rochas ígneas da Formação Serra Geral, unidade de topo da Bacia do Paraná; 2. a frente e o pé de escarpa desta serra, correspondente à faixa aflorante de rochas sedimentares da mesma bacia; 3. a porção

extrema sul da serra do Mar, localmente conhecida como serra do Taboleiro ou serra litorânea, constituída por rochas magmáticas e metamórficas do embasamento cristalino pré-cambriano; e 4. a planície sedimentar costeira, formada por terraços de construção marinha regressivos, relacionados aos últimos dois níveis do mar mais altos que o atual, com depósitos de paleobaías, estuarino-lagunares e eólicos associados (Scheibe 1986; Martin *et al.* 1988).

As rochas fontes primárias potenciais da planície costeira concentram-se na serra do Taboleiro e pertencem à província estrutural Cinturão Dom Feliciano (Castro *et al.* 2003). Destacam-se núcleos gnáissico-migmatíticos do embasamento, correlatos ao Complexo Gnáissico Pinheiro Machado, de idade neoproterozoica, e rochas do cinturão granitoide (Batólito de Florianópolis). A oeste, ocorre a intrusão alcalina de Anitápolis.

Na planície sedimentar costeira, Martin *et al.* (1988) reconhecem e mapeiam, sob critério misto de geomorfologia, constituição, origem deposicional e idade, quatro tipos principais de depósitos: terraços arenosos pleistocênicos, terraços arenosos holocênicos, areias argilosas ou siltosas holocênicas e dunas eólicas costeiras. Os terraços de construção pleistocênicos, relacionados ao NRM alto de 120.000 anos AP, têm origem marinha indicada pela presença de icnofósseis de *Callichirus*, artrópodo que habita a zona de espraiamento de baixamar, em praias dissipativas de mar aberto. Estão preservados nas porções mais interiores da planície costeira, onde alcançariam, segundo os autores, 9,5 m de altitude.

Os terraços arenosos holocênicos ocorrem junto à borda externa dos terraços pleistocênicos, às vezes deles separados por regiões mais baixas e pantanosas (Martin *et al.* 1988). Apresentam cotas de até 4 m e estão muito bem representados na área de estudo.

As areias argilosas ou siltosas holocênicas são encontradas especialmente a oeste da planície de cordões holocênicos da Pinheira, na região hoje associada à planície de inundação dos rios Encantada, da Guarda e da Madre, ao sul, e Massiambu e Fugido, ao norte, e registram um antigo sistema estuarino-lagunar, que provavelmente se conectava a sul com a laguna do Ribeirão. Estes depósitos formaram-se quando a extensão das baías, lagunas e estuários era maior que a atual (Martin *et al.* 1988), favorecida por NRM mais alto e/ou por mudanças de dinâmica sedimentar costeira no decorrer do Holoceno.

As dunas eólicas costeiras tornam-se bem desenvolvidas no Estado de Santa Catarina, justamente dessa região para o sul (Bigarella 1975). O uso combinado de informações sobre empilhamento estratigráfico, grau de dissecação e aspectos mineralógicos e texturais permitiu reconhecer pelo menos quatro gerações de depósitos eólicos na região entre Imbituba e Jaguaruna (Giannini 2001, 2002, Giannini & Suguio 1994, Giannini *et al.* 2001, 2007, Martinho & Giannini 2001, Sawakuchi *et al.* 2008). Segundo Giannini (2007) e Giannini *et al.* (2007), a geração 1, mais antiga, apresenta dissecação

profunda (até poucas dezenas de metros), com ravinas de drenagem em V, transversais à costa. É composta por areias de aspecto maciço, com cimentação argilo-limonítica e ocorrência frequente de grânulos e/ou pequenos seixos. Seus depósitos são lateralmente descontínuos e têm a porção superior caracterizada pela presença descontínua de paleossolos e horizontes residuais de grânulos. A geração 2, sob aspecto geomorfológico, é marcada pela dissecação fluvial controlada por vales entre braços de dunas parabólicas alongadas segundo SW-NE. Constitui-se de areias maciças ou estratificadas com cimentação argilo-limonítica heterogênea, que forma manchas e bandas nodulares ou ressalta estruturas primárias de geometria definida. Destaca-se a presença de ferricretes (veios, crostas sub-horizontais e tubos de rizoconcreções) e de grânulos e seixos concentrados em paleopavimentos e paleocanais. A geração 3 apresenta-se sob forma de dunas e frentes parabólicas alongadas, imbricadas, como cordões de precipitação reliquias ou como rastros lineares residuais de deflação. Trata-se de areias incoesas, vegetadas, com sinais extensivos de pedogênese incipiente. A geração 4 corresponde a depósitos eólicos ativos.

A idade das gerações 2 e 3 foi inferida com base em suas relações com variações de linha de costa, relacionadas a flutuações de NRM de idades conhecidas (Giannini et al. 2007). A geração 2 tem relações cronológicas conhecidas com a máxima inundação ligada ao alto NRM pós-glacial: nas margens do sistema lagunar, as formas parabólicas da geração eólica 2 encontram-se truncadas em algumas áreas (Giannini 1993, Giannini & Santos 1994) ou afogadas ao longo de planícies de interdunas NE-SW, em outras (Giannini et al. 2001b, 2007, Giannini 2002). A geração 2 foi, portanto afetada pelo sistema lagunar gerado na transgressão holocênica, cujo máximo NRM foi atingido antes de 5587 anos AP (Angulo et al. 2006) e deve ser então predominantemente mais antiga que essa data. A geração 3, na maioria dos casos, ocorre sobre a barreira formada supostamente no pico transgressivo ou então sobre planícies holocênicas progradantes, sendo então, juntamente com a geração 4, seguramente posterior à máxima inundação do Holoceno. Estas duas últimas gerações podem apresentar forte sobreposição de idades e evoluir entre si por mudanças sedimentares autogênicas (Giannini et al. 2001, 2007). Sob esse aspecto, talvez fossem melhor descritas como pulsos de que como gerações propriamente ditas.

3.1.4. CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEIROS

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 com influência de vegetação ou feições eólicas “semi-fixas” (Claudino Sales 2002) e os elementos sem influência da vegetação ou dunas livres (Tomazelli 1990).

3.1.4.1. DEPÓSITOS COM INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO

Os elementos com vegetação reconhecidos nas fotos aéreas e imagens de satélite da área de estudo encontram-se listados a seguir, das porções mais proximais para as mais distais em relação à costa.

DUNAS FRONTAISS (*FOREDUNES*)

Dunas frontais têm sido descritas no Brasil sob diversos outros nomes, como antedunas, dunas cordão e dunas barreira. O termo duna frontal, predominante na literatura geológica brasileira e por isto adotado neste Trabalho de Formatura, foi proposto originalmente por Guilcher (1958). Correspondem a acúmulos contínuos de areia, em meio à vegetação, ao interior da zona de pós-praia ou da antepraia superior sob morfodinâmica praial intermediária a reflexiva ou dissipativa, respectivamente (Giannini *et al.* 2005). 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.

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 se dá através da produção da bacia deflacionar (*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 deflacionar do vento, as paredes são mais sujeitas a encharcamento basal que o lobo, com produção de convoluções por fluidificação e de concentração de minerais pesados e/ou de sedimentos relativamente mais grossos (Giannini *et al.* 2005).

DUNAS PARABÓLICAS

As dunas parabólicas possuem basicamente os mesmo 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 deflacionar e as paredes iniciais (Giannini *et al.* 2005).

RASTRO LINEAR RESIDUAL (*TRAILLING 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 deposicional) e face interna sem vegetação (caráter erosivo). Conforme estabilizam-se, tendem a ter o topo aplainado e a ser inteiramente vegetados.

RETROCORDÃO (*GEGENWALLE*)

O termo retrocordão foi sugerido por Giannini *et al.* (2005) para designar cordões de areia depositada por ventos reversos, em meio à vegetação da planície deflacionar, na margem barlavento de campos de dunas móveis. São deixados sucessivamente para trás conforme o campo de dunas migra para o interior; possuem geometria em planta sub-concordante com o lado barlavento das barcanas e cadeias barcanoides componentes do campo de dunas (Martinho *et al.* 2006, Giannini 2007).

3.1.4.2. DEPÓSITOS SEM INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO

Os elementos sem vegetação reconhecidos nas fotos aéreas e imagens de satélite da área de estudo encontram-se listados a seguir, das porções mais proximais para as mais distais em relação à costa.

DUNAS TRANSVERSAIS

Dunas transversais são megaformas de leito com crista linear aproximadamente retilínea e orientação mais ou menos perpendicular ao vento efetivo, encontradas em campos de dunas livres paralelos ou ligeiramente oblíquos à linha de costa. Com o aumento da sinuosidade da crista, podem passar a cadeias barcanoides. Iniciam-se na antepraia superior e prosseguem continente adentro por centenas de metros (Giannini *et al.* 2005).

CADEIAS BARCANOIDES (*BARCHANOID CHAINS*)

Cadeias barcanoides consistem em conjuntos de dunas barcanas, em meia-lua, com concavidade voltada para sotavento e de orientação transversal ao vento efetivo. De acordo

com Giannini *et al.* (2005), constituem a continuação lateral de dunas transversais presentes na antepraia, nos campos de dunas subparalelos à costa.

LOBOS DEPOSICIONAIS (*DEPOSITIONAL LOBES*)

Os lobos deposicionais são as frentes de avanço dos campos de dunas com tamanhos que vão desde dezenas de metros até quilômetros de extensão (Giannini *et al.* 2005). Possuem formato parabólico e migram sobre terreno vegetado no rumo do vento efetivo.

3.2. CRONOLOGIA RELATIVA E ABSOLUTA DE DUNAS E PALEODUNAS

A análise de cronologia das paleodunas eólicas envolveu duas escalas de tempo: a das últimas sete décadas, investigada via sensoriamento remoto, por comparação entre aerofotografias de três diferentes datas e imagens de satélite atuais (de 1999 a 2012); e a escala de séculos a dezenas de milhares de anos, baseada na datação absoluta por LOE de gerações de paleodunas previamente distintas por critérios de sensoriamento remoto e campo.

3.2.1. SENSORIAMENTO REMOTO E CAMPO

3.2.1.1. MORFODINÂMICA EÓLICA RECENTE

Do ponto de vista da morfologia e distribuição de alinhamentos de cordões dunares e outras feições eólicas, a barreira arenosa da Pinheira pode ser mais facilmente descrita se dividida em norte e sul. A parte norte caracteriza-se pela ampla ocorrência de cordões de dunas frontais com presença contínua de *blowouts* de até 50 m de comprimento. Estas feições são descritas por Hesp *et al.* (2009) como “complexos de dunas frontais/*blowouts*”. Observam-se também dunas parabólicas bem desenvolvidas, com até 300 m de alongamento rumo SSW, aparentemente ativas em 1938 e hoje estabilizadas pela vegetação (Figura 4).

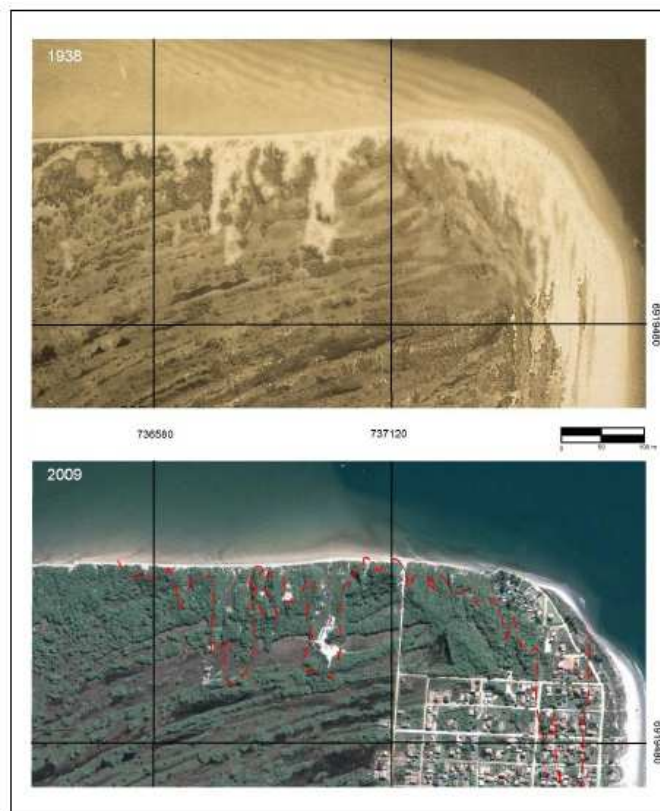


Figura 4: Dunas parabólicas na porção norte da planície da Pinheira, ativas na foto aérea de 1938, e estabilizadas por vegetação, na imagem de satélite de 2009.

Na parte sul da planície, há alternância entre cordões de dunas frontais com *blowouts* e campos de dunas transgressivos, um deles ativo. Em contraste ao observado na parte norte, os cordões apresentam menor densidade de *blowouts*, os quais podem porém ser mais longos, com comprimento de até 150 m. Nas fotos aéreas de 1938 (Figura 5A), o campo de dunas ativo apresentava-se dividido em duas porções, uma proximal e outra distal, separadas por planície de deflação vegetada de aproximadamente 350 m de extensão. A porção proximal era constituída por *blowouts* e dunas parabólicas e a distal, por barcanas, barcanoides e lobos deposicionais parabólicos. Nas fotos aéreas de 1957 (Figura 5B), nota-se aumento relativo da saturação de areia no sistema, evidenciada pela redução da planície deflacionar, para cerca de 215 m, e pelo aumento da representatividade das cadeias barcanoides na porção distal do campo de dunas. Nas fotos aéreas de 1978 (Figura 5C), várias evidências apontam acentuada diminuição na saturação de areia do sistema eólico: aumento da planície de deflação para cerca de 1 km, desaparecimento das cadeias barcanoides, substituídas por dunas barcanas isoladas, e desenvolvimento conspícuo de retrocordões e rastros lineares residuais. Na imagem de satélite de 2009 (Figura 5D), o campo de dunas aparece quase inteiramente coberto por vegetação, exceto pela área restrita de cadeias barcanoides e lobos deposicionais, na sua porção leste. Neste local, a comparação entre as imagens de 2003 e 2009 (Figura 6) permite observar a formação de um novo retrocordão, apesar de não haver evidência de migração dos lobos deposicionais.

Isto permite sugerir que o campo de dunas ativo encontre-se em pleno processo de estabilização, o que é uma tendência na Região Sul do país nas últimas quatro a cinco décadas, mesmo em áreas não ocupadas (Martinho *et al.* 2010).

Taxas de migração eólica de 1938 para 1957 e de 1957 para 1978 foram calculadas, via comparação de fotos aéreas, com base na medida de deslocamento de lobos deposicionais (Quadro II). Os resultados indicam maior taxa de migração eólica no segundo período, o que é coerente com uma maior relação energia/aporte e, portanto, com a perda de saturação do sistema nesse período, já inferida com base no aumento relativo de feições eólicas de deflação.

Quadro II: Taxas de migração eólica estimadas com base no avanço de lobos deposicionais.

Intervalo de tempo	Taxa de migração eólica
1938 a 1957	11,3 m/ano
1957 a 1978	17,6 m/ano

Ao comparar estes períodos de morfodinâmica eólica recente, estudada por comparação de fotos aéreas, com o levantamento de dados meteorológicos de precipitação e ventos disponíveis para o período, Mendes *et al.* (2011) e Mendes (2012) enumeram três fases climáticas diferentes responsáveis pela evolução e/ou estabilização de campos de dunas. São elas:

- 1) 1938 – 1957: a combinação de DEP relativamente elevada com precipitação comparativamente baixa foi responsável pelo aumento do aporte sedimentar e diminuição da área de deflação.
- 2) 1957 – 1978: o aumento da precipitação, acompanhado de declínio lento da DEP, provavelmente diminuiu o aporte sedimentar e favoreceu a ampliação das planícies de deflação e a elevação constatada nas taxas de migração.
- 3) 1978 – dias atuais: a continuação das tendências meteorológicas do estágio 2, isto é, aumento da precipitação e queda da DEP, favoreceu o transporte eólico e acentuou a tendência à estabilização dunar.

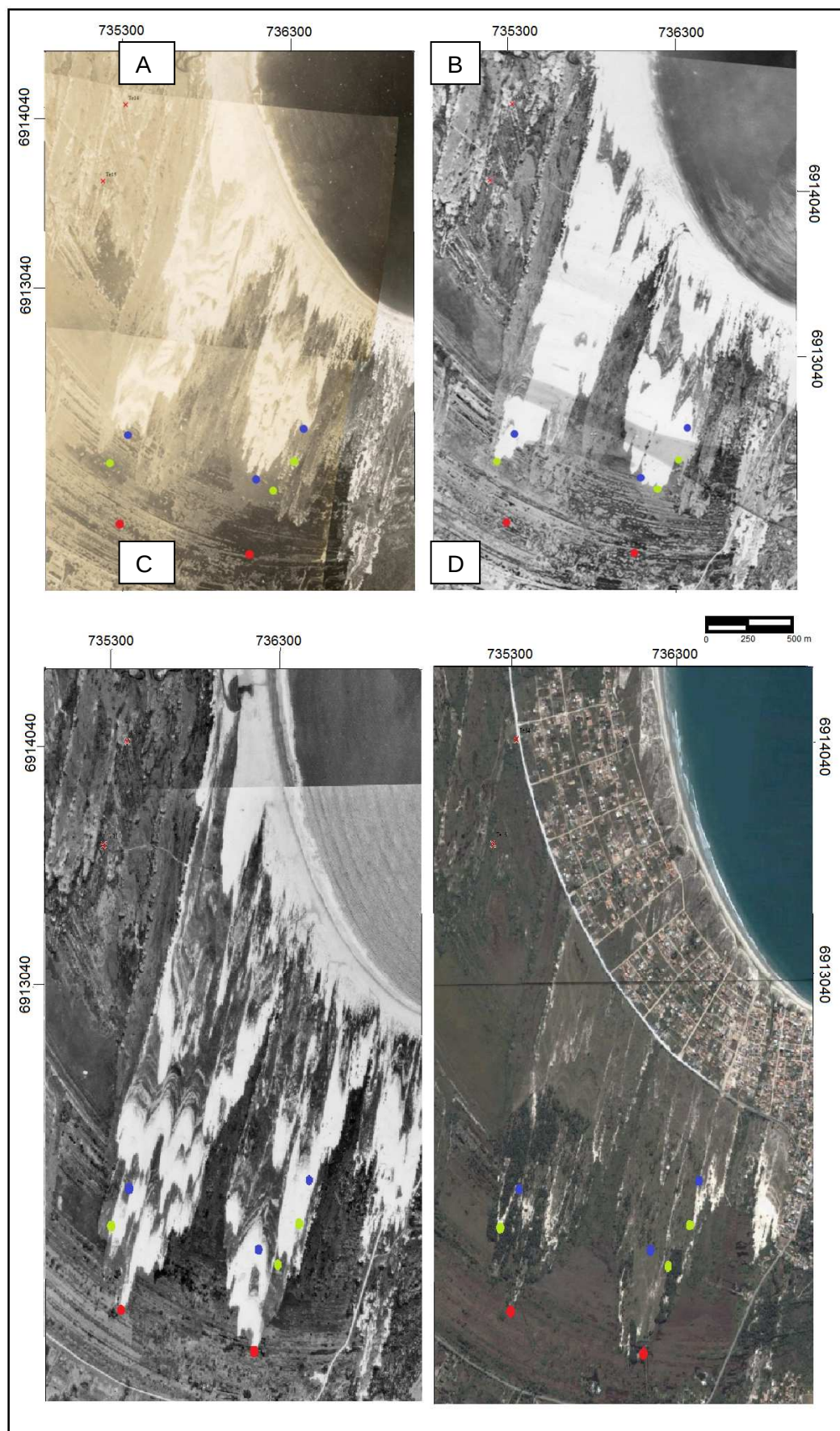


Figura 5: Evolução de um mesmo campo de dunas, na parte sul da planície da Pinheira, entre 1938 (A), 1957 (B), 1978 (C) e 2009 (D). As cores azul, verde e vermelho representam a frente do campo de dunas em 1957, 1978 e 2009, respectivamente.

