

**Evolução sedimentar holocênica do complexo de cordões
litorâneos da Jureia, Iguape, SP**

Ana Sílvia de Figueiredo Martins

SÃO VICENTE - SP

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

INSTITUTO DE BIOCIÊNCIAS

CÂMPUS DO LITORAL PAULISTA

**Evolução sedimentar holocênica do complexo de cordões
litorâneos da Jureia, Iguape, SP**

Ana Sílvia de Figueiredo Martins

Orientadora: Milene Fornari

Dissertação apresentada ao Instituto de
Biociências, Câmpus do Litoral Paulista,
UNESP, para obtenção do título de
Mestre no Programa de Pós-Graduação
em Biodiversidade de Ambientes Costeiros.

SÃO VICENTE - SP

2019

M386e

Martins, Ana Sílvia de Figueiredo

Evolução sedimentar holocênica do complexo de cordões litorâneos da Jureia, Iguape, SP / Ana Sílvia de Figueiredo Martins. -- São Vicente, 2019

79 p. : tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Biociências, São Vicente
Orientadora: Milene Fornari

1. Progradação. 2. Dinâmica costeira. 3. Nível relativo de mar. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Biociências, São Vicente. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

Índice

Resumo	8
Abstract	10
1. INTRODUÇÃO: DELIMITAÇÃO DO PROBLEMA CIENTÍFICO	12
2. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.1 Cordão litorâneo	13
2.2 Desembocaduras.....	15
3. METAS E OBJETIVOS	16
4. ÁREA DE ESTUDO.....	17
4.1 Localização.....	17
4.2 Geomorfologia e geologia.....	19
4.3 Clima, ventos, ondas e marés.....	20
4.4 Paleoclima	21
4.5 Nível relativo do mar (NRM).....	22
5. MATERIAL E MÉTODOS	22
5.1 Sensoriamento remoto.....	22
5.2 Atividades de campo.....	23
5.2.1 Radar de penetração no solo (GPR).....	23
5.2.2 Coleta direta de dados.....	24
5.3. Atividades de laboratório.....	26
6. RESULTADOS	29
6.1 Morfologia do sistema.....	29
6.2 Idades LOE e taxas de progradação.....	35
6.3 Radarfácies.....	39
6.4 Fácies sedimentares.....	42
7. DISCUSSÃO	50
7.1 Associação de fácies	50
7.2 Dinâmica evolutiva.....	56
7.3 Dinâmica costeira e variações climáticas	60
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64
ANEXO I.....	74

Índice de Figuras

Figura 1. Localização da área de estudo na região do litoral sul paulista. A) Mapa geológico regional, modificado de IPT (1981) e Guedes <i>et al.</i> (2011a). B) Detalhe em imagem de satélite do ano de 2018 obtida através da base de dados do programa ArcGIS 10.3.	18
Figura 2. Envelope da curva do nível relativo do mar (NRM) para a costa brasileira a norte (linha contínua e quadrados) e a sul (linha pontilhada e círculos) da latitude 28, segundo Angulo <i>et al.</i> (2006).	22
Figura 3. A) Pontos de amostras coletadas ao longo da planície da Jureia representados espacialmente em imagem de satélite (2018 – Base de dados do programa ArcGIS 10.3). B) Detalhe para pontos amostrados e seções GPR, em vermelho. Códigos dos pontos e outras informações detalhadas na Tabela 1.	25
Figura 4. A) Elementos morfológicos da planície costeira da Jureia: Feixe de cordões 1 (FC1); Feixe de cordões 2 (FC2); Feixe de cordões 3 (FC3); Feixe de cordões 4 (FC4); Pontal 1 (P1); Pontal 2 (P2); Pontal 3 (P3) e Pontal 4 (P4). B) Detalhe dos feixes FC2, FC3 e FC4.....	30
Figura 5. Morfologia dos cordões do FC2, conforme observado em campo. Setas indicam presença de cristas e cavas.....	31
Figura 6. Detalhe do pontal 1 (P1) em mapa morfológico interpretado a partir de fotografia aérea de 1962.....	32
Figura 7. Detalhe do pontal 3 (P3) em mapa morfológico interpretado e fotografia aérea de 1962.	33
Figura 8. Morfologia de dunas em campo. A) Dunas vegetadas próximo à desembocadura do Suá-Mirim. B) Dunas vegetadas e erodidas no setor central da linha de costa. C) Duna frontal.	34
Figura 9. Erosão na Praia do Leste (modificado de Buchmann <i>et al.</i> 2017).	35
Figura 10. Idades LOE obtidas para os depósitos sedimentares dos elementos morfológicos cordões litorâneos e pontais recurvados.....	37
Figura 11. Gráfico de distância de regressão da linha de costa em função das idades para os feixes de cordões.	39
Figura 12. Incremento de área por ano ($103 \text{ m}^2/\text{ano}$) para os feixes de cordões.	39
Figura 13. Seção GPR 1 e delimitação das radarfácies Rf8, Rf3 e Rf2.....	41
Figura 14. Seção GPR 3 e delimitação das radarfácies Rf8, Rf3 e Rf1.....	42
Figura 15. Pontos de amostragem em afloramentos (A1, A2 e A3) na margem do rio Ribeira de Iguape e em trincheiras escavadas ao longo do P1, P2 e FC4.	43
Figura 16. Da base para o topo: Fácies de areia média com estratificação plano-paralela (AMpp) sobreposta pela fácies de areia média com estratificação cruzada (AMc), ambas	

com presença esporádica de icnofósseis reconhecidos como <i>Ophiomorpha nodosa</i> (O) atribuídos a <i>Callichirus major</i> e estruturas de escape (E). Foto: ponto A2.	45
Figura 17. Da base para o topo: fácies areia média com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AMppi) e fácies de areia fina com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AFppi). Icnofósseis reconhecidos como <i>Ophiomorpha nodosa</i> atribuída a <i>Callichirus major</i> (O) e estruturas de escape (E). Foto: ponto A1.	46
Figura 18. Fácies de areia fina com estratificação plano-paralela (AFpp). As estruturas plano-paralelas formam lâminas com concentração de minerais pesados (Mp). Foto: ponto A1.	47
Figura 19. Da base para o topo: fácies de areia fina com laminação plano-paralela (AFpp) em contato superior gradual com a fácies de areia fina com estratificação cruzada do tipo <i>swaley</i> (S) (AFs). Foto: ponto A3.	48
Figura 20. Fácies de topo: Areia fina maciça (AFm). A) Presença de raízes (R). Foto: ponto A1. B) Marcas de raízes (Mr). Foto: ponto A5.	49
Figura 21. Fotos das trincheiras cavadas nos pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8. Fácies de topo de areia fina maciça (AFm).	50
Figura 22. Correlação lateral e associação de fácies sedimentares ao longo do afloramento na margem do rio Ribeira de Iguape (Figura 3). Escala vertical em centímetros indicando o Nível Médio do Mar (NMM). Fácies sedimentares: AFm (Areia Fina Maciça), AFpp (Areia Fina com estratificação plano-paralela), AFs (Areia Fina com estratificação cruzada do tipo <i>swaley</i>), AFppi (Areia Fina com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis), AMppi (Areia Média com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis), AMc (Areia Média com estratificação cruzada) e AMpp (Areia Média com estratificação plano-paralela). Classes granulométricas: MF (Muito Fina), F (Fina) e M (Média).	51
Figura 23. Correlação lateral e associação de fácies para os pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8 na porção central da planície. Escala vertical em centímetros indicando o Nível Médio do Mar (NMM). Fácies sedimentares: AFm (Areia Fina Maciça) e AFpp (Areia Fina com estratificação plano-paralela). Classes granulométricas: MF (Muito Fina), F (Fina) e M (Média).	52
Figura 24. Relação entre estatísticas granulométricas para as amostras de praia, duna eólica frontal e cordão litorâneo. A) Diâmetro médio <i>versus</i> desvio padrão, B) Diâmetro médio <i>versus</i> assimetria.	55
Figura 25. Modelo de evolução sedimentar em planta da planície da Jureia, indicando cinco fases principais.	57