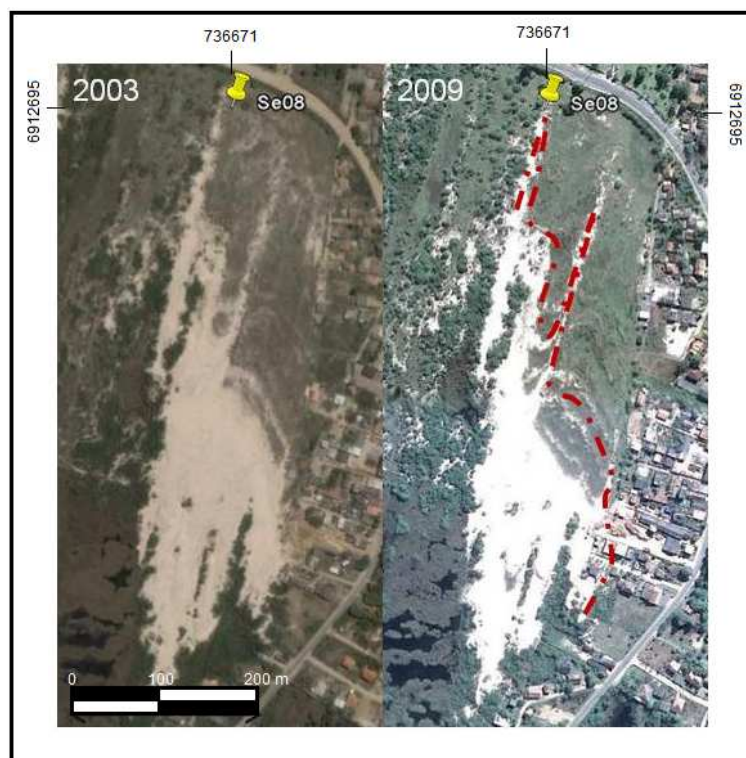


Figura 6: Comparação entre imagens de satélite de 2003 e 2009. Apesar da formação de novo retrocordão entre estas datas, não se nota avanço dos lobos, o que indica processo de estabilização do campo de dunas.

3.2.1.2. GERAÇÕES DE DUNAS

Na região, reconheceram-se depósitos correlatos às quatro gerações eólicas previamente descritas na parte centro-sul do estado por Giannini (1993) e Giannini *et al.* (2001, 2007).

A geração 1 não foi identificada através do sensoriamento remoto, mas teve sua presença suspeita em campo nos costões do extremo da planície, onde a seguinte sucessão sedimentar foi encontrada: camada de areia cascalhosa com espessura submétrica, cor cinza a preta, contendo bandas de impregnação incipientes; camada de areia subconsolidada de cor parda, também submétrica, atribuídas à geração 2, e areias eólicas inconsolidadas, da geração 4. A base da sucessão atinge cotas relativamente elevadas (mais de 10m) e pode ser atribuída tanto à deposição marinha relacionada ao nível do mar alto do Pleistoceno superior como à geração eólica 1.

A geração 2 foi identificada via sensoriamento remoto por formas deposicionais eólicas parcialmente preservadas, ilhadas em meio a planície atribuída a antigas baías. Em campo, essa identificação foi confirmada pela presença de areias cimentadas com teor aparentemente elevado (maior que 10 %) de material pelítico. A geração 3 caracteriza-se por areias esbranquiçadas com cobertura vegetal extensiva e formas deposicionais (*blowouts*, dunas parabólicas, retrocordões e cordões residuais) muito bem preservadas. A

geração 4 é semelhante à geração 3, porém com cobertura vegetal ausente ou seletiva e com evidências de migração nas imagens de satélite recentes.

3.2.2. DATAÇÕES

Os resultados obtidos de datação pelo método LOE foram interpretados em conjunto com uma idade ^{14}C apresentada por Amin (2004) e com outras três publicadas por Hein *et al.* (2012). Este conjunto de datas encontra-se lançado na Tabela 1 e na Figura 7 e foi utilizado como suporte para a elaboração do modelo evolutivo da planície da Pinheira apresentado no item 3.4.

Foram obtidas quatro idades LOE pleistocênicas, das quais duas de campos de dunas transgressivos da geração 2 (T.2.A e T.2.B) e duas de depósitos inicialmente suspeitos como de terraços marinhos (T.2.C e T.2.D), mas cujas idades ($25,9 \pm 4,2$ ka e $21,8 \pm 5,4$ ka, respectivamente) são incompatíveis com o esperado para depósitos regressivos pleistocênicos nesta altitude (10 a 12 m). Estas idades confirmaram a hipótese alternativa, já aventada em campo, de que se tratasse de terraço pleistocênico com retrabalhamento eólico superficial (geração 2), haja vista a presença de ondulações suaves no terreno (altura de poucos metros para comprimento de onda de centenas de metros). A ausência de formas dunares bem definidas permite ainda sugerir, para estas duas amostras, a deposição da areia eólica na forma de lençóis (*sand sheets*). A idade da amostra T.2.C, em particular, confirma a existência de depósitos arenosos no flanco sul da paleobaía de Massiambu, os quais ancoraram os primeiros sedimentos holocênicos da planície. Além desta área, terraço marinho pleistocênico e geração eólica 2 foram datados também no entorno da planície do rio da Madre, amostras T.2.A, T.2.B e T.2.D (Tabela 1). Os intervalos de idades de depósitos eólicos pleistocênicos abrangem o período de 64,9 e 16,4 ka AP, com moda (três idades) entre 30,1 e 16,4 ka. Este último intervalo de tempo abrange época de NRM descendente, seguida do mínimo NRM ligado ao último máximo glacial e do início da subida de NRM pós-glacial, incluindo o evento climático Heinrich 1 (H1), que no Brasil seria marcado por aumento acentuado de umidade (Cruz *et al.* 2006). O contexto geral de NRM baixo ou declinante (fonte costeira distante) e/ou de umidade elevada poderiam ser apontados assim como fatores de estabilização das dunas. Entretanto, em vista da dispersão das idades e da margem de erro envolvida, é precipitado fazer qualquer tipo de interpretação com o pequeno número de dados disponíveis.

A idade LOE de $7,0 \pm 633$ ka obtida em F.3.0, amostra do cordão dunar anterior à *phase I* da geração 3, sugere que o processo de progradação tenha-se iniciado em torno desta data e, desde então, a planície se formou em processos de intercalação de fases de regressão/progradação e pulsos de deposição eólicos. Mendes (2012) verificou que os intervalos de idade em campos de dunas transgressivos holocênicos do centro-norte

catarinense, inclusive Pinheira, abrangem momentos de queda e pico negativo de umidade, com elevação de umidade no final, conforme curvas de paleoprecipitação baseadas em isótopos de oxigênio de espeleotemas de Cruz *et al.* (2006). Indicam assim que os campos de dunas seriam gerados em momentos de enfraquecimento das monções e estabilizados em momentos de sua intensificação (isto é, eventos Bond e Pequena Idade do Gelo).

A idade de 1,2 ka, obtida por Hein *et al.* (2012) no fundo do paleocanal, em raízes de turfa imersas em areia média a 1,2 m de profundidade, contraria a hipótese, proposta pelos próprios autores, de existência de uma paleo-ilha barreira transgressiva, visto que o paleocanal (paleolaguna na interpretação deles) é mais novo que a planície a leste. Este afogamento seria contemporâneo à formação da *phase IV* de atividade eólica, datada previamente por Mendes (2012) (amostra T.3.IV.B, Tabela 1).

Tabela 1: Compilação das datações disponíveis na planície da Pinheira. Em azul, idades obtidas neste trabalho; em laranja, por Mendes (2012); em verde, por Hein *et al.* (2012); e, em lilás, por Amin (2004).

Amostra e fonte	Idade (AP)	Método e material datado
T.2.A (este trabalho)	59,5 ± 5,4 ka	LOE Duna transgressiva Geração 2
T.2.C (este trabalho)	25,9 ± 4,2 ka	LOE Lençol de areia eólica? Geração 2
T.2.B – Mendes (2012)	23,5 ± 2,0 ka	LOE Duna transgressiva Geração 2
T.2.D (este trabalho)	21,8 ± 5,4 ka	LOE Lençol de areia eólica? Geração 2
F.3.0 (este trabalho)	7054 ± 633 ka	LOE Cordão dunar
PIND4 - Hein <i>et al.</i> (2012)	5520 – 5600 ka	¹⁴ C* Fragmentos de concha <i>Cooperella</i> SP Face litorânea
T.3.III.A – Mendes (2012)	5497 ± 836 ka	LOE Duna transgressiva Geração 3
Amin (2004)	3040 – 3240 ka	¹⁴ C* Fragmentos de concha Face litorânea?
PIND1 - Hein <i>et al.</i> (2012)	3035 – 3105 ka	¹⁴ C* Fragmentos de concha <i>Cooperella</i> sp Face litorânea
F.3.IV – Mendes (2012)	1455 ± 149 ka	LOE Cordão dunar
T.3.IV.B – Mendes (2012)	1230 ± 113 ka	LOE Duna transgressiva Geração 3, <i>phase IV</i>
PIND7 - Hein <i>et al.</i> (2012)	1265 – 1315 ka	¹⁴ C* Raízes de turfa Paleocanal
T.3.VI.B – Mendes (2012)	590 ± 59	LOE Duna transgressiva Geração 3, <i>phase VI</i>

* Idades calibradas utilizando Calib 6 0 1.



Figura 7: Idades obtidas na planície da Pinheira. Em azul, datações feitas pela aluna e, em laranja, por Mendes (2012), através do método LOE. Em lilás e verde, idades obtidas por ^{14}C em **conchas por Amin (2004) e Hein *et al.* (2012), respectivamente.

3.3. SEDIMENTOLOGIA E PETROGRAFIA SEDIMENTAR

3.3.1. GRANULOMETRIA

Os resultados completos de análise granulométrica encontram-se no Anexo VI. As estatísticas descritivas da distribuição granulométrica (desvio padrão, diâmetro médio e assimetria) apresentadas em gráficos de barras, por unidade morfoestratigráfica (Figuras 8, 9 e 10), foram calculadas sem incluir a fração pelítica, por considerar-se que esta fração é provavelmente de origem pedogênica.

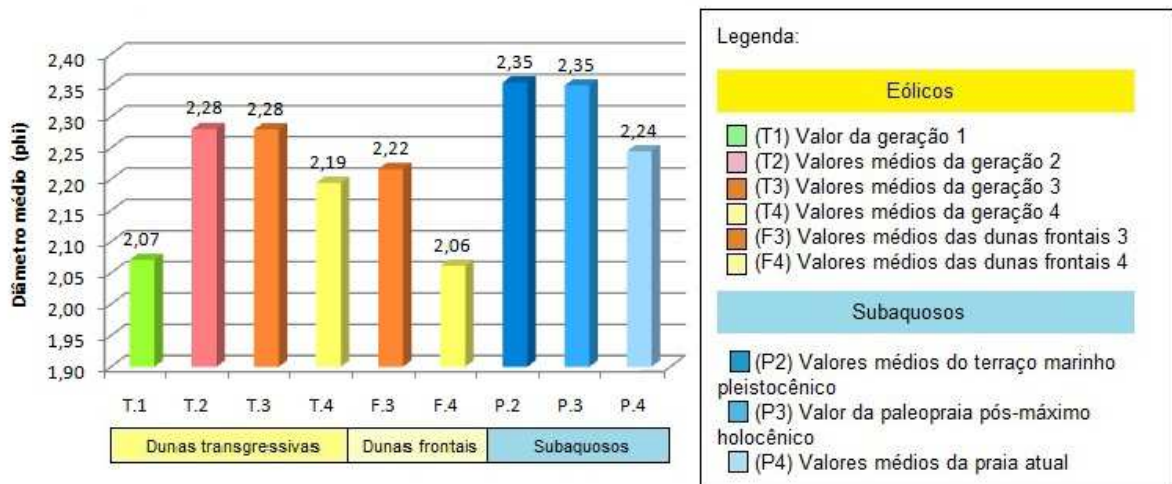


Figura 8: Diagrama de variação do diâmetro médio (phi) entre cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T.1, T.2 e P.2, pré máximo transgressivo holocênico, e T.3, F.3 e P.3, pós máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais e depósitos de praia, respectivamente. T.4, F.4 e P.4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

Na comparação entre os valores médios de tamanho médio de grão entre as gerações de dunas transgressivas estabilizadas, observa-se aumento do valor de phi (afinamento do diâmetro médio) com a redução da idade, de T1 para T2 e T3. Enquanto isso, na comparação similar para gerações de depósitos de praia (P.2, P.3 e P.4), a tendência de variação é a oposta – redução do valor de phi (engrossamento do diâmetro médio) com a diminuição da idade.

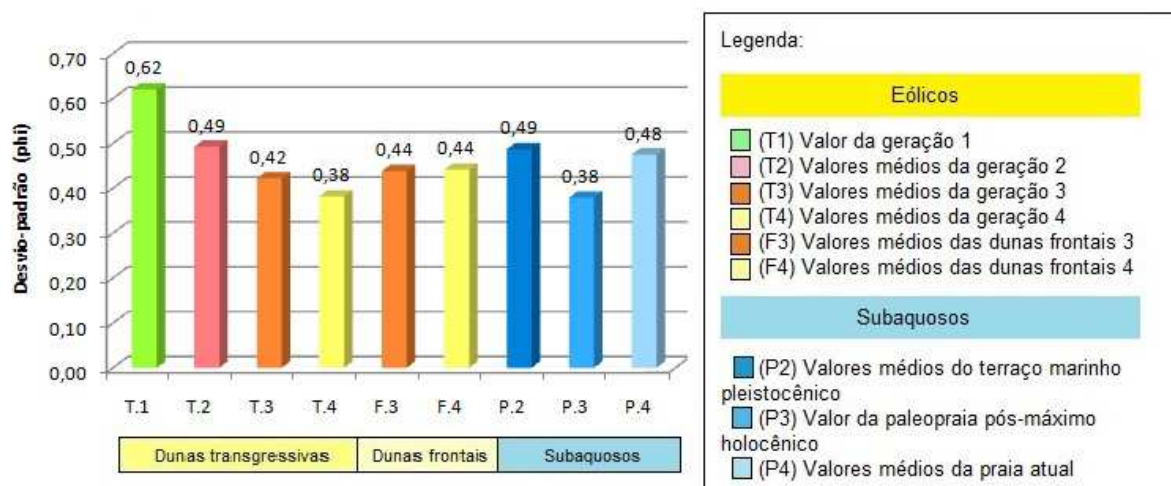


Figura 9: Diagrama de variação do desvio padrão (phi) da distribuição granulométrica entre cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T.1, T.2 e P.2, pré-máximo transgressivo holocênico, e T.3, F.3 e P.3, pós-máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais e depósitos de praia, respectivamente. T.4, F.4 e P.4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

As amostras subaquosas de diferentes idades (P.2, P.3 e P.4) apresentam desvio padrão variável entre 0,38 e 0,49, sem tendência regular de variação com a idade. Na comparação entre os valores médios de desvio padrão nas gerações de dunas transgressivas (T.1, T.2, T.3 e T.4), observa-se queda progressiva com o decréscimo da idade. Os resultados comparativos entre estas quatro gerações quanto a tamanho médio e desvio padrão podem ser atribuídos ao efeito de afinamento seletivo progressivo através das sucessivas fases de dissecação e atividade eólica, à semelhança com o detectado por Giannini & Suguio (1994) no litoral entre Imbituba e Jaguaruna, cerca de 120 km a sul.

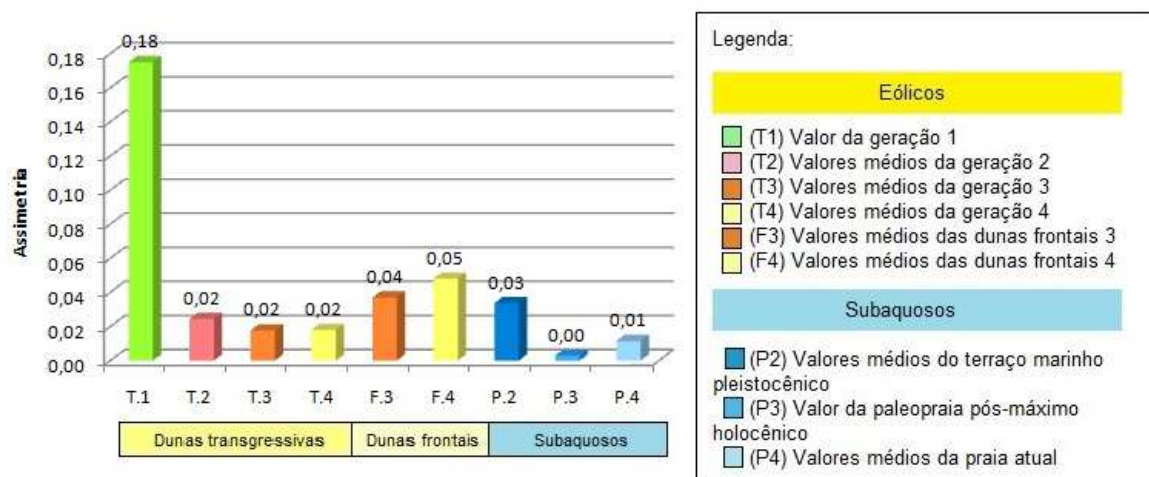


Figura 10: Diagrama de variação da assimetria da distribuição granulométrica de cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T.1, T.2 e P.2, pré máximo transgressivo holocênico, e T.3, F.3 e P.3, pós máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais, depósitos de praia, respectivamente. T.4, F.4 e P.4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

Os valores de assimetria por fácies/geração variam entre 0,00 e 0,18, com tendência para valores ligeiramente mais positivos nos depósitos eólicos, o que pode ser atribuído ao prolongamento da cauda fina da curva de distribuição, devido ao transporte seletivo de finos pelo vento a partir da área fonte praial. Na análise das amostras de dunas transgressivas, observaram-se valores decrescentes de assimetria com a redução da idade. O contrário ocorre nas amostras de dunas frontais, onde a amostra mais recente (F.4) apresenta assimetria maior que a das amostras mais antiga (F.3).

Em análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica relacionadas aos três primeiros momentos, o padrão de variação encontrado de T1 para T3 é de afinamento do diâmetro médio (aumento do valor em phi) e queda de desvio padrão e de assimetria. Ou seja, com a diminuição da idade, os campos de dunas tornam-se “mais finos, mais selecionados, mais negativos”, padrão 1 de McLaren & Bowles (1985), o que indica, portanto, rumo de transporte ou retrabalhamento sedimentar de T.1 para T.3.

Avaliou-se ainda, também por meio de diagramas de barras, a variação dos valores médios de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria da distribuição de frequências dos diferentes pulsos definidos por Hesp *et al.* (2009) dentro da geração 3 (Figuras 11, 12 e 13).

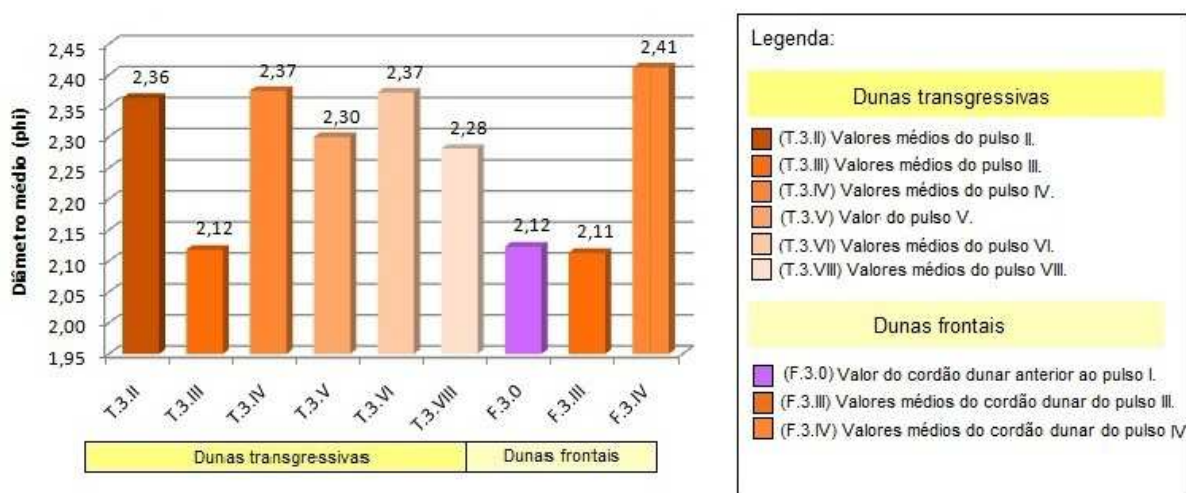


Figura 11: Diagrama de variação do diâmetro médio (phi) entre tipos e pulsos de depósitos eólicos pertencentes à geração 3 (pós-máxima inundação holocênica, estabilizados). As amostras T.3 representam dunas transgressivas relacionadas a sete dos oito pulsos definidos por Hesp *et al.* (2009). F.3.0   cordão dunar anterior ao primeiro pulso e F.3.III e F.3.IV são cordões dunares dos pulsos III e IV, respectivamente.

Não foi observada relação clara entre a idade dos pulsos e os valores de diâmetro médio.

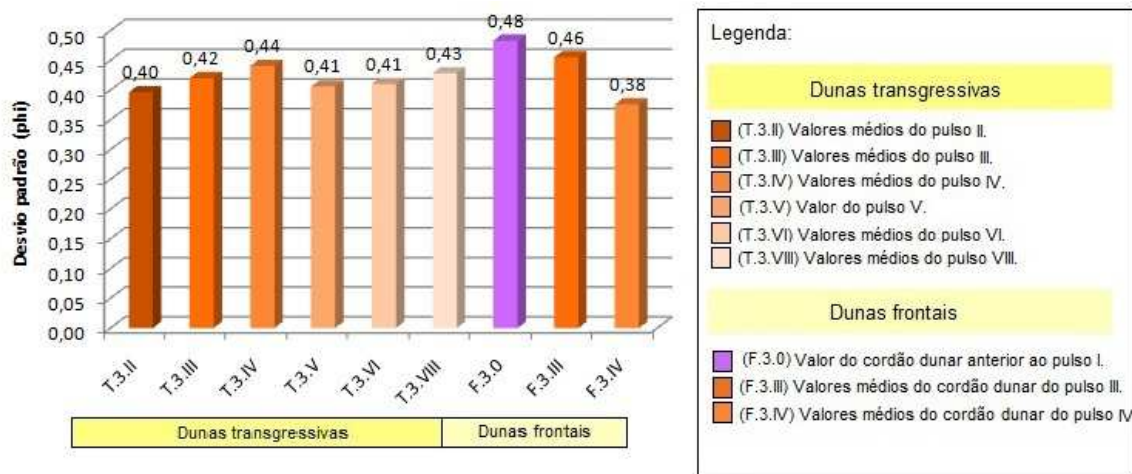


Figura 12: Diagrama de variação do entre desvio padrão (phi) entre tipos e pulsos de depósitos eólicos pertencentes à geração 3 (pós-máxima inundação holocênica, estabilizados). As amostras T.3 representam dunas transgressivas relacionadas a sete dos oito pulsos definidos por Hesp *et al.* (2009). F.3.0   cordão dunar anterior ao primeiro pulso e F.3.III e F.3.IV são cordões dunares dos pulsos III e IV, respectivamente.

As amostras de dunas transgressivas dos diferentes pulsos e, portanto, de diferentes idades dentro da geração 3, apresentam valores de desvio padrão próximos (variáveis no estreito intervalo entre 0,40 e 0,44), o que sugere graus de seleção semelhantes. Na comparação entre os valores médios das dunas frontais da mesma geração 3, observa-se queda do desvio padrão, e, portanto, melhora de seleção, com o decréscimo da idade do pulso.

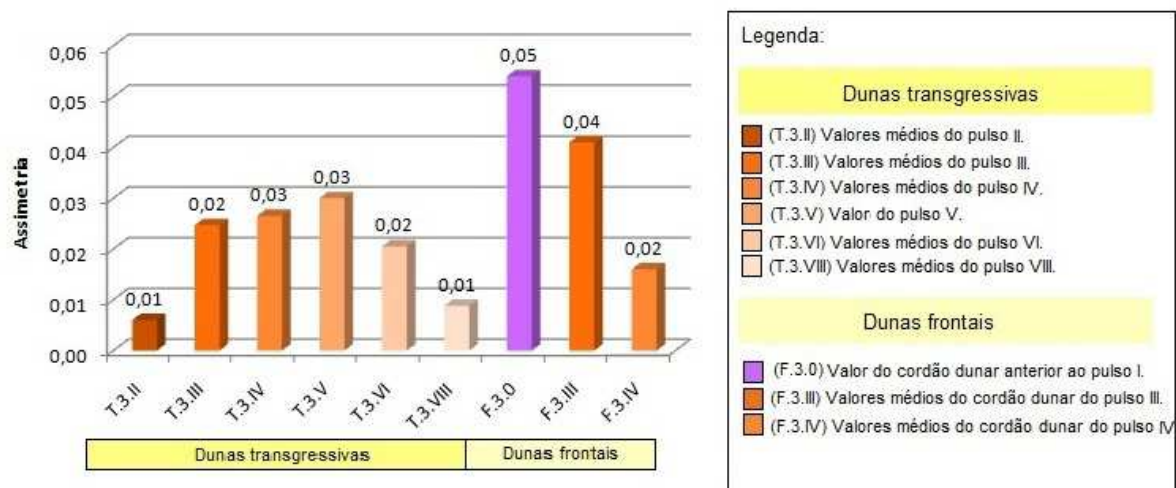


Figura 13: Diagrama de relação entre os valores de assimetria da distribuição granulométrica de cada tipo ou pulso eólico amostrado dentro da geração 3. As amostras T.3 representam dunas transgressivas relacionadas a sete dos oito pulsos definidos por Hesp *et al.* (2009). F.3.0   cordão dunar anterior ao primeiro pulso e F.3.III e F.3.IV são cordões dunares dos pulsos III e IV, respectivamente.

Na comparação entre os valores médios de assimetria por pulso da geração 3, verificou-se que a assimetria torna-se mais positiva com o aumento da idade, nas amostras de dunas frontais; em contraste, nas amostras de dunas transgressivas, não se detecta

tendência linear de variação da assimetria com a idade. Em síntese, a comparação das amostras de paleodunas frontais F.3.0, F.3.III e F.3.IV evidenciou afinamento do diâmetro médio (aumento de phi) e redução do desvio padrão e da assimetria com o decréscimo da idade. Tem-se assim o padrão 1 de McLaren: “mais finos, mais selecionados, mais negativo”, indicativo de retrabalhamento sedimentar de F.3.0 para F.3.IV.

Os diagramas de variação, por tipo e geração de depósito, das classes areia média e areia muito fina, normalizadas pela classe modal, areia fina, encontram-se nas Figuras 14 e 15. As amostras de dunas transgressivas estabilizadas (T.1, T.2 e T.3) apresentam valores decrescentes de ambas as razões com a idade, ou seja, há empobrecimento nas frações areia média e areia muito fina, nos campos de dunas mais novos. Isto evidencia que a melhora de seleção granulométrica, previamente detectada, de T1 para T3, reflete uma concentração da distribuição na classe modal, areia fina.

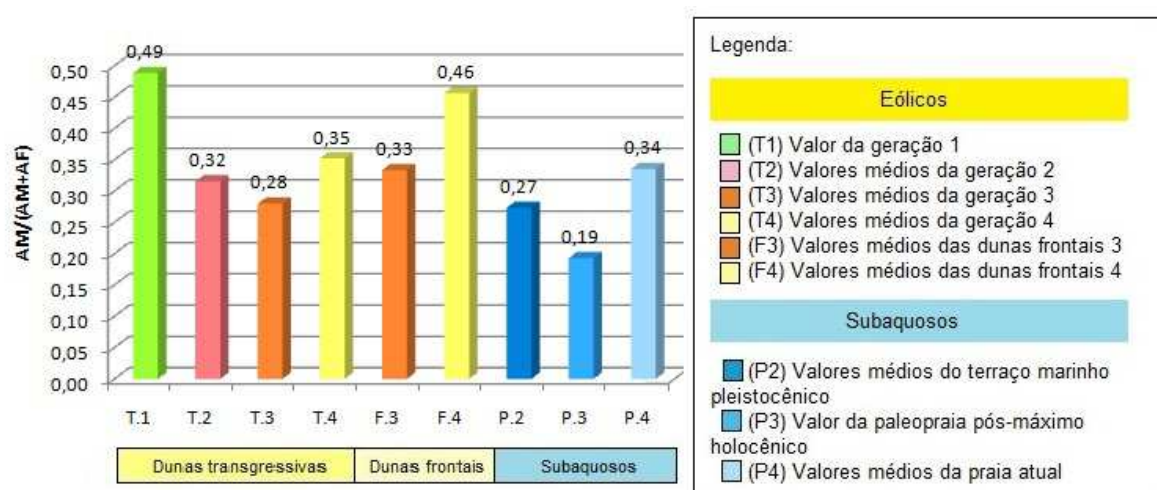


Figura 14: Proporção da classe areia média, normalizada em função da classe areia fina (moda), para cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T.1, T.2 e P.2, pré-máximo transgressivo holocênico, e T.3, F.3 e P.3, pós-máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais, depósitos de praia, respectivamente. T.4, F.4 e P.4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

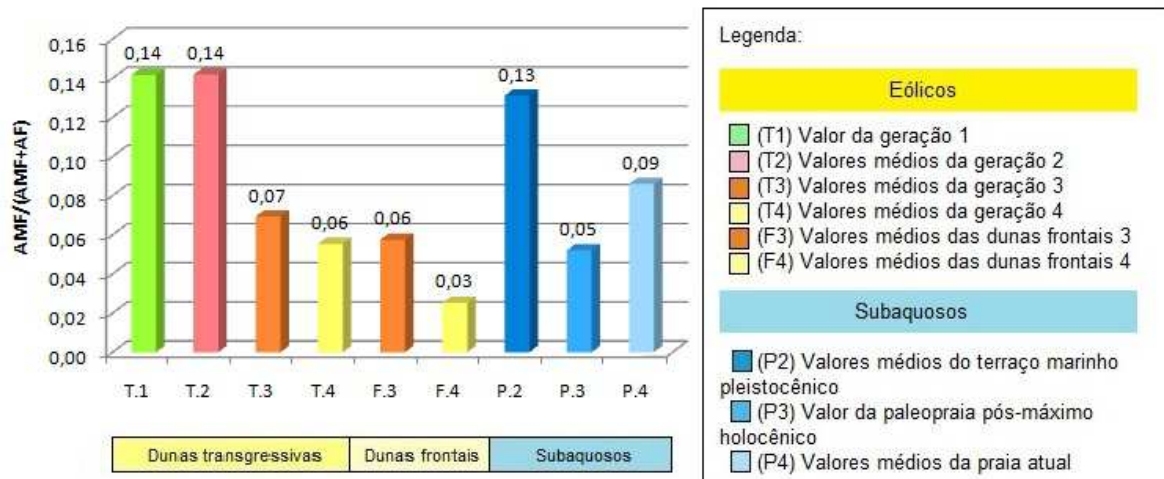


Figura 15: Proporção da classe areia muito fina, normalizada em função da classe areia fina (moda), para cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T1, T2 e P2, pré-máximo transgressivo holocênico, e T3, F3 e P3, pós-máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais, depósitos de praia, respectivamente. T4, F4 e P4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

A comparação entre o teor de pelíticos (Figura 16) das amostras por tipo e geração de depósito aponta que os depósitos antigos (T.1 e T.2) são mais enriquecidos em pelíticos do que os mais recentes (T3 e T4), o que pode ser atribuído ao aumento da concentração de finos por pedodiagênese.

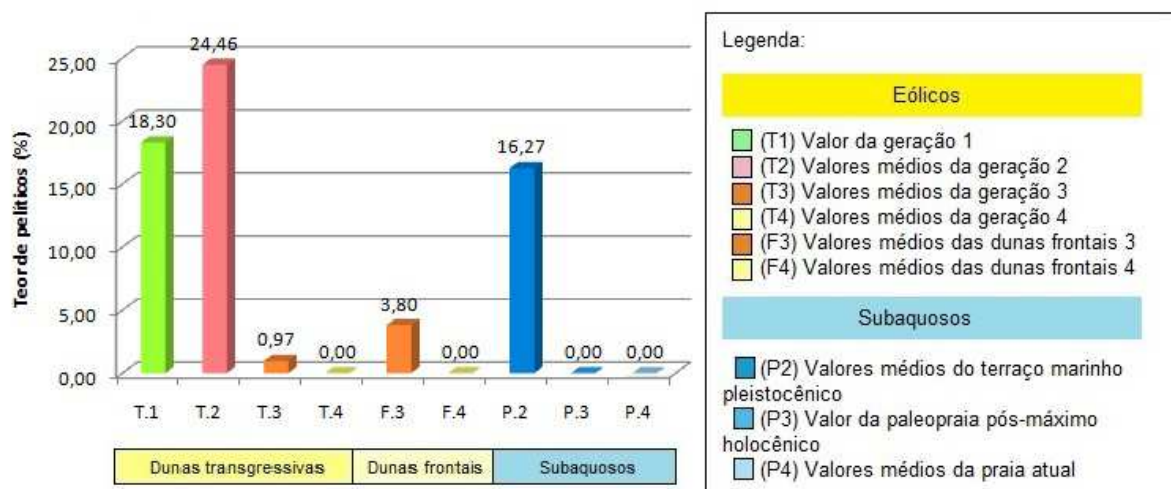


Figura 16: Diagrama de variação do teor de pelíticos da distribuição granulométrica de cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T1, T2 e P2, pré máximo transgressivo holocênico, e T3, F3 e P3, pós máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais, depósitos de praia, respectivamente. T4, F4 e P4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

3.3.2. MINERAIS PESADOS

3.3.3. CARACTERIZAÇÃO DA ASSEMBLEIA

Os resultados completos de análise de minerais pesados encontram-se no Anexo VII. Na fração não magnética da classe areia muito fina, encontraram-se os seguintes minerais transparentes não-micáceos, em ordem decrescente de abundância média: zircão,

turmalina, estauroлита, epídoto, rutilo, cianita, hornblenda, sillimanita, leucoxênio, perovskita e granada. Dentre os minerais de ocorrência isolada (isto é, em menos de três amostras), incluem-se: grãos carbonáticos bioclásticos (aragoníticos ou mistos aragonito-calcíticos), nas amostras T.4.B e F.4.B, duna transgressiva e duna frontal, respectivamente; coríndon, em P.4.A.; barita, em T.3.II; hiperstênio, em P.4.B; e andaluzita, em P.2.E. O Quadro III apresenta a classificação nominal de frequências de minerais pesados terrígenos, segundo a escala de Coutinho & Coimbra (1974).

Quadro III: Classificação nominal para as frequências percentuais de minerais pesados terrígenos em sedimentos da planície da Pinheira, 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), est (estauroлита) epí (epídoto), rut (rutilo), cia (cianita), hor (hornblenda), sil (sillimanita), leu (leucoxênio), per (perovskita) e gra (granada).

	zir	tur	est	epí	rut	cia	hor	sil	leu	per	gra
Predominante											
Abundante	X	X		X							
Comum			X	X	X	X					
Escasso							X				
Raro								X	X	X	X

Dentre os minerais terrígenos ultraestáveis da fração pesada (zircão, turmalina e rutilo), zircão e turmalina apresentam-se maiores frequências de contagem que rutilo, o que, provavelmente, se deve à sua maior abundância nas rochas fontes da planície costeira.

Os grãos de zircão (Figura 17) são euédricos prismáticos bipiramidados a subédricos arredondados, às vezes chegando a anédricos ovoides. Inclusões fluidas e microlíticas encontram-se em parte dos grãos.

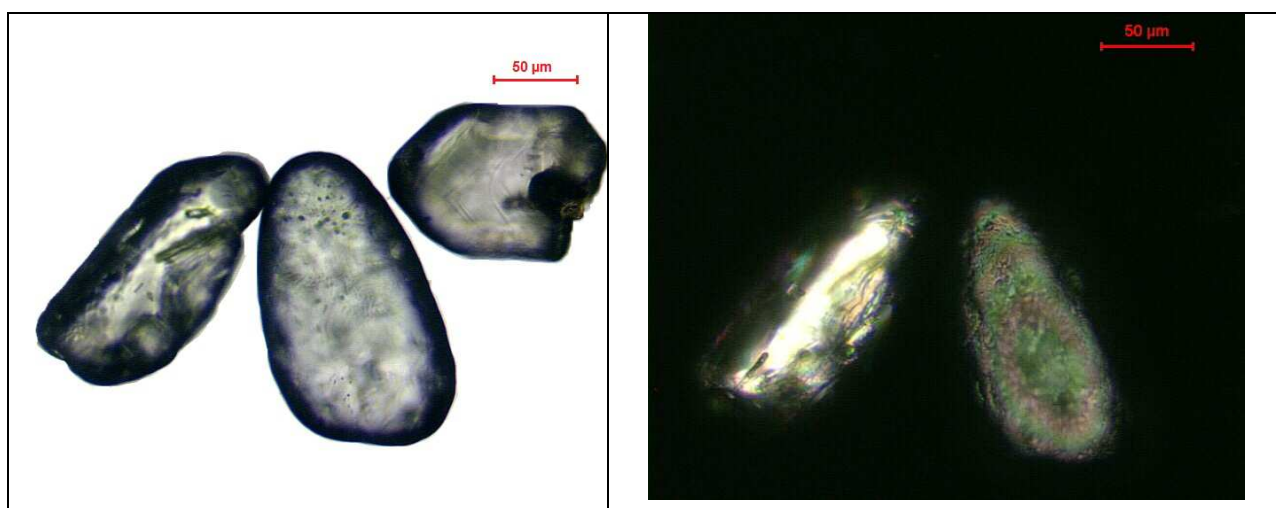


Figura 17: Grãos subédricos subarredondados a anédricos ovoides de zircão. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Turmalina ocorre nas cores parda, verde, rosada e, em menor frequência, azul, em formas euédricas prismáticas bem como equidimensionais arredondadas (Figura 18), estas geralmente relacionadas à seção basal. Presença frequente de inclusões microlíticas, em

abundância, aponta para possível rocha fonte metamórfica. Além disso, ocorrem cristais com sobrecrecimento arredondado (Figura 19), sugestivos de fonte metamórfica de baixo grau, fácies xisto verde.