Índice de Tabelas

Tabela 1. Informações sobre as amostras coletadas ao longo da planície da Jureia.	26
Tabela 2. Concentração de tório (Th), urânio (U) e potássio (K), taxas de doses e idades obtidas pelo método de Luminescência Ópticamente Estimada (LOE) para as mostras da planície da Juréia.....	36
Tabela 3. Taxas de progradação média (m/ano) para a planície da Jureia, indicando pontos de coleta, feixes de cordões correspondentes, distância entre pontos (m) e intervalo de tempo envolvido (anos).....	38
Tabela 4. Interpretação das radarfácies identificadas para as seções GPR 1, 2 e 3.	40
Tabela 5. Caracterização das fácies sedimentares.	44
Tabela 6. Correlação entre radarfácies e fácies sedimentares e interpretação das respectivas associações.	52

Índice de Abreviações

NRM – Nível Relativo do Mar

NMM – Nível Médio do Mar

LOE – Luminescência Ópticamente Estimada

GPR – *Ground Penetrating Radar*

PIG – Pequena Idade do Gelo

SMAS – Sistema de Monções da América do Sul

FC1 – Feixe de Cordões 1

FC2 – Feixe de Cordões 2

FC3 – Feixe de Cordões 3

FC4 – Feixe de Cordões 4

P1 – Pontal 1

P2 – Pontal 2

P3 – Pontal 3

P4 – Pontal 4

ENOS - El Niño Oscilação Sul

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar à professora Milene Fornari que me incentivou a ingressar no programa de pós-graduação, e que, no decorrer dessa pesquisa, somou imensamente para meu crescimento acadêmico e profissional. Sua participação foi fundamental para a evolução do trabalho, sou imensamente grata a toda sua dedicação. Agradeço também o professor Francisco Buchmann que inicialmente me acolheu como aluna e nunca deixou de contribuir com seu conhecimento e sugestões ao longo do desenvolvimento desse trabalho.

Agradeço aos professores Paulo Giannini e Vinícius Ribau Mendes, os quais fizeram a minha banca de qualificação tão leve quanto um café da tarde entre amigos, sem deixar de lado as críticas construtivas que enriqueceram a pesquisa. Agradeço também ao professor André Sawakuchi que possibilitou a datação de amostras no LEGal IGC-USP além de fundamentais discussões para o desenvolvimento do trabalho.

Agradeço em especial aos meus chefes da HidroMares, que me possibilitaram finalizar essa etapa enquanto trabalhando. Obrigada pela compreensão e incentivo.

Agradeço aos meus queridos colegas de laboratório, Isa, Renê, Ana, Kelly, Jennifer e Mateus, que além da ajuda nos trabalhos de campo, foram ótimas companhias nas longas tardes de trabalho no laboratório. Agradeço também a meus amigos e familiares que, apesar de não estarem diretamente envolvidos, contribuíram com apoio e interesse, me aguentando em momentos de estresse e perdoando as ausências em momentos necessários. Por fim agradeço ao meu parceiro, Chico, que se mostrou a pessoa mais compreensível, paciente e companheira que eu conheço. Obrigada por toda a sua força, sua energia está em cada letra desse trabalho.

Resumo

Os cordões litorâneos da planície costeira da Jureia incluem-se entre os mais bem preservados alinhamentos de cordões do litoral sul do estado de São Paulo, porém, são pouco estudados sob os aspectos sedimentológico e estratigráfico. A meta deste estudo é reconstruir no tempo e espaço os eventos de formação dos alinhamentos de cordões litorâneos e feições associadas, inferindo possíveis controles exercidos pelo nível relativo do mar (NRM), clima e dinâmica sedimentar costeira. Através da análise de fotografias aéreas e imagens de satélite, foram reconhecidos quatro feixes de cordões litorâneos e quatro pontais recurvados. O feixe 1 é formado por cordões curvilíneos, enquanto que os feixes 2, 3 e 4 são constituídos por alinhamentos mais retilíneos e desenvolvem-se sincronicamente à formação de pontais recurvados. Estes, em planta, diferem-se por geometria côncava na forma de cordões recurvados, que mostram inversões cíclicas no padrão de transporte sedimentar por deriva litorânea, ora para NE e ora para SO. Em seção GPR observa-se que internamente, os feixes de cordões são formados por refletores com configuração sigmoide de amplitude alta a moderada, que estendem-se lateralmente por centenas de metros com mergulho suave para o mar. Esses refletores incluem fácies de areia média com estratificação cruzada acanalada sobreposta por fácies de areia média a fina com estratificação plano-paralela. Galerias de *Ophiomorpha nodosa* atribuídas ao crustáceo *Callichirus major* ocorrem ao longo dos depósitos, porém são raras em direção ao topo. Esses depósitos são interpretados como associação de fácies de antepraia superior em contato gradual com os depósitos da associação de fácies praial. No topo da seção GPR, os refletores mudam para lateralmente descontínuos, com geometria ondulada e baixa amplitude. Esses refletores compreendem fácies de areia fina a muito fina maciça com marcas de raízes. Esses depósitos guardam correspondência morfológica com cordões de dunas frontais e caracterizam associação de fácies eólica. A arquitetura sedimentar, na porção mais externa da planície, demonstra mudança no padrão deposicional, com formação de dunas eólicas em cordão de precipitação junto à linha de costa atual. A formação e desenvolvimento dos feixes dos cordões da planície costeira da Jureia registram 5 fases de evolução. A primeira teria começado antes do nível máximo holocênico através da formação de cordões litorâneos recurvados. A fase dois, com NRM em queda, em torno de 4,0 ka, corresponde ao desenvolvimento do segundo feixe de cordões de forma concomitante ao pontal 1, que cresceu ancorado ao promontório rochoso Maciço do Imperador. O sentido de crescimento do pontal indica deriva litorânea predominante para SO. A terceira fase evolutiva da planície é marcada pelo desenvolvimento do feixe de cordões 3, há 3,5 ka, também associado ao crescimento de um pontal, o qual indica, neste cenário, deriva litorânea sentido NE. A fase 4, há 3,0 ka, compreende o desenvolvimento do quarto feixe de cordões concomitante a formação do terceiro pontal recurvado. Este pontal

cresceu associado à antiga desembocadura do rio Ribeira de Iguape, a partir do qual pode-se inferir deriva litorânea sentido NE. O posterior bloqueio e migração da desembocadura para a posição atual, há aproximadamente 500 anos, caracteriza a quinta fase, combinado a formação do quarto pontal recurvado, atualmente ativo, que cresce sentido SO. Ainda durante a fase 5, cessa a progradação na forma de cordões litorâneos e dá-se o desenvolvimento dos campos de dunas eólicas. O padrão de sedimentação durante a evolução da planície da Jureia indica que a ação de ondas e deriva litorânea atuaram como os principais fatores controladores da progradação na forma de cordões litorâneos e pontais recurvados. A maior disponibilidade de sedimentos combinada à intensificação da atividade eólica, durante a Pequena Idade do Gelo, contribuiu para a formação de dunas, principalmente nos últimos 500 anos.

Palavras-chave: Progradação, dinâmica costeira, nível relativo de mar

Abstract

The strandplain in Jureia comprises the best preserved ridges in the southern São Paulo state. However, they have been poorly studied from the sedimentologic and stratigraphic aspect. This study aims to reconstruct the events of ridge alignments development of, in time and space, inferring possible controls related to relative sea level (RSL), climate and coastal sedimentary dynamics. The analysis of aerial photographs and satellite images enabled the identification of four ridge sets and four recurved spits. Ridge set 1 is composed by curved ridges in the inner portion of the coastal plain, while ridge sets 2, 3 and 4 comprise plan-parallel ridges which were developed synchronically to recurved spits. The spits are distinctive for the concave geometry, which shows cyclic inversions in the pattern of sedimentary transport through longitudinal drift currents, alternating the main direction between NE and SO. In GPR sections it can be observed that the ridges are internally formed by sigmoidal reflectors, with high to moderate amplitude, which extend for hundreds of meters with smooth seaward dip. These reflectors comprise sedimentary facies of cross stratified medium sand overlaid by plan-parallel medium and fine sand. *Ophiomorpha nodosa* burrows, attributed to the arthropod *Callichirus major*, are present throughout the layers but become rare towards the top. These deposits have been interpreted as shoreface facies association in gradual contact with the foreshore facies association. At the top of the GPR sections the reflectors change to laterally discontinuous, with wavy geometry and low amplitude. These reflectors are associated to fine and very fine massive sand facies with roots. These top deposits morphologically resemble foredune ridges and characterize the aeolian facies association. The sedimentary architecture changes towards the present shoreline, where higher dunes are observed. The formation and development of the ridges at Jureia reveal 5 main phases of coastal progradation. The first one probably started before maximum RSL during the Holocene, with the formation of curved ridges. Phase 2, with falling RSL, around 4 ky, corresponds to the development of ridge set 2 and spit 1, which grew anchored to the Maciço do Imperador rock basement. The spit's growth direction indicates a SW longitudinal drift. The third phase is marked by the development of ridge set 3, around 3.5 ky, also associated to the formation of a spit (spit 2), which indicates, in this case, a NE littoral drift. Phase 4, around 3.0 ky, characterizes the development of ridge set four and spit 3. This spit was associated to the previous Ribeira de Iguape river inlet and indicates that the NE drift was maintained during this period. The later blockage and migration of the river inlet to the current position, around 500 years ago, mark the fifth phase, together with the formation of spit 4, which currently grows towards the SW. During this last phase coastal progradation through ridge formation ceased whereas the development of aeolian dunes was favored. The sedimentary pattern during the evolution of Jureia indicates that wave action and littoral drift were the main controlling factors for coastal