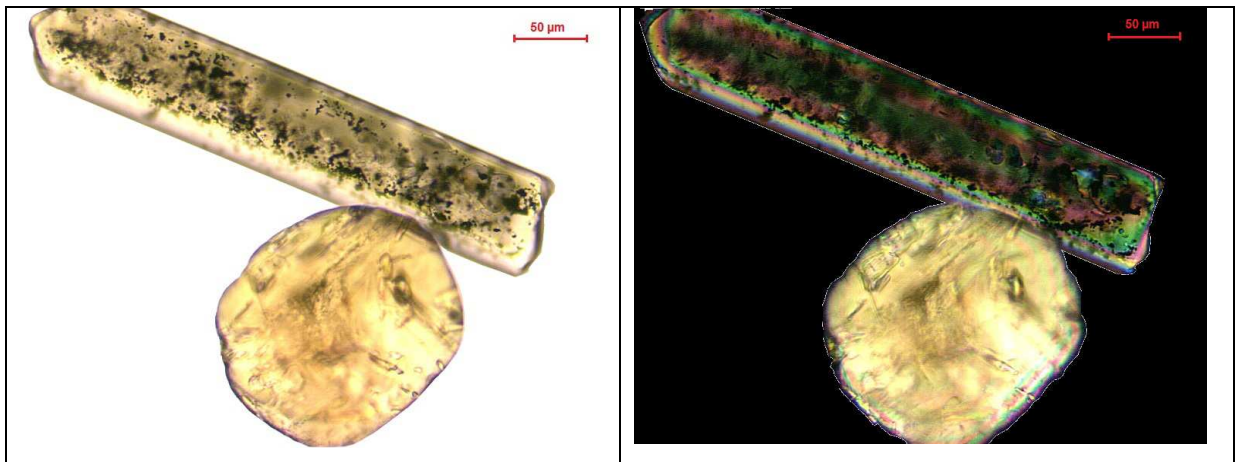


Figura 18: Turmalina euédrica prismática monoterminada, com profusão de inclusões, e anédrica subcircular. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

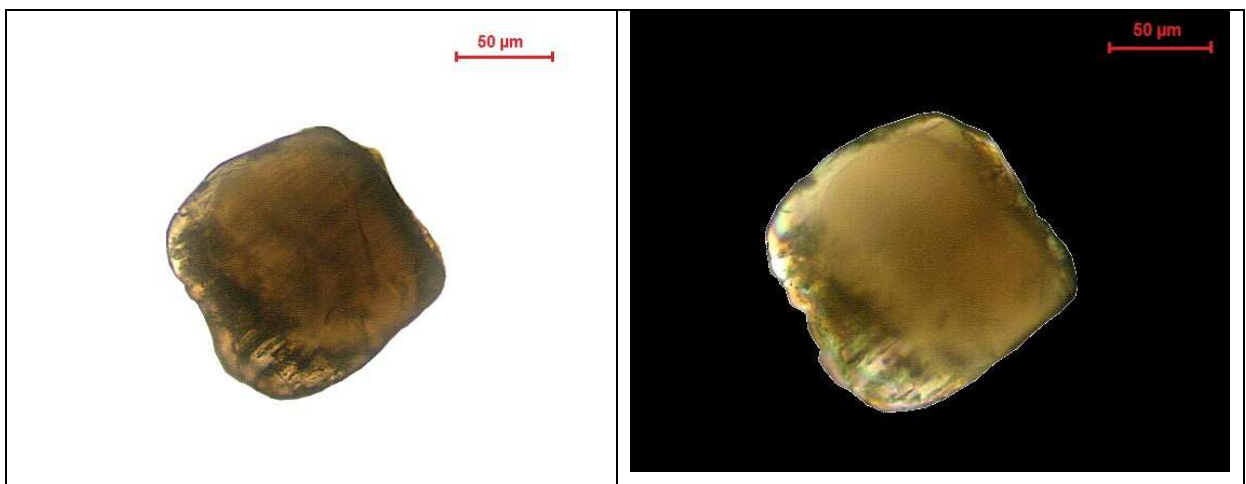


Figura 19: Turmalina com sobrecrecimento arredondado. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Estauroлита, mineral típico de fonte metamórfica, ocorre em grãos subangulosos a subarredondados, facilmente identificados pelo pleocroísmo sutil mas nítido em tons de amarelo e pela baixa birrefringência (domínio de cores de interferência de primeira ordem). Cristais geminados ocorrem na maioria das lâminas (Figura 20).

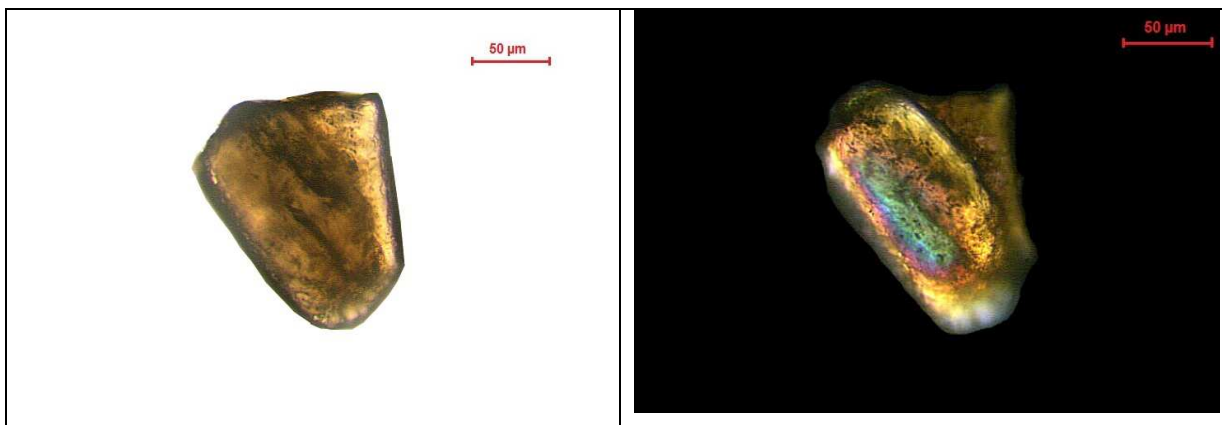


Figura 20: Estauroлита geminada. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Epídoto, de cor amarelo esverdeado, apresenta-se na forma de prismas subédricos ou em grãos anédricos, subarredondados a angulosos, com relevo alto preservado (Figura 21) ou em cristais de textura superficial rugosa e aspecto corroído, com perda parcial de relevo e birrefringência. A fonte deste mineral é variada e inclui desde rochas metamórficas regionais até produtos de hidrotermalismo, como milonitos ou rochas escuras retrometamorfisadas (Giannini, 1993).

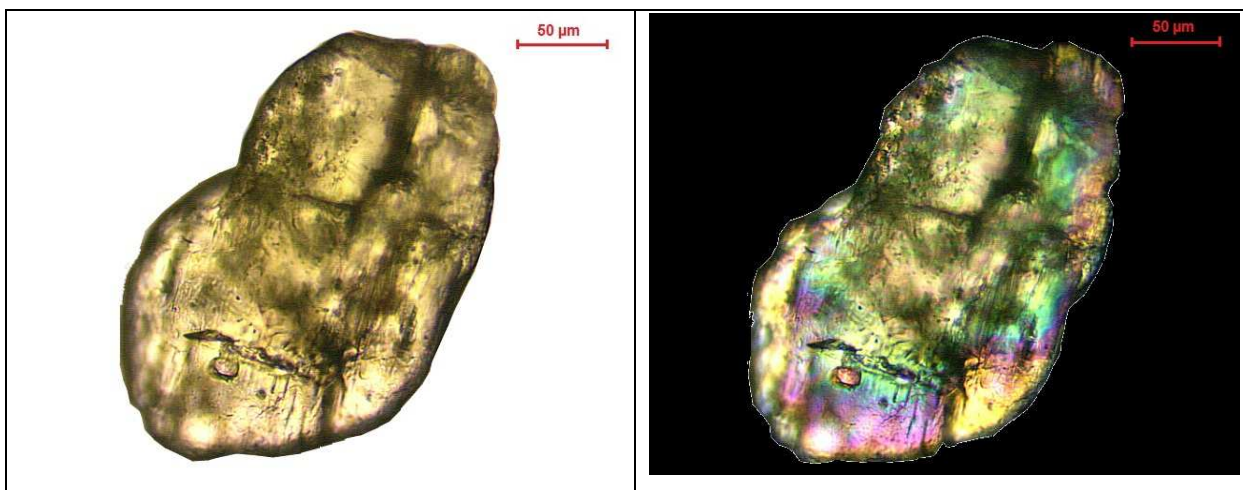


Figura 21: Epídoto subédrico prismático, em corte paralelo ao eixo cristalográfico c, com duas direções de clivagem aparentes e cores de interferência vivas e brilhantes. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Rutilo apresenta-se como cristais subédricos, geralmente prismáticos curtos, de cor castanho-avermelhado, subangulosos a subarredondados (Figura 22). Cianita e sillimanita, ao lado de estauroлита, compõem a assembléia de minerais tipicamente metamórficos dos sedimentos estudados.

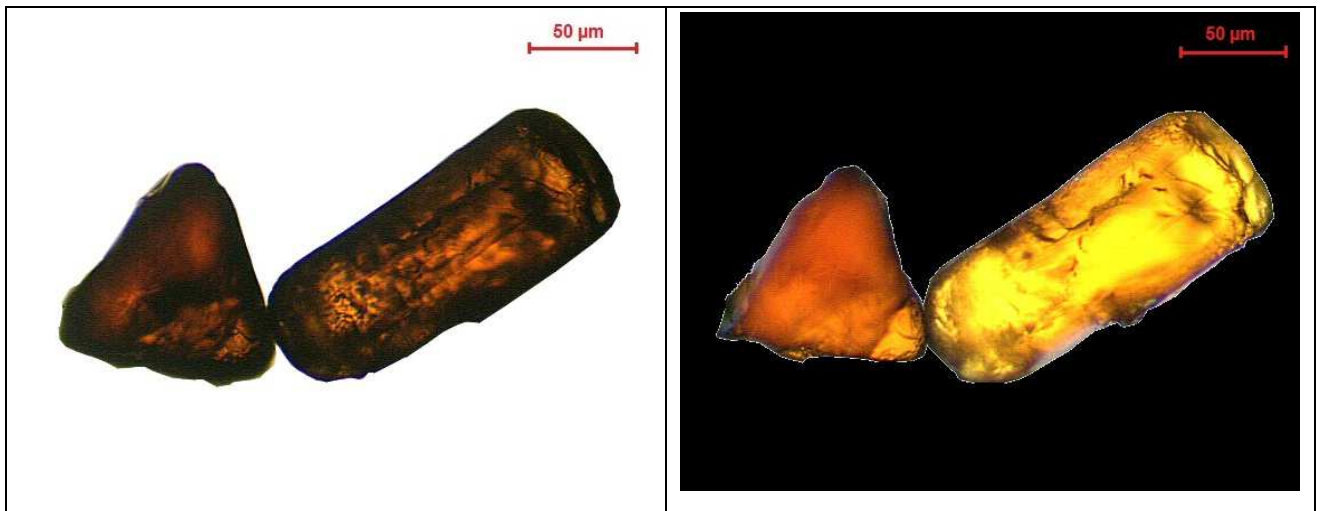


Figura 22: Rutilo. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Cianita (Figura 23) encontra-se em cristais prismáticos lamelares, angulosos a subangulosos, e com as três direções de clivagem preservadas. Sillimanita ocorre em menor quantidade, como cristais prismáticos subarredondados ou em agregados cristalinos fibrosos (Figura 24).

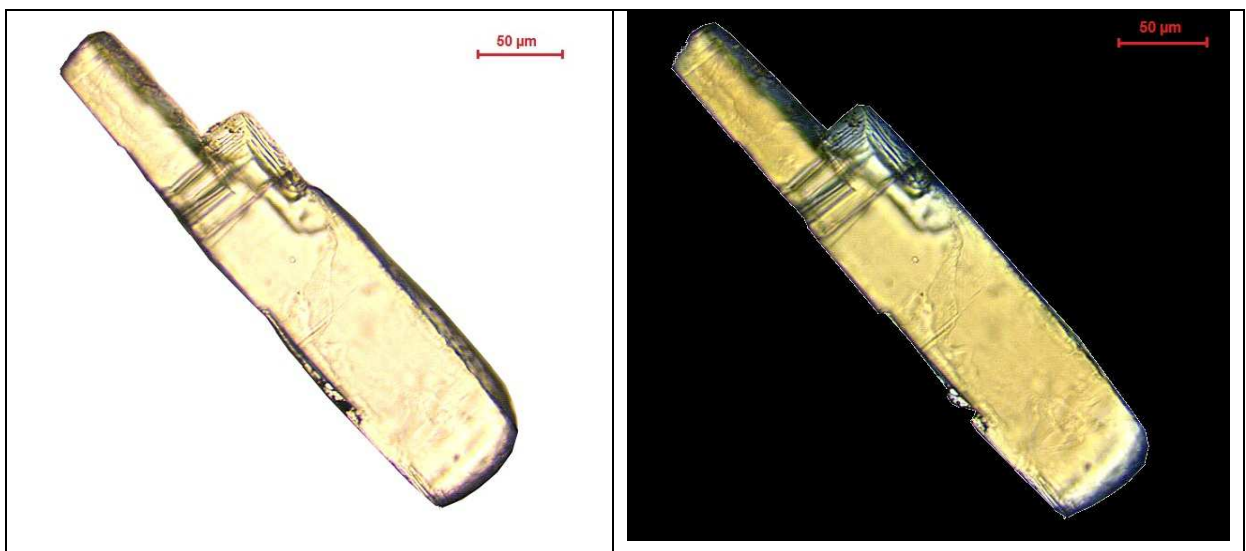


Figura 23: Cianita. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

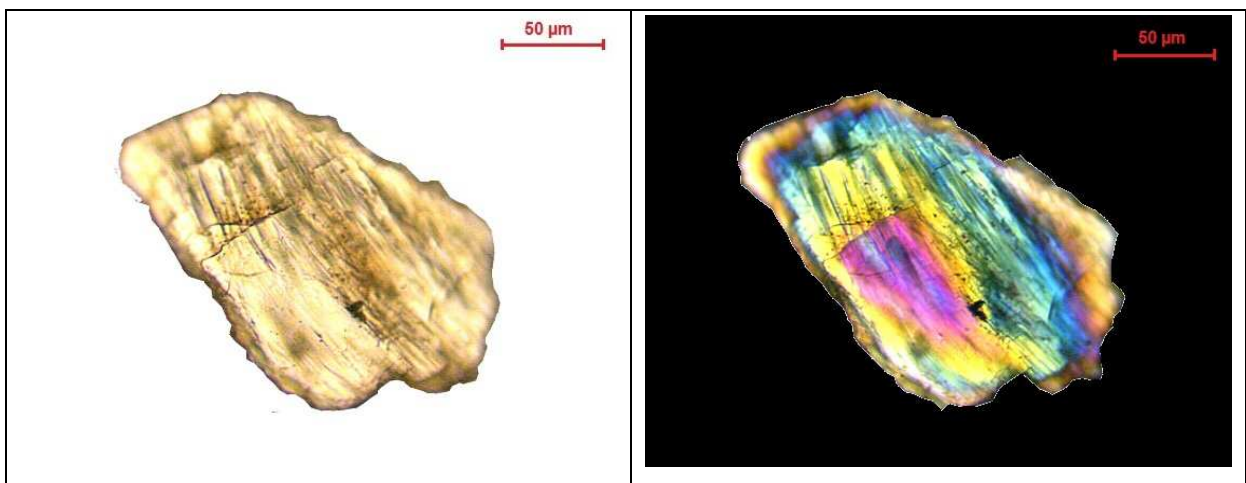


Figura 24: Sillimanita, em agregado fibroso. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Hornblenda ocorre nas cores verde e pardo esverdeado (Figura 25). De acordo com o sugerido por Giannini (1993), esse mineral máfico é proveniente principalmente das rochas correlatas ao Complexo Pinheiro Machado, porém, os diabásios da Formação Serra Geral podem constituir fonte primária para os grãos prismáticos de cor parda e baixos ângulos de extinção. Os minerais do grupo dos piroxênios também estão possivelmente associados a esse tipo de rocha fonte (Giannini, 1993).

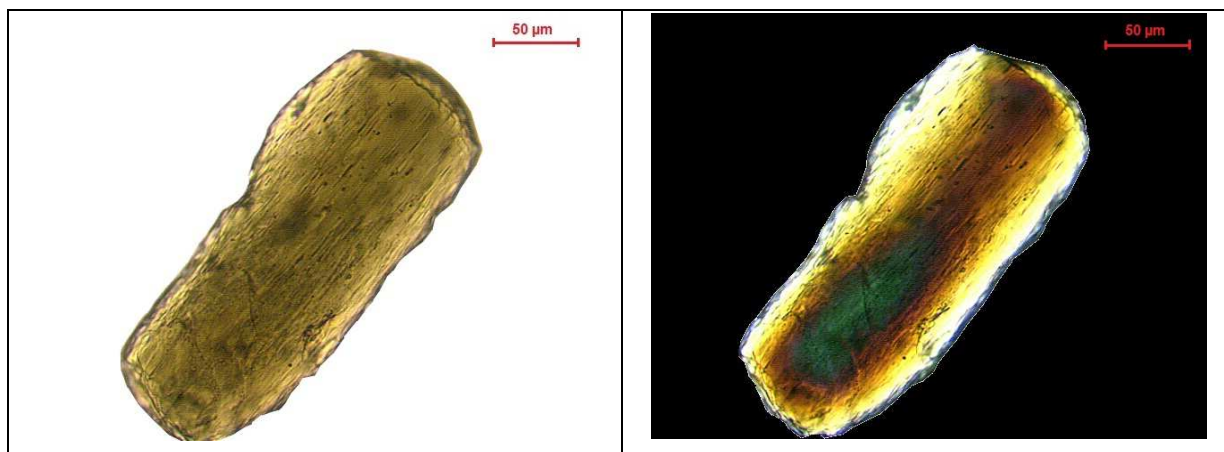


Figura 25: Hornblenda. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados.

Perovskita apresenta-se em grãos equidimensionais ou pouco alongados, arredondados, identificando-se pelo relevo altíssimo, pela birrefringência baixa com cores de primeira ordem, inclusive anômalas (Figura 26), e pela presença comum de geminação polissintética. Este mineral é comumente encontrado como acessório em rochas básicas a ultrabásicas alcalinas, como nefelina sienitos, kimberlitos, analcimitos e, raramente, carbonatitos. Na região, é provável que a fonte de perovskita seja a intrusão de Anitápolis.

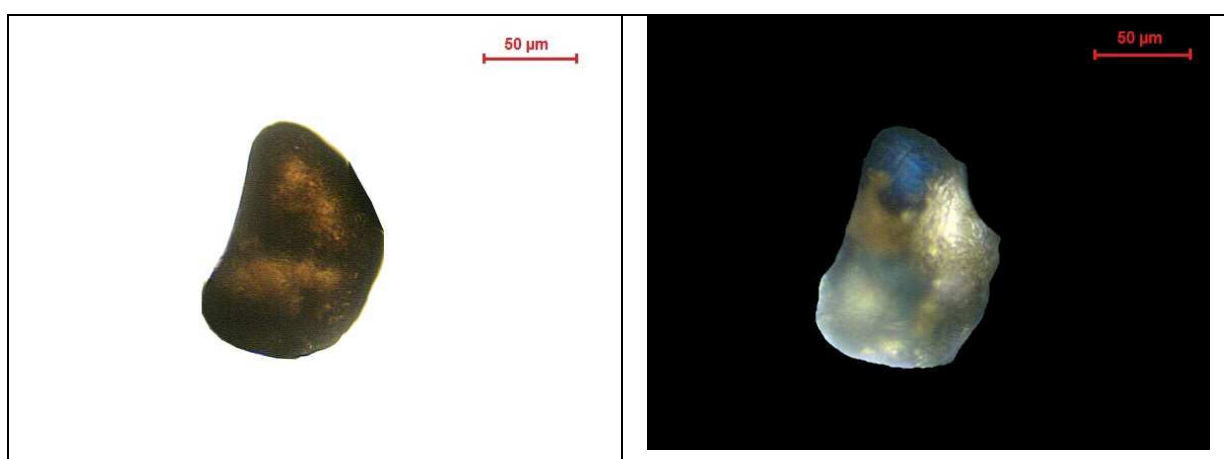


Figura 26: Perovskita. a) Polarizadores descruzados. b) Polarizadores cruzados, sob luz convergente.

3.3.3.1. ÍNDICES MINERALÓGICOS

Os resultados completos dos índices mineralógicos encontram-se no Anexo VIII. O índice RZ, cujas variações são atribuídas por Morton & Hallsworth (1994) a mudanças de

área ou rocha fonte, teve pouca variação entre os vários agrupamentos de amostras investigados. Dentre os demais índices testados, os que apresentaram resultados com maior potencial interpretativo foram o ZT (zircão/turmalina) e o TH (turmalina/hornblenda), cujos gráficos de variação por unidade morfoestratigráfica encontram-se representados nas Figuras 27 e 28.

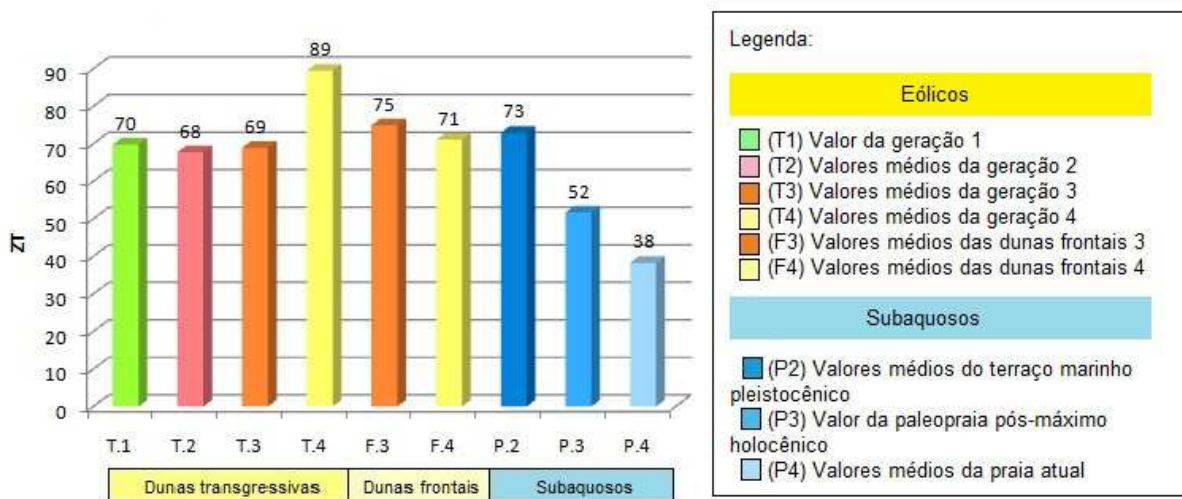


Figura 27: Diagrama de variação do índice ZT para cada tipo e/ou geração de depósito amostrado. T1, T2 e P2, pré-máximo transgressivo holocênico, e T3, F3 e P3, pós-máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, de cordões de dunas frontais e de depósitos de praia, respectivamente. T4, F4 e P4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente

Por abranger dois minerais de mesma estabilidade e de rochas fontes similares, o índice ZT reflete, em tese, a influência do controle hidro e aerodinâmico sobre a sedimentação. Na comparação entre as amostras P.2, P.3 e P.4, observa-se decréscimo deste índice da geração mais antiga para a mais nova. O aumento do mineral mais leve, turmalina, nos depósitos mais novos, deve estar relacionado ao mesmo fator que gera afinamento seletivo com a redução da idade: a seleção aerodinâmica faz com que os depósitos mais jovens sejam mais bem selecionados tanto em termos de granulometria, com concentração de finos, como de densidade de minerais, com concentração de “pesados leves”. Mesmo padrão de variação de ZT com a idade encontra-se entre F3 e F4. Já na comparação entre os valores médios deste índice por geração de campo de dunas transgressivo, as gerações antigas T1 a T3 possuem valores muito similares entre si e mais baixos que T4. O alto índice ZT de T4, associado à granulometria mais grossa desta geração, sugere o aumento da influência de próximos deflacionares nos campos de dunas mais recentes, o que é coerente com a tendência atual de estabilização progressiva dos campos de dunas.

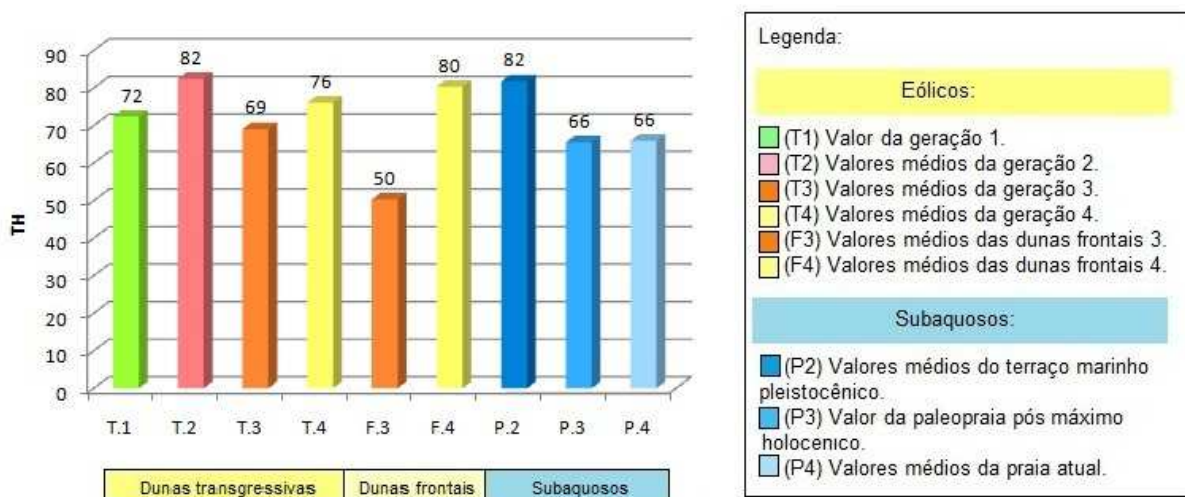


Figura 28: Diagrama de variação do índice TH entre diferentes tipos e/ou gerações de depósitos amostrados. T.1, T.2 e P.2, pré-máximo transgressivo holocênico, e T.3, F.3 e P.3, pós-máximo transgressivo holocênico, representam gerações antigas de campos de dunas, cordões de dunas frontais, depósitos de praia, respectivamente. T.4, F.4 e P.4 representam geração eólica em atividade, dunas frontais e praias atuais, respectivamente.

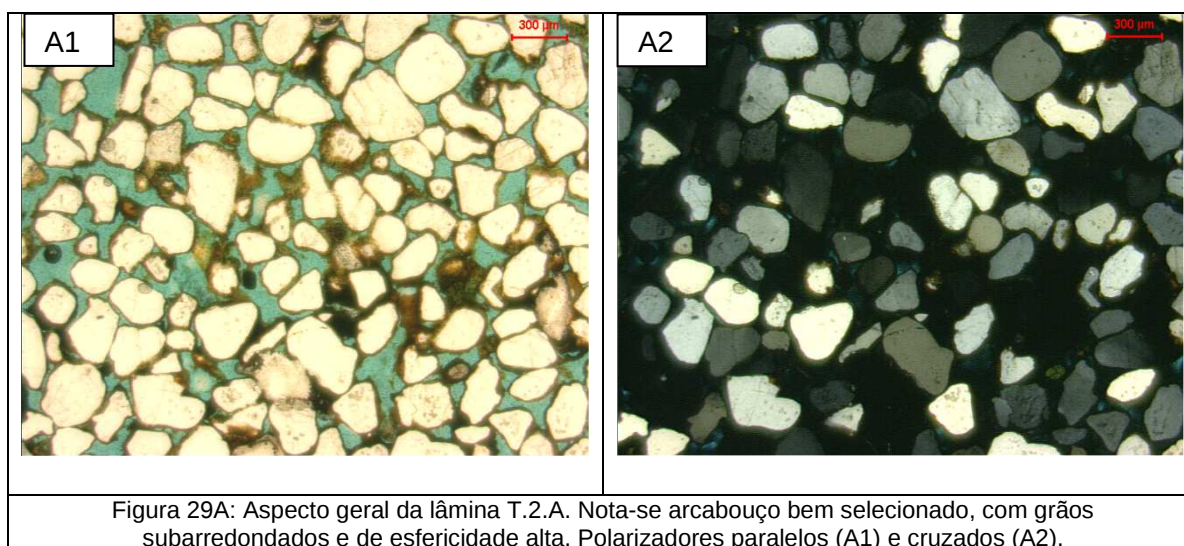
Turmalina e hornblenda são minerais de equivalentes hidráulicos semelhantes, porém de estabilidades químicas muito diferentes (turmalina muito mais estável que hornblenda) e constituem, portanto, indicadores potenciais de controle por dissolução química. A análise comparativa entre as amostras P.2, P.3 e P.4 mostra que a unidade mais antiga é mais pobre que as outras duas no componente instável, hornblenda; portanto, possivelmente sofreu maior dissolução, o que permite aventar a hipótese de aumento da dissolução química pós-deposicional em função da idade, especialmente na escala de tempo Pleistoceno versus Holoceno. Esta tendência não se repete, porém, entre as diferentes gerações de dunas frontais e de campos de dunas transgressivos.

3.3.4. PETROGRAFIA

Foram descritas seis lâminas petrográficas relativas ao afloramento na Prainha do Joaquim Martins, das quais cinco pertencem à fácies superior (T.2.A) e uma à fácies inferior (T.1). As hipóteses de trabalho formuladas em campo eram de que esta exposição era constituída ou por duas gerações eólicas (1 sob 2) ou por geração eólica (1, ou, mais provavelmente, 2) sobre terraço marinho pleistocênico. As amostras compreendem fácies terrígenas quartzo-arenáceas de granulação predominante areia fina (aproximadamente 0,2 mm). A descrição e as fotomicrografias encontram-se no Quadro IV e Figura 24A a 24E, respectivamente.

Quadro IV: Compilação das descrições das seis lâminas petrográficas.

	T.1	T.2.A
Estimativa modal de componentes	Arcabouço: 80% Cimento: 5% Poros: 15%	Arcabouço: 65% Cimento: 10% Poros: 25%
Mineralogia do arcabouço	Quartzo (94%), Feldspato (5%), Opacos (1%), Líticos Instáveis (traço), Silexito (traço), Muscovita (traço). Presença de grãos policristalinos de quartzo de até 5 mm e fragmentos quartzo-feldspáticos com muscovita. Estes fragmentos apresentam textura granoblástica interlobada a polygonizada, podendo ser atribuídos a fonte gnáissica.	Quartzo (96%), Feldspato (3%), Opacos (1%)
Textura do arcabouço	Granulometria modal areia fina (~0,13mm), moderadamente selecionada, com grãos subangulares e de esfericidade alta (Figura 24 B1 e B2). Segunda moda granulométrica dada pelos fragmentos líticos dispersos, incluindo quartzo policristalino (Figura 29 C1 e C2).	Granulometria modal areia fina (~0,2mm), bem selecionada, com grãos subarredondados e de esfericidade alta (Figura 29 A1 e A2)
Petrotrama do arcabouço	Empacotamento aberto, com IPkp de 39,2%.	Empacotamento aberto, com IPkp de 37,5%.
Cimento	Argilo-organo-ferruginoso criptocristalino coloidal a particulado, envolvente em cutícula, com espessura de aproximadamente 0,017 mm.	Argilo-organo-ferruginoso criptocristalino coloidal, em menisco ou grão-envolvente em cutícula, com espessura de aproximadamente 0,021 mm (Figura 29 D1 e D2).
Porosidade	Intergranular e intragranular de feldspato fraturado ou alveolado.	Intergranular e intragranular de feldspato fraturado ou alveolado (Figura 29 E1 e E2).
Maturidade e classificação	Depósito supermaturo mineralogicamente e submaturo texturalmente. Quartzo arenito.	Depósito supermaturo mineralogica e texturalmente. Quartzo arenito.
Observações		Apenas na lâmina 4 foram encontrados grãos policristalinos de até 0,2 cm. Nessa mesma lâmina, o teor de feldspato é maior (em torno de 5%).



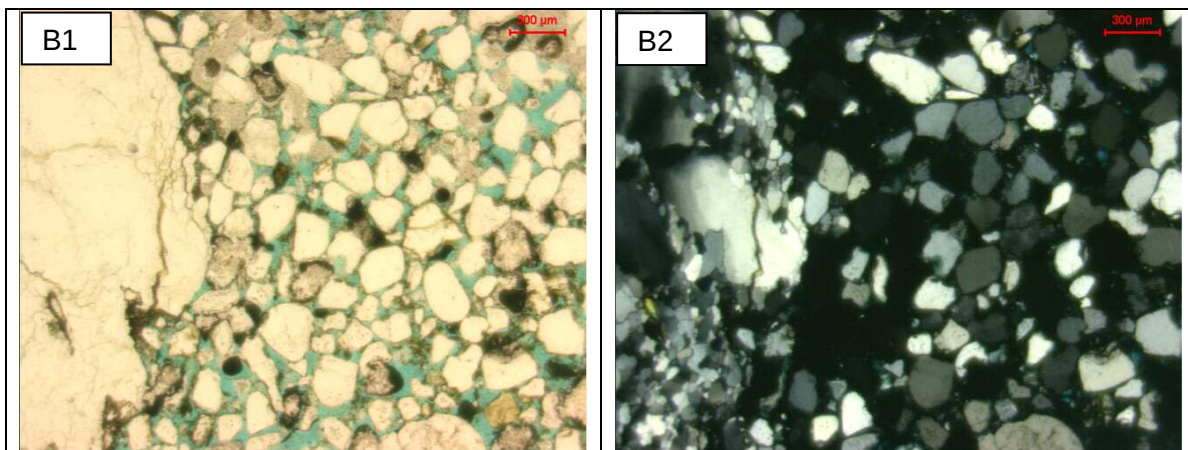


Figura 29B: Aspecto geral da lâmina T.1. O arcabouço é moderadamente selecionado, com grãos subangulares de esfericidade alta. Polarizadores paralelos (B1) e cruzados (B2).

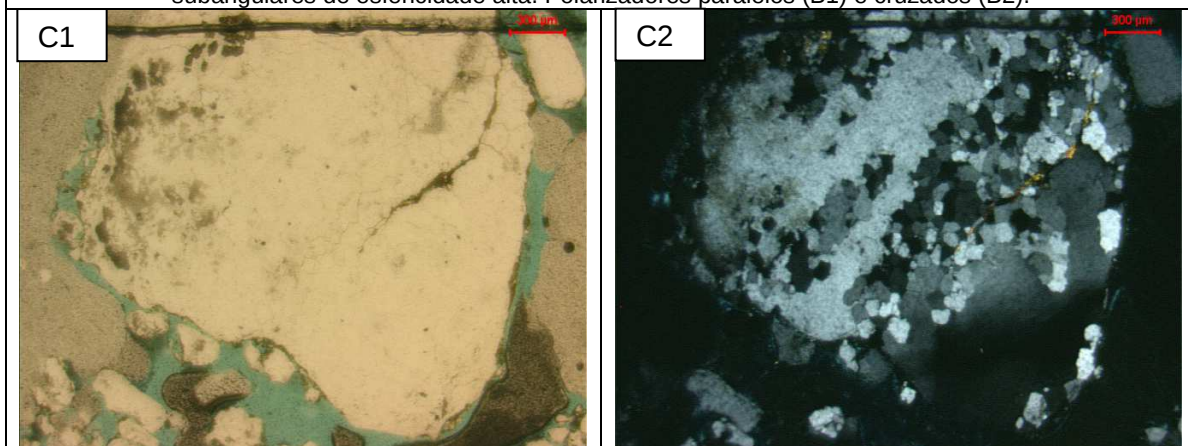


Figura 29C: Fragmento quartzo-feldspático com muscovita e textura granoblástica interlobada, na lâmina T.1. Polarizadores paralelos (C1) e cruzados (C2).

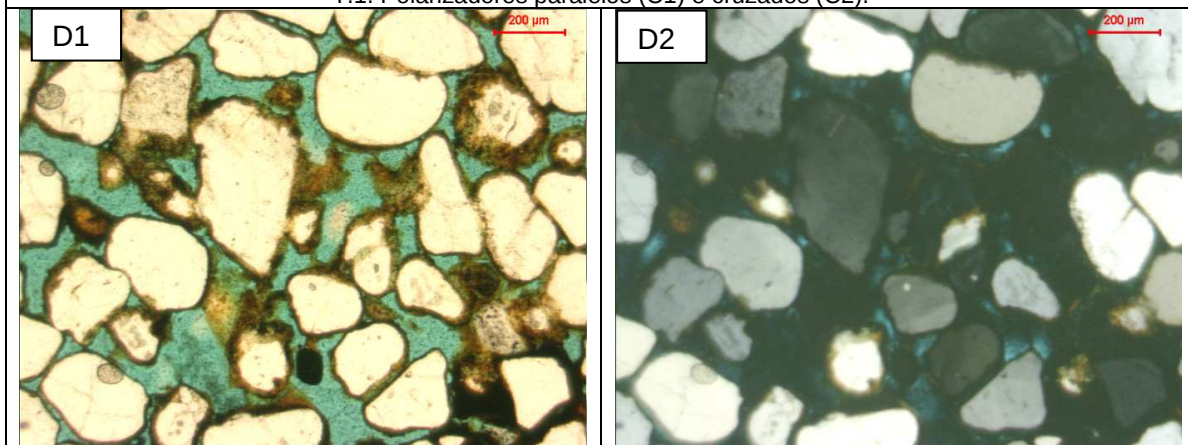


Figura 29D: Cimento argilo-organo-ferruginoso da lâmina T.2.A. Notar textura criptocristalina coloidal e trama grão-envolvente em cutícula, com freqüente formação de meniscos. Polarizadores paralelos (D1) e cruzados (D2).