progradation through the formation of ridges and recurved spits. The greater availability of sediments combined to more intense aeolian activity, during the Little Ice Age (LIA), contributed to dune development mainly during the last 500 years.

Keywords: Progradation, coastal dynamics, relative sea level

1. INTRODUÇÃO: DELIMITAÇÃO DO PROBLEMA CIENTÍFICO

A zona costeira, sujeita a constantes alterações morfodinâmicas, constitui-se em interface entre continente e oceano (Ross 1978). Mudanças morfodinâmicas ocorrem em diferentes escalas temporais e espaciais, associadas a processos continentais e marinhos, que englobam oscilações do nível do mar, ação de ondas, marés, correntes, dinâmica eólica e aporte fluvial (Carter & Woodroffe 1994; Short 1979). Alterações desses processos no tempo e espaço podem ficar registradas na forma de cordões litorâneos (Otvos 2000; Hesp 2002; Hesp *et al.* 2005; Brooke *et al.* 2008; Tamura 2012; Mauz 2013; Rossetti *et al.* 2015; Dillenburg *et al.* 2017; Tamura *et al.* 2018; Fruergaard *et al.* 2019). Dessa forma, alinhamentos de cordões constituem arquivos com informações sobre a dinâmica costeira e consequentemente registram a evolução de um determinado local (Tamura 2012).

O entendimento da evolução de planícies costeiras com formação de cordões litorâneos é de especial interesse para o gerenciamento costeiro, pois permite aprimorar os modelos de deposição sedimentar, conhecer alterações dos padrões morfológicos e assim prever possíveis impactos no futuro. Por exemplo, a identificação de mudanças nas taxas de progradação, bem como de seus fatores climáticos desencadeadores, possibilita caracterizar tipos de alterações geomorfológicas e climáticas para o futuro (Goodwin *et al.* 2006; Brooke *et al.* 2008).

A planície de Cananeia-Iguape representa a mais bem preservada planície costeira do Estado de São Paulo (Tessler & Souza 1998) na qual ocorrem alinhamentos de cordões litorâneos. Estudos recentes discutem a evolução sedimentar dos feixes de cordões litorâneos e feições eólicas associadas na barreira costeira da Ilha Comprida, com base em dados cronológicos e correlações com nível relativo do mar, variações climáticas e dinâmica costeira (Sawakuchi *et al.* 2008; Giannini *et al.* 2009; Guedes 2009; Guedes *et al.* 2011a,b). Entretanto, a planície com cordões litorâneos da Jureia (20 km de comprimento), inserida entre o Maciço do Imperador e a desembocadura de Icapara (Figura 1), é assunto ainda pouco explorado na literatura (Bentz 2004; Campos 2015), sobretudo em relação ao contexto estratigráfico e de evolução sedimentar costeira.

A sucessão de cordões litorâneos da Jureia diferencia-se entre as formações costeiras ao longo da costa brasileira por apresentar complexidade evolutiva. Constitui-se, em caso raro, de alinhamentos de cordões sugestivos de pulsos progradacionais associados a migração de desembocaduras estuarinas com formação de pontais recurvados que, rumo a linha de costa, alternam para campo de dunas inativas ou dunas frontais. Os cordões litorâneos da planície proposta para estudo (Figura 1) foram primeiramente diferenciados em fotografias aéreas por Bentz & Giannini (2003) e Bentz (2004) e descritos, pelos mesmos autores, quanto aos padrões morfológicos e atributos sedimentológicos de amostras

superficiais. Posteriormente Campos (2015) refinou a disposição das feições de subsuperfície associadas aos feixes de cordões e dunas eólicas, a partir da análise da arquitetura sedimentar em seções GPR. Enquanto Zurlo (2015) e Buchmann *et al.* (2015, 2017) discutem a formação e desenvolvimento da planície com cordões litorâneos da Praia do Leste, nos últimos 2.5 ka, a partir de análise morfológica e datações ^{14}C obtidas em baleia azul fóssil *in situ*.

Os estudos prévios são importantes na compreensão da geomorfologia e dos processos formadores dos alinhamentos de cordões, mas insuficientes para a caracterização da arquitetura sedimentar preservada em sucessões progradantes. A caracterização da sucessão vertical e das mudanças laterais de fácies envolvidas durante transição da fase transgressiva para a regressiva, no Holoceno, é considerada chave para a compreensão da origem e dos processos formadores e remodeladores da evolução sedimentar dos cordões litorâneos. É na lacuna desse conhecimento que esta pesquisa de mestrado se insere. A proposta central consiste em estabelecer o modelo de evolução sedimentar dos alinhamentos de cordões litorâneos da Jureia (Figura 1), com base em dados morfológicos, geofísicos, estratigráficos e cronológicos. Desta forma, as principais questões que emergem são: quais fatores determinam a morfologia da planície com cordões litorâneos? De que modo a variação destes fatores no tempo e no espaço controla a progradação dos cordões litorâneos e a formação de pontais recurvados? Outras questões mais específicas relacionadas são: 1. Qual é o modelo de fácies característico da progradação da planície da Jureia? 2. Quais são os processos dominantes na formação dos cordões litorâneos? 3. Qual é a relação entre cordões litorâneos, pontais recurvados e desembocaduras estuarinas na evolução costeira?

2. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

2.1 Cordão litorâneo

Cordões litorâneos (do inglês *beach ridges*), na definição mais ampla, são definidos como formas deposicionais emersas, alongadas, relacionadas a antigas linhas de costa em mar aberto ou lagunas, baías e estuários (Komar 1976). Na definição adotada por Otvos (2000), cordões são formas de relevo relíquias, semiparalelas, construídas por ondas ou ventos nas zonas de inter e supramarés. Entretanto, Hesp *et al.* (2005) propõe uma abordagem mais específica onde os cordões praias (*beach ridges*) são distintos morfológica e geneticamente de bermas (*berm ridges*) e de cordões de dunas frontais (*foredune ridges*). De acordo com os mesmos autores, cordões praias consistem em depósitos formados por ondas de tempo bom, ao passo que bermas são feições geradas por ondas de tempestades

e sobrelevação temporária; e cordões de dunas frontais correspondem a depósitos resultantes da retenção de areia eólica em meio à vegetação pioneira. Porém, quando os cordões são reconhecidos de modo indireto, via fotos aéreas e imagens de satélite, a atribuição de processo ou agente formador específico torna-se tarefa difícil (Guedes 2009). Nesses casos, cabe o uso de um termo mais abrangente. No português, o termo cordões litorâneos engloba genericamente tanto cordões dunares (*foredune* ou *dune ridges*) quanto cordões praias (*beach ridges*) e de antigas bermas (*berm ridges*). Assim, no presente estudo será aplicado o termo genérico cordões litorâneos até que o processo formativo (vento ou onda) seja inferido (Hesp *et al.* 2005; Giannini *et al.* 2009). Sucessões de cordões litorâneos são definidas como planície com cordões litorâneos (do inglês *ridge plain* ou *strandplains*), indicativa de progradação costeira (Boyd *et al.* 1992).