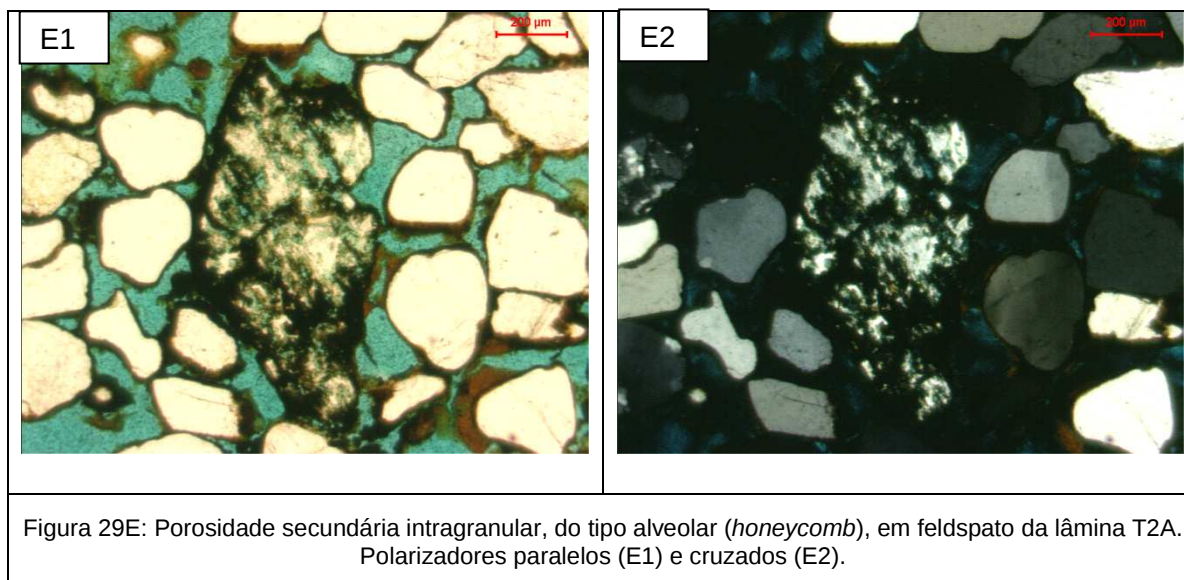


Figura 29: Fotomicrografias das amostras T.2.A e T.1.

A descrição das lâminas petrográficas evidenciou que a amostra T.1 é menos arredondada, mais grossa e pior selecionada do que a amostra T.2.A. Estas características não são suficientes para assegurar o caráter subaquoso de T1, visto que o aumento de seleção e arredondamento em T2 pode ser atribuído também a retrabalhamento entre gerações eólicas. Por outro lado, a maior quantidade e o caráter mais coloidal do cimento em T.2.A já fora notado por Martinho & Giannini (2001) na comparação dos depósitos eólicos da geração 2 com os da geração 1 na região de Jaguaruna-Imbituba (SC). Esta diferença é aparentemente recorrente entre depósitos costeiros pleistocênicos e holocênicos, produto de diferenças no grau de pedodiagênese, e pode ser usada como critério para confirmar a existência de hiato na sedimentação.

3.4. EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE SEDIMENTAR

Existem pelo menos dois modelos prévios, bastante distintos, para a evolução da planície da Pinheira, até alcançar sua configuração atual: a de Hesp *et al.* (2009) e a de Hein *et al.* (2012). Hesp *et al.* (2009) sugerem que a planície seja predominantemente regressiva e que tenha tido sua morfologia retangular da parte norte e sua evolução sedimentar influenciadas por processos neotectônicos, caracterizados por abatimento da porção sul. Os argumentos para esta última interpretação (P Hesp., com. pessoal) são: 1) é possível alinhar a porção norte da planície com um vale existente no sul da Ilha de Santa Catarina; 2) a mudança no curso do rio da Madre, que antes corria para norte, segundo o autor, mostra que a planície passou por processo de basculamento para sul; 3) o maior desenvolvimento de zonas alagadas na parte sul da planície indica que este basculamento

fez com que a água fluísse nesse rumo; e, por fim, 4) o rio Capivari, próximo à ponta do Papagaio, teria tido seu curso mudado de meandrante para retilíneo em direção ao sul.

Hein *et al.* (2012), através de dados de GPR (*ground penetrating radar*), afirmam que a evolução da planície se deu em três fases: progradação com queda no nível do mar; formação de uma ilha barreira transgressiva (tendo como laguna a retaguarda o paleocanal tratado por Hesp *et al.* (2009) como antigo curso do rio da Madre); e, novamente, progradação. Em seção GPR na região do paleocanal, os autores detectaram a presença de clinoformas a leste, mergulhando para o continente, e atribuíram-na a antigos leques de sobrelavagem (*washovers*). No intuito de verificar a hipótese de Hein *et al.* (2012), um sensoramento remoto de detalhe foi conduzido neste trabalho de formatura nessa área específica do paleocanal. Observou-se que existem paleodunas eólicas de ambos os lados da estrutura, com aparente continuidade, o que sugere que o paleocanal afogou e é portanto posterior aos depósitos eólicos. Desse modo, as feições interpretadas por Hein *et al.* (2012) como leques de sobrelavagem seriam, na realidade, antigos lobos deposicionais de dunas transgressivas.

O uso combinado de informações de fotointerpretação, análises texturais e mineralógicas e datações permite propor aqui um modelo alternativo de evolução da região da Pinheira, o qual se apresenta, em esquema, na Figura 30. Este modelo leva também em consideração os oito pulsos eólicos de Hesp *et al.* (2009). De acordo com o modelo, nem a influência da neotectônica nem a existência de barreira transgressiva são necessários para explicar a morfologia e estratigrafia da planície. Ele divide-se em dez fases, que podem ser descritas conforme segue.

Fase 0: A subida do NRM no Holoceno configurou duas baías, a do Massiambu, a norte, e a da Madre, com maior extensão, a sul. Terraços pleistocênicos, e respectivas coberturas eólicas, formados durante ou após o alto NRM de 120 ka AP, teriam sido em grande parte afogados e/ou erodidos, preservando-se apenas duas porções, uma na parte sul da baía do Massiambu e outra no extremo norte da baía da Madre, junto à serra dos Morretes.

Fase 1: Ancorada a estes resquícios pleistocênicos, forma-se, por volta da época aproximada da máxima inundação (7 ka AP), a primeira parte da barreira holocênica com depósito eólico associado da *Phase I* de Hesp *et al.* (2009). Em paralelo, deltas de cabeceira desenvolvem-se no interior das baías do Massiambu e da Madre.

Fase 2: Tem-se progradação da planície de cordões, preferencialmente para nordeste, ancorada na serra dos Morretes e dos deltas de cabeceira de baía dos rios Massiambu e Madre. Forma-se o depósito eólico *Phase II* de Hesp *et al.* (2009)

Fase 3: Configura-se um tómbolo arenoso ancorado em ilhas do embasamento cristalino da parte sul. A norte, a planície prograda para nordeste, tornando semi-fechada a

baía do Massiambu, cuja desembocadura é empurrada no mesmo rumo. No final desta fase progradação, e com a presença do tómbolo, formam-se dunas expressivas ao longo de toda a parte sul do arco, correspondentes à *Phase III* (cerca de 5,5 ka AP).

Fase 4: A progradação da planície é re-intensificada por volta de 3 ka, com componente de engorda para leste e de estiramento para nordeste, esta última ligada à combinação dos efeitos de semi-tómbolo e, talvez, deriva litorânea, com o fluxo fluvial e de maré da desembocadura de Massiambu. Formam-se os depósitos eólicos *Phase IV*, por volta de 1,2 ka AP. Contemporaneamente, abre-se o canal da porção oeste da planície, por meio da entrada de água por ondas ou marés, provavelmente de norte para sul, haja visto o maior desenvolvimento de evidências de erosão nos depósitos preexistentes na parte norte da planície. O mesmo evento que ocasionou a formação deste canal foi suficiente para erodir e modificar a configuração do extremo norte da planície, que adquiriu então sua morfologia quadrada atual. A erosão da costa norte dá início à formação dos *blowouts* existentes nessa área.

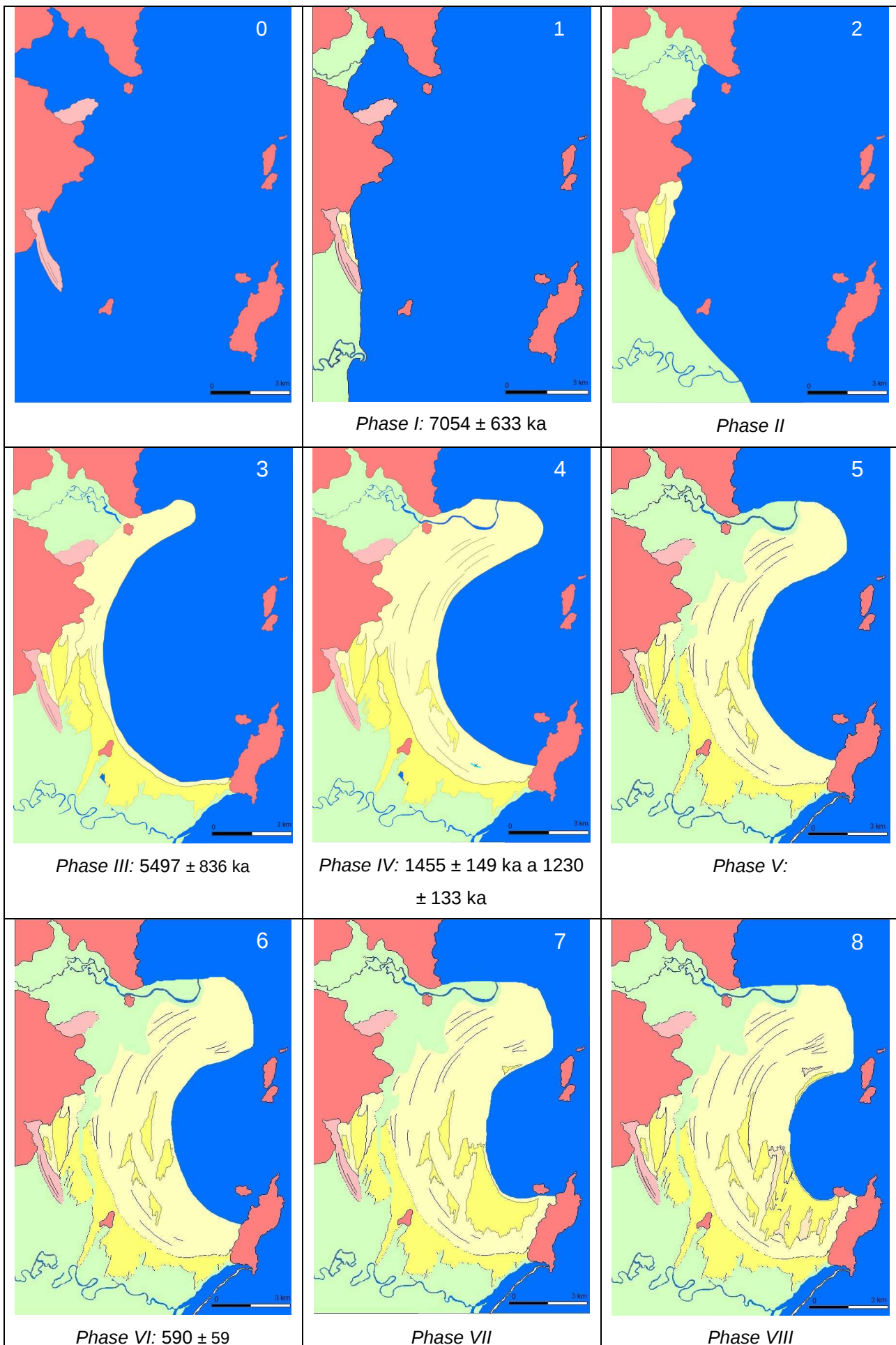
Fase 5 e 6: A progradação continua, principalmente sua componente de engorda rumo leste. Nas fases de menor regressão, formam-se pequenos depósitos eólicos, correlatos às *Phases V e VI*, estes por volta de 600 anos AP.

Fase 7: Os depósitos eólicos (*Phase VII*) tornam-se novamente expressivos na parte sul enquanto, na parte norte, tem-se o desenvolvimento de pequenos *blowouts* junto à praia.

Fase 8: Desenvolve-se a *Phase VIII* de deposição eólica transgressiva.

Fase 9: Estabilização das dunas e formação da configuração atual da planície.

Em relação à morfologia retilínea atual da porção norte da planície, cabe acrescentar que desembocaduras de baías e lagunas são, na maioria das vezes, zonas de elevada instabilidade morfodinâmica e sujeitas a mudanças rápidas na escala de décadas a poucos anos. Estas mudanças implicam reposicionamento dos respectivos canais e deltas de vazante, estes últimos geralmente retilíneos, e capazes tanto de erodir terrenos arenosos como de armadilhar sedimentos trazidos pela deriva litorânea a barlar. É assim que a dinâmica destas desembocaduras suscita a formação de feições costeiras retilíneas, muitas vezes ortogonais entre si, como é o caso da desembocadura sul da Ilha do Mel, no Estado do Paraná, ou da desembocadura de Cananeia, extremo sul da Ilha Comprida, no Estado de São Paulo. Esta forma retilínea em sedimentos inconsolidados da planície da Pinheira, junto às desembocaduras da baía Sul de Florianópolis e do Massiambu é encarada por Hesp *et al.* (2009) como indício de neotectônica na região, quando, a rigor, pode se tratar apenas de produto de dinâmica sedimentar, ligado a mudanças na configuração destas duas desembocaduras.



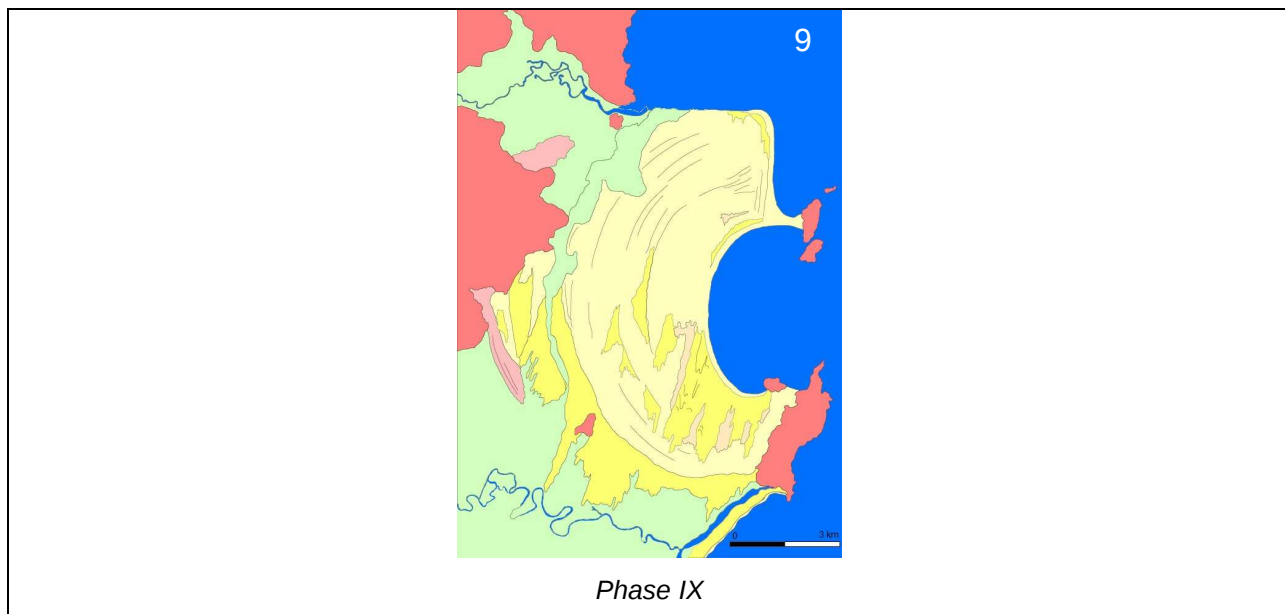


Figura 30: Modelo evolutivo de crescimento sedimentar da planície da Pinheira durante o Holoceno.

4. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos foram interpretados e possibilitaram responder à maioria das questões colocadas como objetivos da pesquisa. As respostas, separadas em tópicos, apresentam-se a seguir como conclusões finais do trabalho de formatura:

- Os sedimentos costeiros analisados constituem-se predominantemente de areias finas, bem selecionadas, com assimetria próxima de zero. Constatou-se aumento do teor de pelíticos nos depósitos mais antigos, o que pode ser atribuído ao efeito, crescente com a idade, da iluviação no horizonte pedogênico amostrado (B espódico).
- A análise descritiva das fotografias aéreas e imagens de satélite, focada em critérios como morfologia, presença ou não de vegetação e distância da costa, foi o principal ponto de partida para o reconhecimento de pelo menos três gerações eólicas (2, 3 e 4, da mais antiga para a mais nova) bem como de sete diferentes pulsos de iniciação de campos de dunas dentro da geração 3.
- A possível geração eólica 1, suposta como anterior ou contemporânea à penúltima máxima inundação, constitui-se de areias de cor pardo avermelhado escuro, cimentadas, com cascalho e teor elevado de pelíticos (maior que 10%). Por ocorrer empoleirada em costões rochosos, é de difícil separação por sensoriamento remoto, tendo sido inicialmente identificada por critérios de campo. Não se descarta, todavia, em virtude da cota (mais de 10 m) a possibilidade de se tratar de depósito marinho do NRM alto de 120 ka AP.
- Em sensoriamento remoto, a geração eólica 2, considerada anterior ou contemporânea   máxima inundação do Holoceno, apresenta-se com formas eólicas preservadas, ilhadas em meio a planície atribuída ao sistema lagunar. Em campo, verificou-se que se trata de areias cimentadas, com cor pardo amarelado, pardo alaranjado ou cinza escuro, com teor também relativamente elevado (maior que 10%) de material pelítico.
- A geração eólica 3, com idade pós-máxima inundação holocênica, caracteriza-se pela clara preservação de formas deposicionais (*blowouts*, dunas parabólicas, retrocordões e cordões residuais) e por ser constituída por areias esbranquiçadas com cobertura vegetal extensiva. Semelhante   geração 3, a geração eólica 4 apresenta cobertura vegetal restrita e evidência de migração em imagens de s t lite recentes.
- O sensoriamento remoto detalhado permitiu reconhecer diferentes feições morfológicas nas gerações 3 e 4, tais como cordões de dunas frontais, *blowouts*, rastros lineares longitudinais, retrocordões, cadeias barcanoides, dunas barcanas, dunas parabólicas, cordões de precipitação e lobos deposicionais.
- No campo de dunas ativo (geração 4), apesar de não haver evidência de migração dos lobos deposicionais, observa-se, entre 1978 e 2009, a formação de um novo retrocordão.

Esta situação configura avanço da parte barlavento do campo de dunas, sem deslocamento correspondente de sua frente, à sotavento, o que denota campo de dunas em pleno processo de estabilização, possivelmente por redução do aporte eólico.