O desenvolvimento de cordões litorâneos individuais reflete a ação combinada de suprimento sedimentar, regime de ventos e ondas, morfodinâmica da praia, mudanças no nível relativo do mar (NRM), incluindo marés meteorológicas, e estabilidade da linha de costa (Hesp 2002; Tamura 2012; Mauz 2013). Os cordões são subsequentemente isolados dos processos ativos na linha de costa conforme ocorre progradação e preservam-se como sucessivas cristas e cavas alongadas, paralelas à linha de costa (Curry *et al.* 1964; Stapor 1975; Tamura 2012). Mudanças na posição da linha de costa dependem da relação entre aporte sedimentar (As) e espaço de acomodação (Ea), este controlado pelo nível relativo do mar (NRM) (Curry *et al.* 1964; Giannini *et al.* 2005). A variação do Ea pode ser negativa (NRM em queda), nula (NRM estável) ou positiva (NRM em ascensão) (Ribeiro 2001). Para que a linha de costa prograda é necessário que o aporte sedimentar (As) supere a criação de espaço (Ea) (Curry 1964). As taxas de aporte sedimentar são controladas por fatores regionais e locais, como aporte fluvial, dinâmica de desembocadura, ondas e correntes de deriva litorânea (Cowell & Thom 1994; Roy *et al.* 1994; Nordstrom 1994). Estes fatores controladores estão diretamente relacionados às condições oceanográficas de cada região, resultado da interação entre dinâmica costeira, fisiografia antecedente e fatores climáticos. Mudanças nos padrões de sedimentação podem registrar descontinuidades nas planícies de cordões, as quais são materializadas por truncamentos que representam alterações na orientação dos feixes de cordões.

Durante o Holoceno as variações do NRM possibilitaram a formação de extensas planícies de cordões ao redor do globo (Otvos 2000; Hesp *et al.* 2005). No hemisfério sul o desenvolvimento dos feixes de cordões litorâneos ocorreu, em maior parte, após o máximo NRM holocênico (como por exemplo: Isla 1989; Hesp *et al.* 2005; Giannini *et al.* 2009; Tanaka *et al.* 2009; Guedes *et al.* 2011b). Cordões litorâneos e seus depósitos, portanto, podem indicar forma, posição e nível do mar relativos à linha de costa pretérita (Mason 1993; Otvos 2000; Tamura 2012). Porém de acordo com Mauz *et al.* (2013) os cordões de

origem praial guardam maior correlação com a posição do NRM do que cordões eólicos, uma vez que estes não necessariamente se formam junto à linha de costa. É também por isso que nas reconstruções paleoambientais de planície com cordões litorâneos é fundamental levar em consideração detalhes dos processos formativos de cada feixe de cordões (Tamura, 2012). Ainda, conforme discutidos numa série de estudos (por exemplo: (Sawakuchi *et al.* 2008; Tanaka 2010; Reimann *et al.* 2011; Guedes *et al.* 2011b; Dorschner *et al.* 2012; Zular *et al.* 2012; Vespremanu-Stroe *et al.* 2016; Dillenburg *et al.* 2017) sucessões de cordões litorâneos guardam informações sobre a evolução climática de uma região pois a dinâmica costeira apresenta delicado equilíbrio com o clima que controla o regime de ventos, e consequentemente ondas de uma região. Sendo assim, cordões constituem ricos arquivos paleoclimáticos (Taylor & Stone 1996; Tamura 2012; Mauz *et al.* 2013).

2.2 Desembocaduras

Estuários são entidades fisiográficas costeiras altamente complexas e sensíveis, que representam a conexão entre os sistemas fluvial e marinho. Segundo Pritchard (1955) *“estuário é um corpo de água costeiro semifechado, com uma livre ligação com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental”*. A conexão entre oceano e estuário é caracterizada como desembocadura, compreendendo um canal e os corpos sedimentares associados, com destaque para deltas de maré enchente e vazante, e pontais recurvados (Hayes 1980). Desembocaduras estuarinas são altamente dinâmicas, sendo controladas por variações de maré, energia de ondas e aporte fluvial (Wright & Coleman 1978). As desembocaduras dominadas por ondas encontram-se em linhas de costa bastante retilíneas e costumam apresentar migração lateral devido à ação de correntes de deriva litorânea, com formação de pontal recurvado, enquanto que desembocaduras dominadas por maré são caracterizadas por canais orientados perpendicularmente à costa com formação de deltas de maré enchente, no sentido canal adentro, ou delta de maré vazante na porção voltada para o mar (Davis & Barnard 2003).

A presença de desembocaduras interrompe o transporte de sedimento ao longo da costa, de forma que afeta, não só o suprimento de sedimento para a linha de costa em torno da desembocadura, mas também os padrões de erosão e deposição em praias adjacentes (Fitzgerald 1988). Este cenário pode ocorrer de duas formas segundo Dominguez *et al.* (1983): pelo efeito de molhe hidráulico e pela migração da desembocadura. O efeito de molhe hidráulico ocorre quando o fluxo do estuário é intenso o suficiente a ponto de atuar como uma barreira à deriva litorânea, semelhante a um molhe. Como resultado, ocorre

acúmulo de sedimentos a barlar da desembocadura e déficit a sotamar, de forma que ocorre progradação mais acentuada a barlar. A presença de um fluxo de sedimento dominante ao longo da linha de costa, atrelada ao efeito de molhe hidráulico, pode provocar migração da desembocadura no sentido a sotamar (Dominguez *et al.* 1983). Isso resulta no crescimento de pontais no sentido da deriva litorânea longitudinal (Bird 1984; Komar 1998). O depósito de sedimento, maior a barlar do que a sotamar, força a vazão no sentido a sotamar e a região a barlar sofre acelerado processo de erosão e disponibiliza sedimento para a formação de um pontal arenoso, o qual obstrui parcialmente a desembocadura. Este mecanismo resulta em truncamentos nos cordões ao longo dos pontais (Dominguez *et al.* 1983). Dessa forma, através da presença de paleopontais preservados pode-se inferir o sentido da deriva litorânea prevalecente.

3. METAS E OBJETIVOS

Neste estudo três metas foram estabelecidas:

1. Construir um modelo de fácies sedimentares para depósitos de cordões litorâneos com base nos dados de subsuperfície (GPR, afloramentos, testemunhos e trincheiras) e discutir a partir dos dados disponíveis na literatura;
2. Explicar a origem e mecanismos dos processos formadores dos feixes de cordões litorâneos e relacionar com a taxa de progradação, esta devidamente vinculada a fatores controladores climáticos, nível relativo do mar e dinâmica costeira;
3. Reconstruir no tempo e no espaço a evolução sedimentar holocênica dos alinhamentos de cordões litorâneos e feições associadas (desembocadura estuarinas e pontais recurvados) no contexto regional de variação do NRM, das condicionantes climáticas e da dinâmica costeira.

Para alcançar as metas propostas, os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

1. Com base em análise de fotografias aéreas e imagens de satélite, refinar a distribuição dos elementos morfológicos e delimitar os alinhamentos de cordões litorâneos;
2. Deduzir a cronologia dos eventos formadores dos alinhamentos dos cordões litorâneos através de datações absolutas;
3. Analisar a arquitetura deposicional dos feixes de cordões em seções de georadar (GPR) a partir da caracterização e interpretação de radarfácies de acordo com os padrões de reflexão e da delimitação dos tipos de terminação de estratos;
4. Caracterizar a sucessão sedimentar de fácies com base na descrição e correlação de fácies sedimentares descritas em subsuperfície considerando as respectivas cronologias;

5. Elaborar o modelo de evolução sedimentar para os feixes de cordões litorâneos a partir da integração dos resultados e da discussão de seus fatores controladores (mudanças de NRM, paleoclima, dinâmica costeira e aporte sedimentar).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização

A planície com cordões litorâneos tema deste estudo localiza-se no Município de Iguape, litoral sul paulista (Figura 1). Os cordões ocorrem bem preservados, uma vez que se inserem na região do Mosaico de Áreas Protegidas do Lagamar e Estação Ecológica Jureia-Itatins (Parque Estadual do Prelado).

Os alinhamentos de cordões são limitados à NE pelo Maciço do Imperador e pelo rio Ribeira de Iguape e desembocadura de Icapara a SO. A região que separa os corpos d'água (desembocadura de Icapara e foz do rio Ribeira de Iguape) é denominada Praia do Leste (Figura 1). No sentido continente adentro os alinhamentos de cordões litorâneos estendem-se até o contato do sistema com depósitos indiferenciados e/ou rochas do embasamento cristalino da Serra do Mar.

4.2 Geomorfologia e geologia

Os primeiros estudos mostram que a evolução geomorfológica da planície de Cananéia-Iguape ocorreu pela sucessão de eventos transgressivos e regressivos do Quaternário através de mecanismos hidrodinâmicos que atuaram na linha de costa, como ondas e correntes de deriva litorânea (Petri & Suguio 1971, 1973; Suguio & Petri 1973; Barcelos 1975; Suguio & Martin 1978; Tessler 1982, 1988). Essa planície destaca-se ainda por conter a principal bacia de drenagem do litoral sul paulista, que inclui rios de alto gradiente, próximo à nascente, porém suave na foz, junto à planície (Souza *et al.* 1996). Entre eles, o rio Ribeira de Iguape é a principal fonte de material terrígeno e de água doce para o sistema estuarino-lagunar de Cananeia-Iguape (Bonetti Filho & Miranda 1997; Barcellos *et al.* 2005). A presença do aporte fluvial pode ser um dos fatores responsáveis por diferenças geomorfológicas e sedimentológicas da costa sul paulista.

Na divisão proposta por Giannini (2007) para a costa e plataforma continental brasileira, baseada na interrelação entre feições fisiográficas e estruturais emersas e submersas, a área de estudo proposta neste projeto insere-se no setor entre São Francisco do Sul (SC) e a praia de Boraceia, no município de Bertioga (SP). Este segmento apresenta orientação geral NE-SO e inclui praias de dezenas de quilômetros de extensão. A existência de estruturas com orientação transversal à Serra do Mar permitiu a incisão e erosão remontante fluvial, o que se relaciona a maior recuo da serra neste segmento. Os sistemas deposicionais são planícies de cordões e vales incisos afogados e baías estuarinas. No sentido continente destaca-se a ocorrência das escarpas cristalinas da Serra do Mar, formada por rochas ígneas e metamórficas de idade Pré-Cambriana, que se estende desde o Cabo de Santa Marta (SC) até Cabo Frio (RJ) (Tessler & Cazzoli Y Goya 2005), e atribuída a colapso gravitacional, após uma fase de soerguimento do relevo no Cretáceo superior (Almeida 1976).

Os depósitos costeiros quaternários da região da Jureia foram divididos em dois principais sistemas deposicionais: o estuarino-lagunar e o planície costeira com praias e cordões litorâneos (Bentz & Giannini 2003). O sistema estuarino-lagunar na área de estudo ocorre associado ao rio Ribeira de Iguape que compreende o maior rio do litoral paulista (bacia de 23350 km²) e, portanto, atua como a principal fonte de sedimentos terrígenos no local (Bonetti Filho & Miranda 1997; Barcellos *et al.* 2005). O sistema praia-duna frontal, ao longo da praia da Jureia, apresenta tipos preferenciais de configurações morfológicas distribuídas segundo três setores geográficos (Bentz 2004; Carvalho *et al.* 2016). O setor nordeste, próximo ao Maciço do Imperador, apresenta morfodinâmica reflexiva com face praial formada por areia grossa. Neste setor da praia a duna frontal incipiente ocorre na forma de rampa, e ancora-se em dunas estabelecidas em cordão e em terraço. Enquanto no

setor central, de morfodinâmica intermediária, a predominância é de areia média a fina na face praial, onde não ocorrem dunas frontais, mas paleodunas na forma de falésias com até 5 m de altura. No setor sul, próximo à desembocadura do rio Ribeira de Iguape, as dunas incipientes e estabelecidas ocorrem como cordões e a morfodinâmica se torna dissipativa e os sedimentos da face praial são predominantemente formados por areia fina a muito fina.

4.3 Clima, ventos, ondas e marés

O clima predominante na região, segundo a classificação climática de Köppen, é temperado subtropical (Cfa) com verões quentes (Alvares et al. 2013). De acordo com o relatório da Geobrás (1966), os dados da estação meteorológica de Iguape (IGG SP/Min. Agricultura), para uma série temporal de 1895 a 1965, indicaram médias de temperatura e pluviosidade anuais de 21,5°C e 1555 mm, respectivamente. Fevereiro é destacado como o mês mais quente (24,7°C) e julho o mais frio (18,0°C), enquanto janeiro é o mais chuvoso (214 mm) e agosto o mais seco (74 mm) (Geobrás 1966).

O litoral sul do estado de São Paulo está sob influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual coincide com o máximo alcance médio das frentes frias, em função da interação entre as massas de ar Equatorial e Tropical Atlântica, ao norte, e Polar, ao sul (Satyamurti et al. 1998; Cruz et al. 2006b). Dessa forma, a área de estudo está sob dois regimes principais de circulação atmosférica: ventos de N e NE associados à massa Tropical Atlântica, predominante no verão (Geobras 1966; Tessler 1988), e ventos de S e SE associados à massa de ar Polar, responsáveis pela entrada de frentes frias, as quais são mais intensas e frequentes durante o inverno (Geobras 1966; Tessler 1988; Nimer 1989). Os níveis de precipitação também variam conforme a origem das massas de ar. Durante o inverno e início da primavera, a precipitação na região é controlada principalmente pelo regime de circulação extratropical, devido à passagem de ciclones migratórios ao longo da costa Atlântica subtropical (Gan et al. 1991; Vera et al. 2002; Cruz et al. 2006b). Durante a estação quente (fim da primavera até início do outono), por outro lado, a precipitação é relacionada à atividade do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) (Zhou & Lau 1998; Gan et al. 2004; Cruz et al. 2006b).

Este padrão de circulação atmosférica reflete na incidência de ondas na região, de forma que são reconhecidos dois sistemas principais ao longo do ano: as ondas do quadrante N e NE estão associadas à massa de ar Tropical, enquanto as vindas de S e SE estão relacionadas à entrada de frentes frias (Tessler 1988; Nimer 1989). Esse padrão bimodal foi confirmado através da reanálise de dados de onda entre 1979 e 2000, gerada pelo modelo WAVEWATCH III (WW3). Os resultados demonstraram típica altura significativa de onda e 1,5 m e período de pico de 8 segundos ao longo do ano, porém maior altura e

períodos mais longos durante o inverno, devido à entrada de frentes frias vindas do sul (Pianca *et al.* 2010; Silva *et al.* 2016).

Os sistemas opostos de ondulação na região favorecem correntes de deriva litorânea em sentidos opostos. A deriva litorânea sentido SO é favorecida durante o verão, enquanto o sentido NE é dominante durante o inverno (Tessler 1988; Alcántara-Carrió *et al.* 2017). Entretanto, devido à maior energia das ondas geradas por frentes frias, o transporte sedimentar por correntes de deriva litorânea resultante é direcionado para NE.

A região sofre influência de um regime de micromaré predominantemente semidiurna, cujas médias correspondem a 1,2 m na sizígia a 0,25 m na quadratura, medidas na estação maregráfica de Cananeia (Mesquita & Harari 1983).

4.4 Paleoclima

Em termos paleoclimáticos gerais, para a Região Sul-Sudeste do Brasil, o trabalho de Cruz *et al.* (2006a) apresenta, com base no registro isotópico de uma estalagmite, que a intensificação do SMAS esteve relacionada, nos últimos 116 ka, a eventos de resfriamento global, em função de maiores gradientes de temperaturas entre baixas e altas latitudes especialmente entre 6 ka e o presente. Cruz *et al.* (2006b) comparou o registro de estalagmites de cavernas em Botuverá (SC) e Iporanga (SP), e identificou contribuição mais forte das monções na região mais ao norte (Iporanga, SP), enquanto ao sul (Botuverá, SC) aumenta o sinal de precipitação relacionada à passagem de frentes frias.

Com enfoque no Holoceno, Bernal *et al.* (2016) também discute tendência de intensificação no sistema de monções, resultando em maiores níveis de precipitação na região sul e sudeste do Brasil em direção ao presente, conforme inferido através do registro isotópico de oxigênio e carbono da estalagmite de Botuverá. Os autores defendem que períodos de intensificação do SMAS estiveram relacionados a eventos de resfriamento no Hemisfério Norte, o que teria sido o caso durante a Pequena Idade do Gelo (PIG) entre 1400 A.D. e 1850 A.D (619 – 169 anos atrás).