- O sensoriamento remoto possibilitou também comparar os campos de dunas em diferentes datas e com isso medir taxas de migração aproximadas desses depósitos: 11,3 m/ano de 1938 a 1957 e 17,6 m/ano de 1957 a 1978. A saturação do sistema em areia cresce de 1957 para 1978 e diminui desde então até os dias atuais, o que permite interpretar relação energia/aporte eólicos mais baixa no primeiro período e mais alta no segundo.

- Os períodos históricos detectados de aumento e redução das áreas com dunas livres coincidem respectivamente com períodos de menor e maior incidência de chuvas em registro meteorológico. Desse modo, é provável que as mudanças recentes de taxa de migração e de saturação do sistema em areia tenham, pelo menos em parte, controle climático.

- Os lobos deposicionais e *blowouts* observados em fotos aéreas e imagens de satélite possuem orientação para SSW, similar à encontrada entre Imbituba e Jaguaruna, a sul, mas oposta à verificada em Florianópolis e em São Francisco do Sul, a norte. Isto permite inserir a planície numa área de mudança de rumo de deriva eólica efetiva, o que pode estar ligado tanto a diferenças de estoque sedimentar disponível ao vento como a contraste nos vetores de deriva eólica potencial (mudança regional nos ventos dominantes).

- As estatísticas descritivas relacionadas aos três primeiros momentos da distribuição granulométrica (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria), examinadas em conjunto, permitiram identificar o padrão 1 de McLaren & Bowles (1985) para os campos de dunas transgressivos, da geração eólica 1 para a geração eólica 3. Assim, as amostras tornam-se mais finas, mais selecionadas e mais negativas com o decréscimo da idade, o que pode ser encarado como indício de retrabalhamento sedimentar sucessivo da geração 1 para a geração 3. O mesmo padrão 1 de McLaren (1981) também marca a evolução dos diferentes pulsos definidos por Hesp *et al.* (2009) dentro da geração eólica 3.

- A análise de minerais pesados permitiu identificar como assembleia principal em ordem decrescente de abundância: zircão (Z), turmalina (T), estaurolita, epídoto, rutilo, cianita, hornblenda (H), sillimanita, leucoxênio, perovskita e granada. Esta assembléia aponta para importante contribuição de rochas metamórficas, com influência muito subordinada de ígneas básicas a ultrabásicas alcalinas.

- Da comparação do índice TH com a idade relativa dos depósitos subaquosos estudados, conclui-se que pode haver eliminação preferencial de hornblenda por dissolução química nos depósitos mais antigos (pleistocênicos).

- As idades obtidas por meio da datação LOE, permitiram estimar o início de formação da planície em torno de 7,0 ka AP, ancorada em resquícios de depósitos marinho e eólicos pleistocênicos e no cristalino. Desde então, a relação aporte maior que criação de espaço

de acomodação permitiu que se formasse a barreira progradante holocênica, em que se alternam cordões dunares, correlatos aos momentos de mais rápida regressão, com pulsos de iniciação de campos de dunas transgressivos, dunas parabólicas e *blowouts*, correlatos a momentos de erosão ou estabilização da linha de costa (com estabilização datada em 5,5, 1,2 e 0,6 ka AP).

- A hipótese, encontrada na literatura, de que o paleocanal existente na porção oeste da planície seria remanescente de paleolaguna à retaguarda de uma ilha barreira transgressiva, foi descartada tendo em vista a continuidade das paleodunas eólicas dos dois lados do canal, cortadas e portanto mais velhas do que ele. Este canal resulta portanto de evento de inundação, a partir da desembocadura de Massiambu, ocorrido em torno de 1,2 ka, e contemporâneo a *phase IV* da geração eólica 3.

- A morfologia retilínea atual da porção norte da planície atribui-se ao novo padrão de dinâmica sedimentar estabelecido com a mudança de posição da desembocadura do rio Massiambu, o qual, após o evento de inundação da planície e formação do paleocanal oeste, encontrou um caminho mais curto até o mar, de oeste para leste. Com esta orientação, a desembocadura de Massiambu, combinado com a desembocadura da baía Sul, que nesta área sofre um estrangulamento, passou a contribuir com a erosão da porção norte da planície.

- A correlação do desencadeamento de *blowouts* por erosão costeira é confirmada nos trechos de praia submetidos à erosão hoje. Na parte norte, antigos *blowouts* restringem-se à porção mais externa planície e devem estar associados com a mudança de configuração da costa induzida pela formação do paleocanal e pelo desvio do rio Massaimbu.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amin, A.H.Jr. 2004. Variações das Propriedades Granulométricas dos Sedimentos da Barreira Costeira da Pinheira (SC) durante a sua Progradação no Holoceno Superior. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Dissertação de Mestrado. 73 p.
- Amin Júnior, A.H.; Dillenburg, S.R. 2010. Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. *Quaternary and Environmental Geosciences*, **2**: 25-39.
- Andrade, H.A.A.; Giannini, P.C.F.; Mendes, V.R. 2011. Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da planície da Pinheira, Paulo Lopes - SC In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (SICUSP), São Carlos, SP - <https://uspdigital.usp.br/siicusp/cdOnlineTrabalhoVisualizarResumo?numeroInscricaoTrabalho=2702&numeroEdicao=19>
- 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**(1999): 323-339.
- Angulo, R.J.; Lessa, G.C.; Souza, M.C. 2006. A critical review of mid- to late- Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486-506.
- 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**: 1577-1595.
- Bigarella, J.J. 1975. Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba, PR. *Special Contributions... Boletim Paranaense de Geociências*, **33**: 133-167
- Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Duarte, G.M. 1969. Coastal dune structures from Paraná, Brazil. *Marine Geology*, **7**: 5-55.
- 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.
- 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., p27-41.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planetary Science Letters*, **248**: 494-506.

- Dott, R.H.Jr., 1964 Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *J. Sediment. Petrol.*, **34**(3):864-874
- Fernandes, L.A.; Giannini, P.C.F.; Martinho, C.T. 2002. *Tabela de Identificação Óptica de Minerais Transparentes em Sedimentos de Coutinho, J.M.V. & Coimbra, A.M. Versão Revista e Ampliada*. São Paulo / Curitiba, IG-USP / Departamento de Geologia - UFPR. 17p. (inéd.).
- Folk, R. L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.* 21, 127-130.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publ. Co. 170 pp.
- Fryberger, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKEE, E.D. ed. *A Study of Global Sand Seas*, p.83-154. Washington, U.S. Geological Survey (Professional Papers, 1052).
- Galehouse, J.S., 1971. Point-counting. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley- Interscience, New York, pp. 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. 2002. Complexo lagunar centro-sul catarinense, valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. In: *Sítios Geológicos Paleontológicos do Brasil*, n.75, pp.213-222.
- Giannini, P.C.F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Livre Docência. 200p.
- 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**: 73-96.
- Giannini, P.C.F. & Suguio, K. 1994. Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **38**, Balneário Camboriú, SC. Resumos Expandidos... Balneário Camboriú, SBG. p.402-403.
- 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.; Guedes, C.C.F.; Assine, M.L.; Angulo, R.J.; Souza M.C.; Pessenda, L.C.R.; Tatum, S.H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 9, Recife, PE. *Anais...* meio digital (cd), Recife, Abequa.

- 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): 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.; Deblasis, P.; Sawakuchi, A.O.; Amaral, P.G.C. 2005. Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral sul de Santa Catarina. X Congresso da ABEQUA, Guarapari – ES. Boletim de resumos (p. 196) e resumos expandidos (cd-rom)
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Martinho, C.T.; Tatum, S.H. 2007a. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coastal zone (southern Brazil). *Marine Geology*, **237**(2007): 143-168.
- Giannini, P.C.F.; Assine, M.L.; Sawakuchi, A.O. 2007b. Ambiente eólico. In: PEDREIRA, A. ed. *Ambientes de Sedimentação do Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobras (no prelo). 40p. ISBN 85-85227-76-1.
- Guedes, C. C. 2009. Evolução Sedimentar Quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Guilcher, A. 1958. *Coastal and Submarine Morphology*. London, Methuen, 274p.
- Hein, C. J., Fitzgerald, D. M., Cleary, W. J., Albernaz, M. B., Menezes, J. T. de, Klein, A. H. da F. 2012. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. *Sedimentology*, 34p.
- Hesp, P.A. 2000. *Coastal Sand Dunes. Form and Function*. Massey, Massey University, 28p.(CDNV Technical Bulletin, 4).
- Hesp, P.A.; Giannini, P.C.F.; Martinho, C.T.; Miot da Silva, G.; ASP Neto, N.E. 2009. The Holocene barrier system of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. ed. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin – Heidelberg, Springer, p.93-134.
- Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the dependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(3): 440-450.
- Kahn, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, **64**: 385-395.
- Köppen, W. 1949. *Climatologia*. México, Fondo de Cultura Económica. 380 p
- Maia, L.P. 1998. *Procesos Costeros y Balance Sedimentario al Largo de Fortaleza (NEBrasil): Implicaciones para una Gestión Adecuada de la Zona Litoral*. Barcelona,

- Mange, M. A., Maurer, H.F.W. 1992. Heavy Minerals in Colours. Chapman & Hall, London.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.N.; Azevedo, A.E.G. 1988. Mapa Geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM, 40 p., 2 mapas (Série Geologia 28, Seção Geologia Básica 18). MARTIN, L.; Flexor, J.L.; Suguio, K. 1995. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. Revista IG-USP, **16**(1/2): 59-66
- 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, 2006
- 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, Abequa, p.136-138.
- Martinho, C.T. ;Hesp, Patrick A. ; Dillenburg, Sergio R. . Morphological and temporal variations of transgressivedunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. Geomorphology (Amsterdam), v. 117, p. 14-32, 2010
- McLaren, P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. Journal of Sedimentary Petrology 51(2). 611-624
- McLaren, P. & Bowles, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. J.Sediment. Petrol., 55(4):457-470.
- Melo, M.S.; Sinfrônio, E.A.S.; Giannini, P.C.F.; Fachini, M.; Victorino, M.C. 2004. Manual de Procedimentos Analíticos. São Paulo, Laboratório de Sedimentologia, Instituto de Geociências da USP, Manual Interno (inéd.), 44pp.
- Mendes, V.R.; Giannini, P.C.F.; Andrade, H.A.A. 2011. Evolução morfológica dos campos de dunas livres da costa central catarinense nos últimos 70 anos: possível influência das variações climáticas. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), XII, Búzios, RJ. http://www.abequa.org.br/trabalhos/resumo_ABEQUA_final_Garonicius2011.pdf
- Mendes, V.R. 2012 . *Cronologia e Sedimentologia dos Depósitos Eólicos Quaternários da Costa Catarinense Entre Ouvidor e Florianópolis*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd)
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* **90**(3-4). 241-256.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstone. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* **32**: 57-73

- Pettijohn, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *J. Geol.* 49(2). 612-625.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlim, 1973, 618p.
- Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petrol.*, **23**: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, pp. 17–25.
- Sawakuchi, A.O.; Kalchgruber, R.; Giannini, P.C.F.; Nascimento Jr., D.R.; Guedes, C.C.F.; Umisedo, N.K. 2008. *The development of blow outs 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
- Sawakuchi, A.O.; Kalchgruber, R.; Giannini, P.C.F.; Nascimento JR., D.R.; Guedes, C.C.F.; Umisedo, N.K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 2076-2090.
- Scheibe, L. F. 1986. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. 1986. 224 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo
- Silva, M. M., Monterio, M. A., Caleardo, D. S., Moraes, M. R., Miszinski, J., 2004 Estudo do comportamento da precipitação no município de São José, Grande Florianópolis – SC. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1., 2004, Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. P. 634-650. (CD-ROM)
- Strahler, A. N. 1997. *Physical Geography*. Barcelona, Omega.
- Tanaka, A.P.B. 2007. Evolução Sedimentar da Planície Retrobarreira de Campos Verdes (Laguna, SC) e os Sambaquis de Carniça. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Trabalho de Formatura (inéd.). 84p.
- Tanaka, A. P. B. ; Giannini, P. C. F. ; Fornari, M. ; Nascimento JR., D. R. ; Sawakuchi, A. O. ; Rodrigues, S. I. ; Menezes, P. M. L. ; Deblasis, P. ; Porsani, J. L. 2009a. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 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 Congreso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur, 2009, La Plata, Argentina. Resúmenes. La Plata : AACG, Universidad Nacional de La Plata, Abequa, p. 166-166.
- 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.

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, 2000.

Anexo I

Anexo II

Nomenclatura adotada para os pontos de amostragem

Os códigos dos pontos de amostragem ou medição estão esquematizados no Quadro A-II. A primeira letra baseia-se no tipo de depósito (T para dunas transgressivas, F para dunas frontais e P para depósitos de praia) e o número refere-se às gerações eólicas identificadas (gerações 1, 2, 3 e 4, seguindo nomenclatura adotada por Giannini 1993 e Giannini *et al.* 2007). As amostras de geração 3 foram adicionalmente relacionadas aos pulsos eólicos definidos por Hesp *et al.* 2009 (Figura II-A), indicados por algarismos romanos. Por fim, a última letra indica a localização relativa do ponto de coleta, com ordenação de norte para sul.

Para cordões de dunas frontais (F) e depósitos de praia (P) adotou-se numeração de gerações correlata à utilizada nas dunas. Assim, amostras P2, a exemplo de G2, correspondem a depósitos formados antes da máxima inundação marinha do Holoceno. Desse modo, P2 equivale ao terraço marinho alto do Pleistoceno superior. P3, G3 e F3 são posteriores à máxima inundação holocênica, porém sem sedimentação ativa. E P4, G4 e F4 correspondem a depósitos atuais de praias, campos de dunas transgressivos e dunas frontais, respectivamente. As coordenadas dos pontos encontram-se na Tabela A-II.

Quadro A-II: Sistema de identificação dos pontos de amostragem

Primeira letra: tipo de depósito	Primeiro algarismo (arábico): geração eólica, conforme Giannini <i>et al.</i> (2007)	Segundo algarismo (romano): pulsos de sedimentação eólica dentro da geração 3, conforme Hesp <i>et al.</i> (2009)	Segunda letra: localização geográfica
T (dunas transgressivas)	1,2,3,4	II, III, IV, V, VI, VIII	A,B,C,D,E
F (dunas frontais)	3,4	0, III, IV	A,B
P (depósitos de praia)	2,3,4	-	A,B,C,D,E

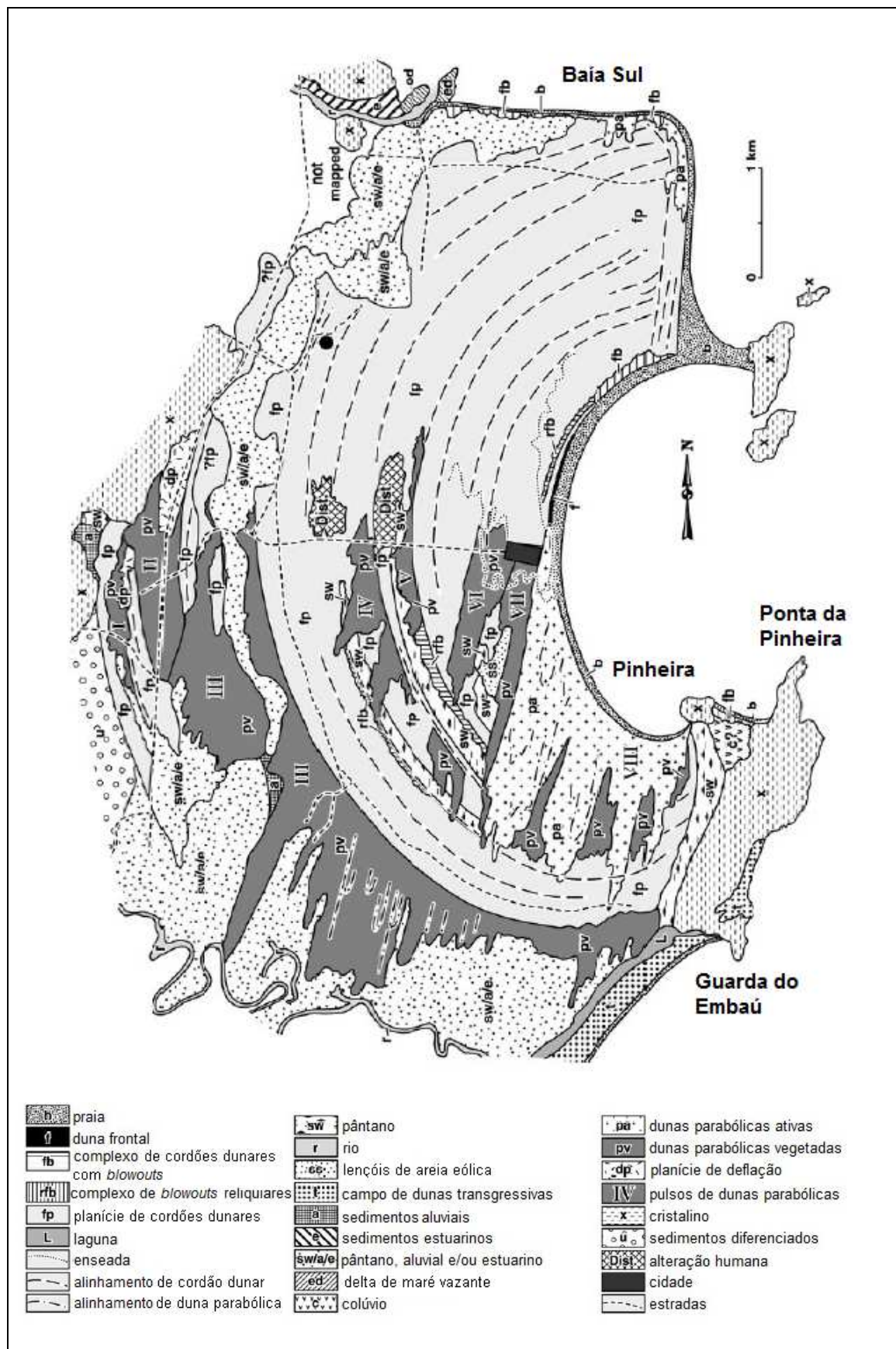


Figura II-A: Mapa geomorfológico preliminar do “complexo de barreiras progradantes” da Pinheira, adaptado de Hesp *et al.* (2009).



Figura II-B: Localização dos pontos de amostragem. (Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm). Datum WGS 84.

Tabela A-II: Coordenadas dos pontos de amostragem:

Grupo	Amostra	Coordenadas (UTM)	
		E	S
DUNAS TRANSGRESSIVAS			
T.1	T.1	Idem T.2.A	
T.2	T.2.A	737869.97	6911378.22
	T.2.B	729582.75	6906824.14
	T.2.C	732685.75	6919365.85
	T.2.D	730239.88	6904497.98
T.3.II	T.3.II	731844.67	6915371.41
T.3.III	T.3.III. A	731986.95	6913609.80
	T.3.III.B	732860.34	6911641.53
	T.3.III.C	736700.67	6911357.57
T.3.IV	T.3.IV.A	733912.42	6915439.92
	T.3.IV.B	733731.55	6914275.63
T.3.V	T.3.V	734476.23	6915385.18
T.3.VI	T.3.VI.A	735312.21	6914549.23
	T.3.VI.B	735173.20	6914064.03
T.3.VIII	T.3.VIII.A	Idem P.2.B	
	T.3.VIII.B	735399.08	6913049.80
	T.3.VIII.C	736671.80	6912695.58
	T.3.VIII.D	737045.10	6912553.09
	T.3.VIII.E	736914.39	6911762.05
T.4	T.4.A	735174.07	6912266.90
	T.4.B	736702.30	6912162.58
DUNAS FRONTAIS			
F.3.0	F.3.0	731066.48	6914309.73
F.3.III	F.3.III	734777.82	6911813.85
F.3.IV	F.3.IV	734042.50	6915645.10
F.4	F.4.A	Idem P.4.A	
	F.4.B	Idem P.4.B	
SUBAQUOSO			
P.2	P.2.A	732693.97	6919327.99
	P.2.B	737784.66	6913369.51
	P.2.C	728660.86	6904662.95
P.3	P.3	736485.57	6917462.53
P.4	P.4.A	737879.77	6913441.47
	P.4.B	736756.49	6913331.21

Anexo III

Impregnação de amostras indeformadas

Os procedimentos realizados nesta etapa de impregnação de amostras encontram-se ilustrados na Figura III.