Para a planície de Cananeia-Iguape Ybert *et al.* (2003) apresentam uma reconstituição paleoambiental para os últimos 4,9 ka, demonstrando que o clima variou durante o Holoceno médio e superior entre períodos mais úmidos e secos, porém, de maneira não significativa. Guedes *et al.* (2011a), a partir da análise de minerais pesados em sedimentos da Ilha Comprida, demonstrou que o aporte sedimentar do rio Ribeira de Iguape se manteve aproximadamente constante ao longo dos últimos 6 mil anos. Por outro lado, Sawakuchi *et al.* (2008) associa a formação de *blowouts* e cordões dunares a ventos mais fortes, vinculados à maior frequência e intensidade de frentes frias após 1,9 ka, especialmente durante a PIG.

4.5 Nível relativo do mar (NRM)

Angulo *et al.* (2006), em revisão de trabalhos anteriores (Martin & Suguio 1975, 1976, 1978; Martins *et al.* 1979, 1979/1980; Suguio & Martins 1978; Suguio *et al.* 1976, 1980, 1985), contestaram a ocorrência das oscilações de alta frequência do NRM no Holoceno médio, alegando que a maior parte dos indicadores utilizados para estimar o NRM nos últimos 7000 anos eram inconsistentes. Os mesmos autores propuseram novas curvas do NRM para a costa brasileira utilizando como base datações em vermetídeos fósseis e indicaram que o NRM teve seu máximo holocênico de 2 a 3,5 m há aproximadamente 5.700 anos cal AP na costa sudeste brasileira, com suave declínio até o presente (Figura 2). Esta reinterpretação contraria a curva anteriormente aceita (Suguio *et al.* 1985) de que o NRM esteve abaixo do atual em dois momentos nos últimos 5000 anos.

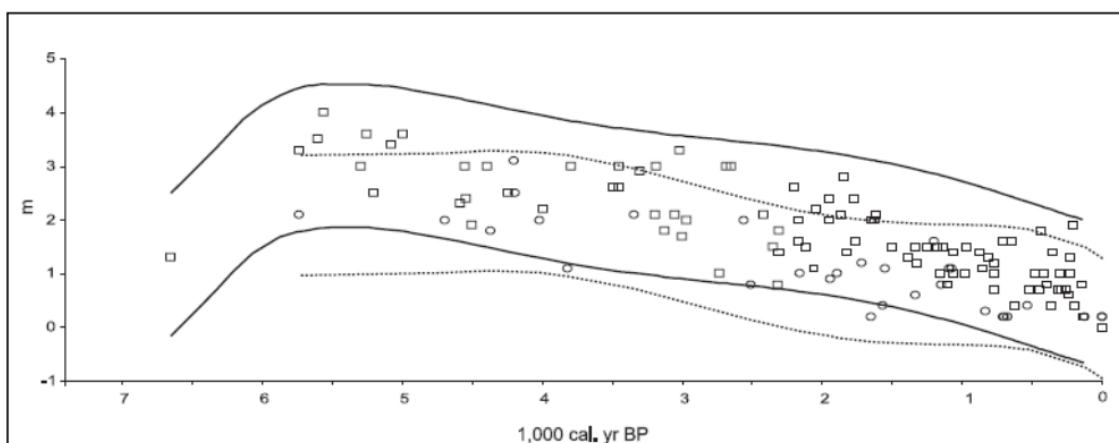


Figura 2. Envelope da curva do nível relativo do mar (NRM) para a costa brasileira a norte (linha contínua e quadrados) e a sul (linha pontilhada e círculos) da latitude 28, segundo Angulo *et al.* (2006).

5. MATERIAL E MÉTODOS

Os métodos aplicados para o cumprimento das metas gerais e dos objetivos específicos são subdivididos em sensoriamento remoto, atividades de campo e atividades de laboratório conforme descritos a seguir.

5.1 Sensoriamento remoto

A análise morfológica consiste em refinar a distribuição e geometria de feições deposicionais com base em estudos prévios (Bentz & Giannini 2003; Bentz 2004; Kawakubo 2008; Campos *et al.* 2014, 2015, 2016; Campos 2015; Zurlo 2015; Buchmann *et al.* 2015, 2017). Para tanto, foram utilizadas fotografias aéreas de 1962 cedidas pelo Laboratório de

Aerofotogeografia e Sensoriamento Remoto da Faculdade de Geografia da USP, assim como imagens de satélites adquiridas através da base de dados do ArcGIS (Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, Swisstopo, e o GIS User Community). O processamento digital e análise das fotografias aéreas e imagens de satélite foram realizados através do programa *ArcGis®* (versão 10.3), no Laboratório de Dinâmica Evolutiva (LDE IB/CLP-UNESP), coordenado pela Profa. Dra. Milene Fornari.

A delimitação dos cordões litorâneos foi feita pela identificação de feições lineares resultantes da variação da topografia (cristas e cavas), da densidade e do tipo de vegetação. Entretanto, os cordões da planície da Jureia apresentam vegetação muito densa, o que torna difícil sua identificação precisa. Os principais fatores para a diferenciação de feixes de cordões foram mudanças na orientação e forma dos cordões. Além disso, na porção mais recente da planície, próximo à linha de costa atual, a presença de pontais associados a antigas desembocaduras também se configura como importante fator característico.

5.2 Atividades de campo

Foram aplicados, e posteriormente integrados, dois métodos de atividades de campo para o estudo da caracterização do arcabouço estratigráfico: o primeiro, de prospecção indireta, por meio de levantamentos geofísicos com Radar de Penetração no Solo, ou georadar (GPR da sigla em inglês *Ground Penetrating Radar*); e o segundo, por coleta direta de dados, através de cortes naturais (afloramentos), abertura de trincheiras e vibrotestemunhagem (até 6 m).

5.2.1 Radar de penetração no solo (GPR)

O método GPR fundamenta-se na geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de radiação eletromagnética do subsolo e opera na faixa de rádio e micro-ondas que pode variar desde MHz até GHz (Neal 2004). A transmissão é realizada através de uma antena posicionada na superfície do terreno. A onda emitida se propaga até atingir um horizonte com contraste nas propriedades elétricas, o que gera a reflexão (Davis & Annan 1989). O contraste resulta da variação no conteúdo de água, em relação aos tipos de sedimentos, granulometria, porosidade e compactação (Jol & Bristow 2003). A onda refletida retorna à superfície e a radiação eletromagnética recebida é convertida em um sinal que é digitalizado e armazenado na memória de um coletor.

Neste trabalho, foram utilizadas 2 seções GPR, as quais foram adquiridas, processadas e analisadas por Campos (2015). As seções GPR foram obtidas em sentido

perpendicular (*dip*) à linha de costa, sobre os cordões litorâneos. Para a amostragem, utilizaram-se as técnicas “modo contínuo” (antenas arrastadas ininterruptamente por um veículo e/ou por um trenó conectado ao veículo) e modo “passo a passo” (antenas transportadas pelas mãos, em caminhamento). As seções GPR foram adquiridas com o equipamento SIR-3000 com antena de 270 MHz da *Geophysical Survey Systems* (GSSI), penetrando no sedimento até aproximadamente 6 m de profundidade. Os traços das seções GPR 2D e 3D foram obtidos a cada 0,05 m e o número de amostras por traço foi de 512, com limite de resolução vertical de até 10 cm.

5.2.2 Coleta direta de dados

A coleta direta de dados foi executada através de três tipos de técnicas: análise de cortes naturais, abertura de trincheiras e vibrotestemunhagem (Figura 3 e Tabela 1), tendo em vista a descrição e delimitação de fácies e a coleta de amostras sedimentológicas e geocronológicas com controle faciológico e/ou estratigráfico.

Os cortes naturais, com cerca de 4-5 m de altura, foram amostrados ao longo dos feixes de cordões a partir de três pontos, na margem do rio Ribeira de Iguape (pontos A1, A2 e A3 – Figura 3 e Tabela 1), e dois pontos na Praia do Leste (pontos A4 e A5 – Figura 3 e Tabela 1). Oito trincheiras de aproximadamente 1,0 m de comprimento por até 1,0 m de profundidade foram abertas manualmente com pá de corte, em transecto perpendicular aos alinhamentos de cordões na porção central da planície (pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8 – Figura 3 e Tabela 1). Após limpos com pá e enxada, os cortes naturais e trincheiras foram descritos quanto a sucessão sedimentar de fácies. As fácies sedimentares (Walker 1992; Miall 1997) foram descritas quanto a granulometria, textura (aparência superficial e tamanho do grão), conteúdo fossilífero (presença de bioclastos, icnofósseis, conchas ou vegetais *in situ*), cor (atribuída à presença de matéria orgânica coloidal), estruturas sedimentares e relação de contato (abrupto ou gradual). Para refinar a análise descritiva de fácies, amostras de sedimentos (cerca de 200g) foram coletadas a cada 10 cm. A amostragem para datação por LOE foi feita protegida de luz, através do uso de tubos de alumínio de 50 mm de diâmetro, fechados, cravados em porção do depósito livre de retrabalhamento por escorregamentos.