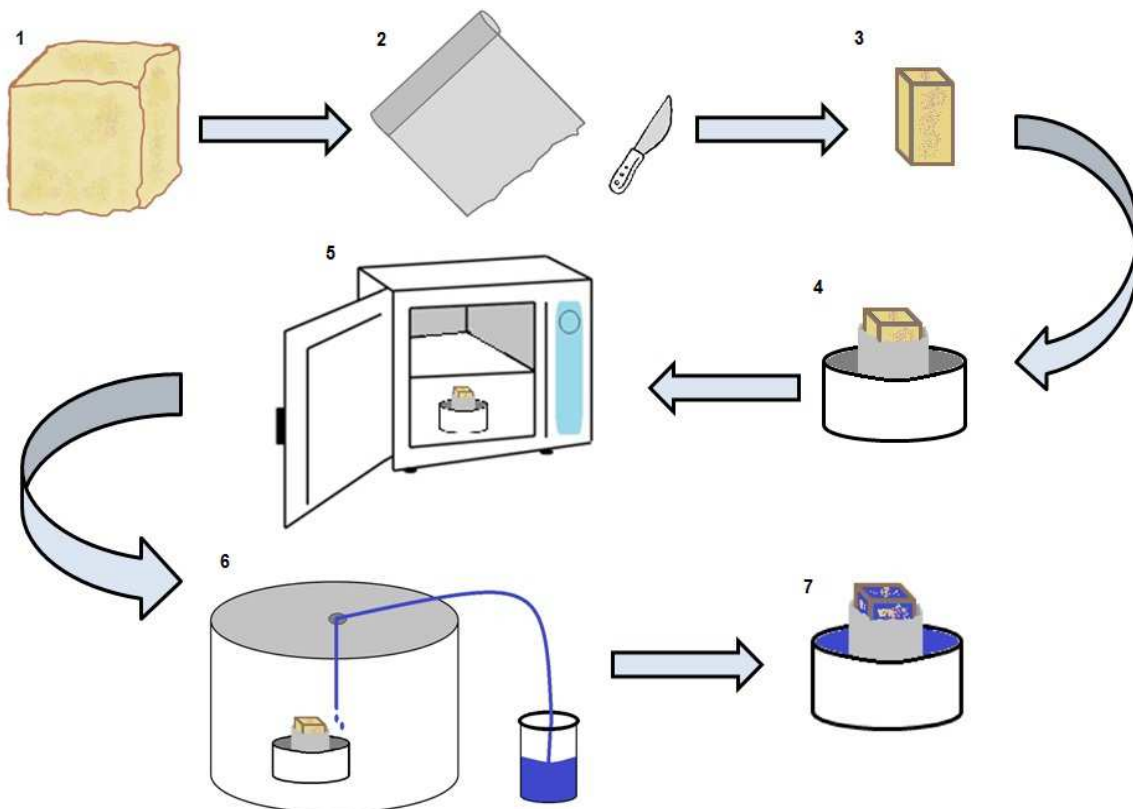


Figura III: Procedimento de impregnação de amostra indeformada. A amostra de campo foi desembalada (1) e colocada sobre o papel alumínio. Com o auxílio de uma faca (2), foi, em seguida, reduzida (3) às dimensões máximas (cerca de 16 cm³) permitidas para a alocação no porta-amostra do sistema impregnador. A alíquota foi envolta com papel alumínio (4), para evitar que se desfizesse, e colocada em recipiente (porta-amostra) cilíndrico de plástico (4). Em seguida, foi deixada na estufa a 60°C, por 24 horas, para a retirada de água dos poros e colocada no impregnador a vácuo (6), sob gotejamento de resina colorida. Finalmente, a amostra impregnada (7) ficou reservada ao ar, por aproximadamente 12 horas, para endurecimento da resina colorida.

Anexo IV

Preparação de amostras para datação LOE

As atividades de preparação, realizadas em sala escura, foram divididas em três fases: ataques químicos, separação de minerais pesados e separação de feldspato; estas fases encontram-se descritas nas Figuras IV-A, IV-B e IV-C, respectivamente.

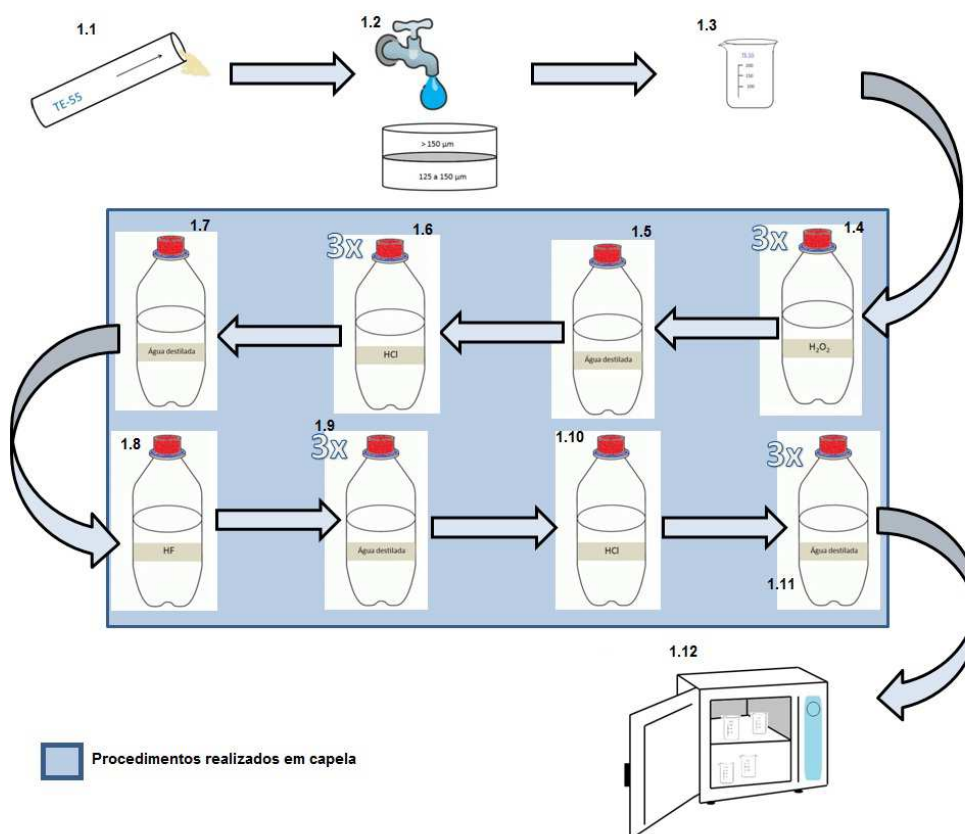


Figura IV-A: Fase 1 da pré-preparação de amostra para leitura de luminescência: ataques químicos. Etapa 1.1: Abertura do tubo de coleta na extremidade que penetrou o depósito sedimentar, seguida de descarte dos 5 cm mais externos. Etapa 1.2: Peneiramento a úmido de aproximadamente 50 g, na fração 125-150 µm. Etapa 1.3: Colocação da fração peneirada em béquer previamente identificado. Etapa 1.4: Adição de peróxido de hidrogênio (H_2O_2 29%) para eliminação da matéria orgânica. Etapa 1.5: Lavagem com água destilada, por três vezes. Etapa 1.6: Ataque químico com ácido clorídrico (HCl 3,7%), para eliminação de carbonatos. Etapa 1.7: Idem 1.5. Etapa 1.8: Ataque químico com ácido fluorídrico (HF 40%), durante 40 minutos, para corrosão da superfície das partículas de quartzo. Etapa 1.9: Idem 1.5. Etapa 1.10: Ataque químico com ácido clorídrico (HCl 3,7%) para eliminação do HF. Etapa 1.11: Idem 1.5. Etapa 1.12: Secagem em estufa. Os ácidos utilizados foram colocados em recipientes específicos para descarte.

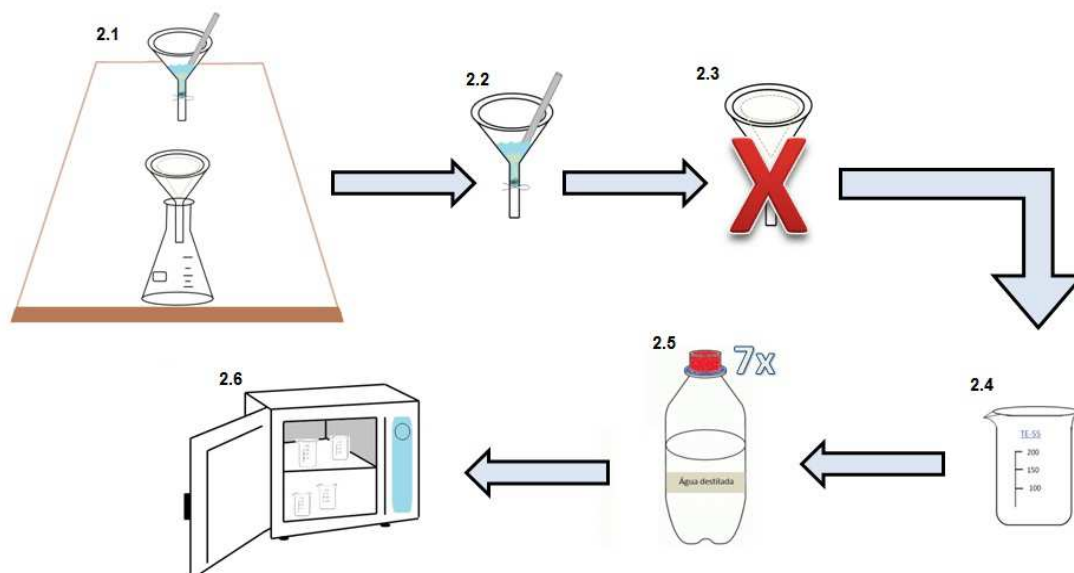


Figura IV-B: Fase 2 da pré-preparação de amostra para leitura de luminescência: separação de minerais pesados. Etapa 2.1: Coloca-se a amostra em funil contendo o líquido pesado (metatungstato de lítio, LMT) ajustado na densidade $2,8 \text{ g/cm}^3$. Agitam-se os grãos imersos no LMT com bastão de vidro, para facilitar a queda dos componentes pesados, por aproximadamente 40 minutos. Pressiona-se momentaneamente a pinça de Mohr, de modo a liberar o fluxo de LMT do funil e, com isso, recolher no papel-filtro a fração afundada, que estava concentrada no funil superior. Etapa 2.2: A fração afundada, após filtragem e lavagem, é descartada e o líquido denso, recuperado. Etapa 2.3: Novo papel filtro é colocado nos funil inferior e a pinça de Mohr retirada para liberar o fluxo da fração flutuada. Tenta-se recuperar o máximo possível do LMT puro. Etapa 2.4: A fração flutuada é retirada do papel filtro, com o auxílio de pisseta com água destilada, e colocada em béquer previamente identificado. Etapa 2.5: A amostra é submetida a sete lavagens sucessivas com água destilada e levada à estufa (Etapa 2.6).

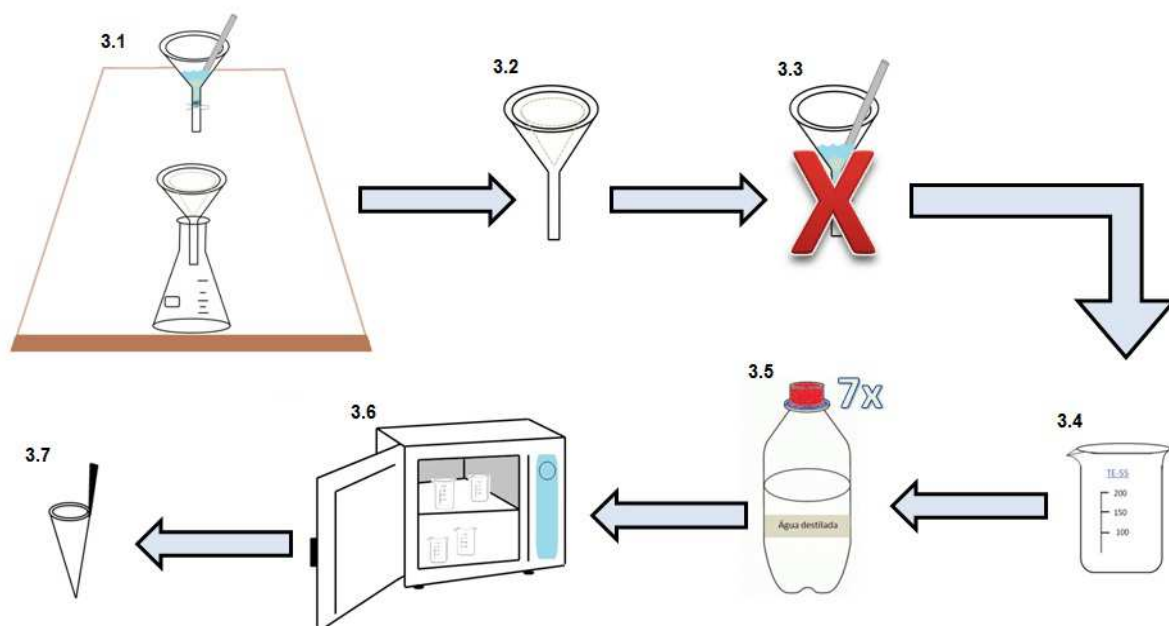


Figura IV-C: Fase 3 da pré-preparação de amostra para leitura de luminescência: separação de feldspato. Etapa 3.1: Coloca-se a amostra em funil contendo o líquido pesado (metatungstato de lítio, LMT) ajustado na densidade $2,62 \text{ g/cm}^3$. Agitam-se os grãos imersos no LMT com bastão de vidro, para facilitar a queda dos componentes pesados (quartzo), por aproximadamente 40 minutos. Pressiona-se momentaneamente a pinça de Mohr, de modo a liberar o fluxo de LMT do funil e, com isso, recolher no papel-filtro a fração afundada, que estava concentrada no funil superior. Etapa 3.2: A fração afundada, após filtragem e lavagem, é reservada e o líquido denso, recuperado. Etapa 3.3: Coloca-se novo papel filtro no funil inferior e retira-se a pinça de Mohr para liberar o fluxo da fração flutuada, a qual é descartada. Tenta-se recuperar o máximo possível do LMT puro. Etapa 3.4: A fração afundada é retirada do papel filtro, com o auxílio de pisseta com água destilada, e colocada em béquer previamente identificado. Etapa 3.5: A amostra é submetida a sete lavagens sucessivas com água destilada e levada à estufa (Etapa 3.6). Após seca, a amostra é colocada em recipiente identificado e este é envolto por papel alumínio (Etapa 3.7)

Anexo V

Preparação de amostras para espectrometria gama

As seis amostras foram submetidas à dosagem de K, Th e U no espectrômetro gama do Legal. As atividades realizadas encontram-se descritas na Figura V.

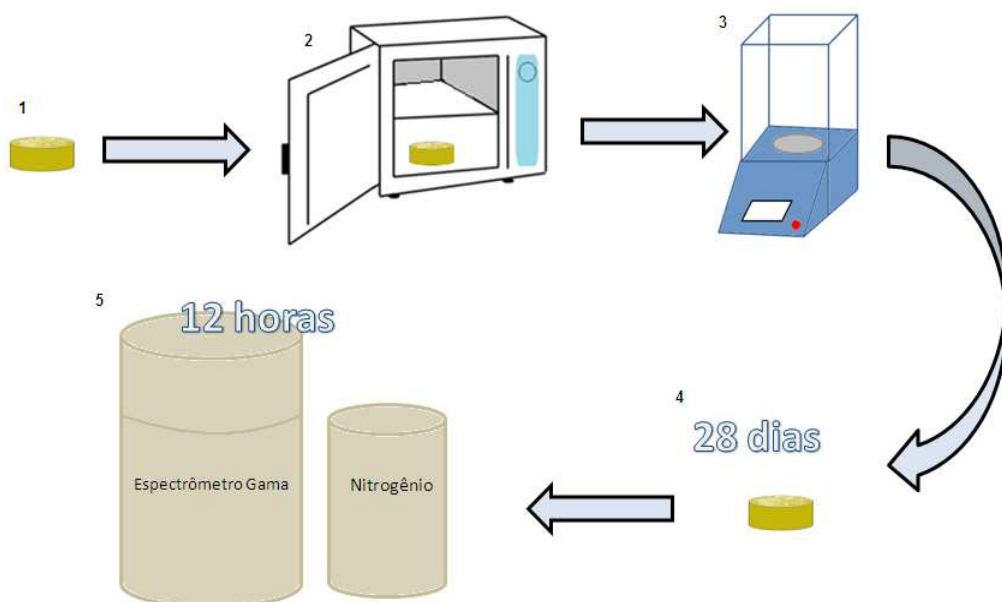


Figura V: Preparação da amostra para medição por espectrometria gama: A amostra é colocada em recipiente plástico de dimensões conhecidas (Etapa 1), levada à estufa por 24 horas (Etapa 2) e pesada em balança de precisão (Etapa 3). Em seguida (Etapa 4), permanece neste recipiente fechado por 28 dias para estabelecer o equilíbrio entre ^{222}Rn e elementos de sua cadeia de decaimento. Por fim (Etapa 5), a amostra é levada ao espectrômetro, onde permanece por 12 horas.

Anexo VI

Anexo VII

Anexo VIII

Tabela VIII: Índices Mineralógicos			
Grupo	Amostra	Índices	
		ZT	TH
DUNAS TRANSGRESSIVAS			
T.1	T.1	70	72
T.2	T.2.A	69	77
	T.2.B	67	88
	P.2.A	75	84
	P.2.E	52	86
T.3.II	T.3.II	61	60
T.3.III	T.3.III. A	66	86
	T.3.III.B	100	60
	T.3.III.C	93	75
T.3.IV	T.3.IV.A	73	74
	T.3.IV.B	34	62
T.3.V	T.3.V	78	39
T.3.VI	T.3.VI.A	28	56
	T.3.VI.B	14	66
T.3.VIII	T.3.VIII.A	85	86
	T.3.VIII.B	79	67
	T.3.VIII.C	85	82
	T.3.VIII.D	86	74
	T.3.VIII.E	84	81
T.4.B		89	76
DUNAS FRONTAIS			
F.3.0	F.3.0	82	64
F.3.III	F.3.III	100	25
F.3.IV	F.3.IV	43	62
F.4	F.4.A	70	78
	F.4.B	72	83
Média		71	80
SUBAQUOSO			
P.2	P.2.A	81	87
	P.2.B	84	74
	P.2.C	73	78
P.3	P.3	52	66
P.4	P.4.A	40	71
	P.4.B	36	61