Os vibrotestemunhos (pontos L1, L2, L3 e T3 – Figura 3 e Tabela 1) foram coletados com equipamento constituído por um motovibrador de 5,5 Hp, marca *Branco*, que através de um mangote transmite sua vibração a um tubo de alumínio de 7,5 cm de diâmetro e 6 m de comprimento. A vibrotestemunhagem atingiu cerca de 3,5 m de penetração. Com o auxílio de talha (1,5 ton) e tripé o tubo foi retirado sem perda da estratificação. Os testemunhos foram então vedados com tampas de PVC e transportados para o laboratório. Em campo foram anotados dados de localização (através de um GPS marca *Garmin*, modelo *Legend*

H), compactação, orientação (através de bússola) e descrição detalhada da morfologia. Os testemunhos coletados também foram descritos quanto à sucessão sedimentar de fácies, com coleta de amostras para granulometria e datação.



Figura 3. A) Pontos de amostras coletadas ao longo da planície da Jureia representados espacialmente em imagem de satélite (2018 – Base de dados do programa ArcGIS 10.3). B) Detalhe para pontos amostrados e seções GPR, em vermelho. Códigos dos pontos e outras informações detalhadas na Tabela 1.

Tabela 1. Informações sobre as amostras coletadas ao longo da planície da Jureia.

Código do ponto		Tipo de coleta			Análises		Coordenadas UTM (m)	
Atual	Original	Afloramento	Trincheira	Testemunho	Granulometria	LOE		
A1	AF4	✓			✓	✓	256528.62	7273816.74
A2	AF1_2	✓			✓	✓	257238.98	7273900.80
A3	AF5	✓			✓	✓	257782.08	7273679.21
A4	APL1	✓			✓	✓	255158.38	7269468.56
A5	APL2	✓			✓		255451.26	7269620.90
T1	TRP1		✓		✓	✓	265779.28	7278624.48
T2	TRP2		✓		✓		265804.51	7278306.67
T3	TRP3 + T12		✓	✓	✓	✓	266212.36	7277902.84
T4	TRC4		✓		✓	✓	266350.70	7277747.78
T5	TRC5		✓		✓		266680.48	7277281.29
T6	TRC6		✓		✓	✓	266754.87	7277050.92
T7	TRC7		✓		✓	✓	266751.98	7276889.40
T8	TRD8		✓		✓	✓	266999.90	7276855.88
L1	T9 A			✓		✓	262675.71	7274023.11
L2	S14/TR1			✓		✓	263590.80	7276146.40
L3	T11 B			✓		✓	265407.44	7277255.13

5.3. Atividades de laboratório

5.3.1 Processamento e análise das seções GPR

As seções GPR adquiridas foram processadas no programa *Radan 6.0* e/ou *Reflex 7.0* através das seguintes etapas: correção do tempo zero e da variação no tempo real (*time-zero-drift*), correção da saturação do sinal com a remoção de baixas frequências (*dewow*), aplicação de ganhos para os sinais atenuados, aplicação de filtros de frequências (passa banda verticais) e aplicação de filtros espaciais (horizontais) para a remoção de ruídos sistemáticos gerados pela antena.

A análise de seções GPR e seu significado em termos de registro geológico, a partir de um conjunto de conceitos e termos da estratigrafia sísmica, foi introduzida por Leatherman (1987) e desde então desenvolvida e aplicada numa série de estudos (Gawthorpe *et al.* 1993; Bristow 1995; Van Overmeer 1998; Neal 2004). A unidade fundamental de uma seção GPR é a radarfácies a qual se define como conjunto de refletores bi ou tridimensionais cujos padrões de reflexão e suas interrelações diferem dos refletores adjacentes (Neal 2004). Na análise de radarfácies, os refletores são descritos

quanto à forma, o mergulho, as relações mútuas e a continuidade lateral. Nas seções GPR, a radarfácies associa-se aos parâmetros de fácies sedimentares, como diferenças sedimentológicas (granulometria, mineralogia e estruturas sedimentares). Assim, numa seção GPR a partir da correlação com fácies sedimentares, é possível inferir os sistemas deposicionais e seus processos formativos. No presente estudo, as radarfácies foram delimitadas e descritas de acordo com o método utilizado na radar-estratigrafia (Neal 2004).

5.3.2 Análise dos testemunhos

Os três testemunhos foram abertos com serra circular elétrica (marca *Makita*, modelo *4100NH3Z*) ao longo do meridiano longitudinal, sob luz infravermelha, no Laboratório de Dinâmica Evolutiva. Uma das partes foi acondicionada para arquivo e outra destinada ao registro fotográfico, descrição de fácies (subitem 5.1.2) e coleta de amostras de sedimentos para a realização de análises granulométricas e datação por LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada).

5.3.3 Granulometria

A principal finalidade da análise granulométrica neste estudo é refinar a distinção de fácies reconhecidas em cortes naturais, trincheiras e testemunhos. Análises granulométricas foram realizadas em equipamento de difração de laser *Malvern Mastersizer 2000*, com sistema de dispersão hídrica *Hydro*, do Laboratório de Sedimentologia (LabSed IGC-USP) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, mediante colaboração com o Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini.

Foram analisadas ao todo 114 amostras, das quais 106 foram coletadas em afloramentos e 8 em trincheiras. A partir dos resultados de distribuição granulométrica (com exclusão dos pelíticos) em intervalos de $0,125 \phi$, foram calculadas quatro medidas estatísticas descritivas clássicas (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose), pelo método analítico dos momentos de Pearson. Os resultados de diâmetro médio foram utilizados para classificar as amostras nominalmente segundo a escala de Wentworth (1922).

Os dados granulométricos coletados ao longo da planície encontram-se graficamente apresentados no ANEXO I.

5.3.4 Datações

As idades dos depósitos foram obtidas a partir de 21 datações absolutas por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) (Tabela 2). Na datação LOE, doses equivalentes foram obtidas segundo o protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative dose*),

aplicado a grãos de quartzo na fração areia muito fina a fina (Murray & Wintle 2000; Wintle & Murray 2006). A separação e preparação dos grãos com esta finalidade foi feita no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LEGAl-IGC-USP), sob coordenação do Prof. Dr. André O. Sawakuchi.

De acordo com o método descrito por Murray & Wintle (2000) e Rhodes (2011), o princípio da datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE) baseia-se na exposição dos grãos de quartzo à radiação solar ao longo do tempo. Os sedimentos estão sujeitos à exposição de radiação ambiental devido aos radionuclídeos das séries de tório (^{232}Th), urânio (^{235}U , ^{238}U) e potássio-40 (^{40}K), e devido à radiação cósmica. O sinal LOE é fotossensível, portanto, enquanto os sedimentos estão expostos à luz do sol, este sinal é fotoesvaziado e não há acúmulo de dose de radiação. Quando soterrado, o sedimento fica protegido da exposição ao sol e a radiação ionizante ambiental começa a acumular-se em vazios de bandas de valência, associados a defeitos cristalinos. A acumulação de cargas no cristal ocorre em velocidade proporcional à taxa na qual a energia ionizada é por ele absorvida. Essa radiação ionizada deriva-se principalmente do decaimento radioativo do ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U , ^{40}K e, em menor parte, da radiação cósmica. Sendo conhecida a meia-vida dos elementos, a taxa de dose pode ser determinada a partir da concentração destes elementos na amostra. A determinação de idade da sedimentação, via luminescência, requer a estimativa de duas quantidades: a dose equivalente de radiação acumulada desde o soterramento, em Grays ($1\text{Gy} = 1\text{ J/kg}$), e a taxa anual de dose de radiação natural, em Gy/ano (Equação 1).

$$\text{Idade (anos)} = \text{Dose equivalente (Gy)} / \text{taxa de dose (Gy anos}^{-1}\text{)} \quad (1)$$

A medida da dose acumulada equivalente é feita no sistema de dosimetria de radiação por luminescência Risoe, através dos seguintes passos:

- Peneiramento para separar a fração de 180 μm a 250 μm ;
- Ataque com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) para eliminação de matéria orgânica;
- Ataque com solução de ácido clorídrico (HCl) 10% para eliminação de carbonatos;
- Separação de minerais pesados em solução de LMT (*Lithium Metatungstate*) com densidade de 2.85 g/cm³;
- Separação de feldspato em solução de LMT com densidade de 2.62 g/cm³;
- Ataque com ácido fluorídrico (HF) 38% por 40 minutos para eliminação de feldspato remanescentes e da camada externa de grãos de quartzo;

- Teste com estimulação por luz infravermelha (IR) para verificação de eventual contaminação por feldspato (Aitken, 1998).

A outra quantidade necessária para a datação é a da dose anual adquirida em espectrômetro de raios gama, pelos seguintes procedimentos:

- Secagem em estufa por 24 horas;
- Pesagem em balança de precisão;
- Descanso da amostra para aquisição do equilíbrio entre ^{222}Rn e elementos de sua cadeia de decaimento, em recipiente plástico, de dimensões conhecidas, fechado por 30 dias;
- Medição da radiação gama no espectrômetro, durante 24 horas.

A fração de radiação devida ao efeito cósmico depende da posição geográfica do local de coleta da amostra e é calculada como proposto por Prescott & Stephan (1982).

As idades obtidas para amostras de superfície foram posteriormente utilizadas para o cálculo das taxas de progradação dos feixes de cordões litorâneos, representadas pela distância de regressão da costa (m/ano) e incremento de área ($10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$) ao longo do tempo.

6. RESULTADOS

6.1 Morfologia do sistema

A análise de fotografias aéreas (1962) e imagem de satélite (2018 da base de dados do programa ArcGIS), combinadas aos trabalhos de campo e revisão bibliográfica (Bentz & Giannini 2003; Bentz 2004; Kawakubo 2008; Rodrigues *et al.* 2011; Campos *et al.* 2014, 2015, 2016; Campos 2015; Zurlo 2015; Buchmann *et al.* 2015, 2017; Carvalho *et al.* 2016; Magalhães *et al.* 2017, 2018), permitiram diferenciar quatro feixes de cordões litorâneos associados a quatro pontais recurvados (Figura 4).

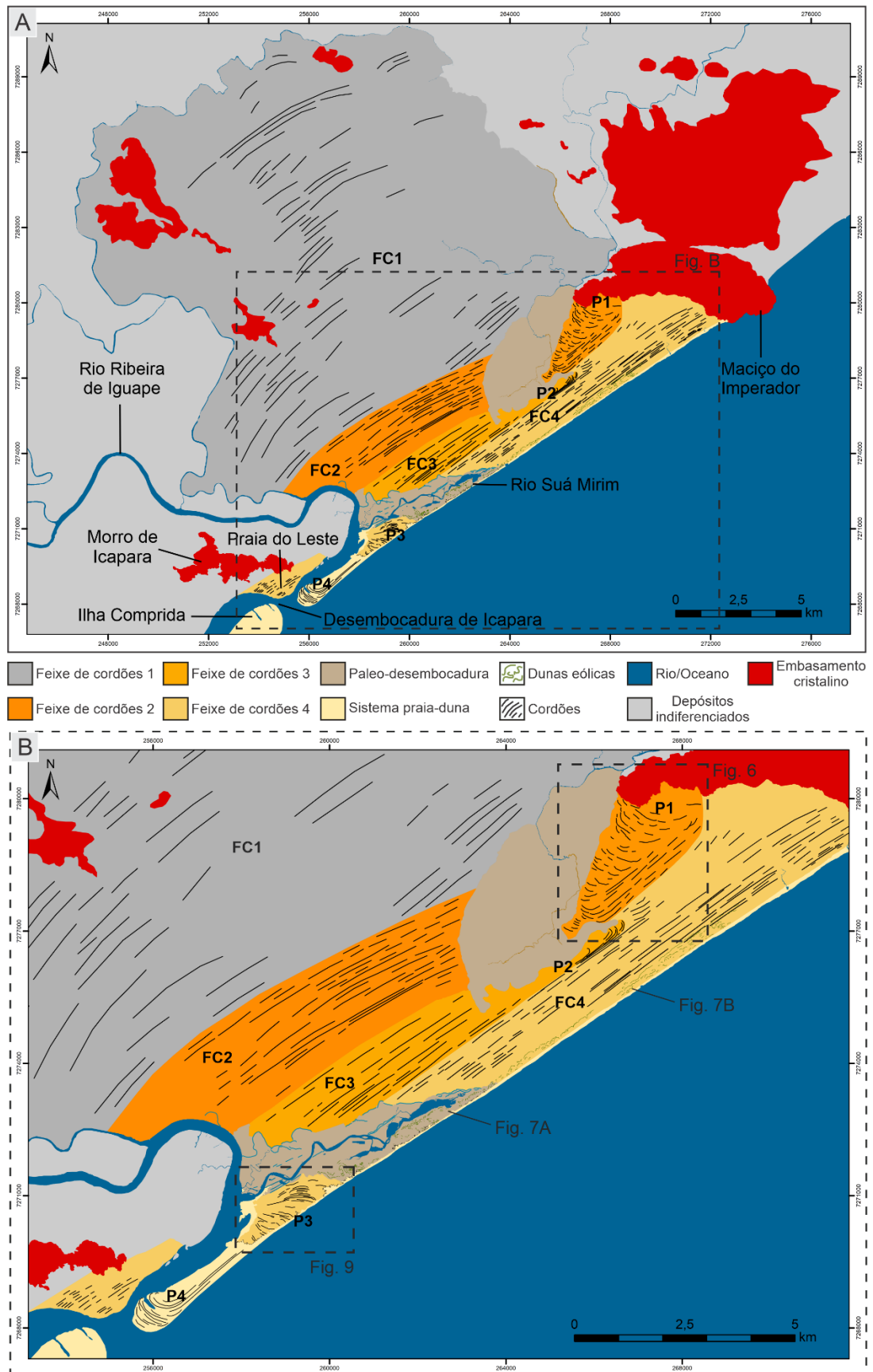


Figura 4. A) Elementos morfológicos da planície costeira da Jureia: Feixe de cordões 1 (FC1); Feixe de cordões 2 (FC2); Feixe de cordões 3 (FC3); Feixe de cordões 4 (FC4); Pontal 1 (P1); Pontal 2 (P2); Pontal 3 (P3) e Pontal 4 (P4). B) Detalhe dos feixes FC2, FC3 e FC4.

O primeiro feixe de cordões ocorre no interior da planície, continente adentro, e ancora-se em depósitos indiferenciados, provavelmente de idade pleistocênica, e/ou no embasamento cristalino (FC1 – Figura 4). Em planta, os cordões do FC1 limitam-se lateralmente por canais fluviais e caracterizam-se por forma curvilínea com orientação geral SO-NE, o que confere geometria externa côncava em relação a atual linha de costa. A densa cobertura vegetal sobre os cordões dificulta o mapeamento das feições quanto à continuidade lateral.

O feixe de cordões 2 (FC2 – Figura 4), também com orientação geral SO-NE, compreende cordões côncavos a retilíneos com menor espaçamento entre si (~50 m). Em campo as cristas ocorrem como feições estreitas, lateralmente descontínuas e vegetadas (Figura 5). Rumo SO o FC2 é interrompido pelo canal fluvial ativo do rio Ribeira de Iguape. Porém, no limite NE, os cordões do FC2 ocorrem parcialmente erodidos por uma desembocadura estuarina, que em planta corresponde a um terreno sem cordões litorâneos, de baixa elevação (<1m) e permanentemente alagado. Nessa área é possível observar estreito canal fluvial (20 – 30m) e um pontal recurvado para NE, o pontal 1 (P1 – Figura 6). Em planta, o P1 compreende alinhamentos recurvados de cristas e cavas, com forma de arco convexo para SO, similar a um gancho. Esses cordões ancoram-se no embasamento cristalino (Maciço do Imperador) para NE e crescem rumo SO, onde o pontal fica mais estreito e com morfologia afunilada.



Figura 5. Morfologia dos cordões do FC2, conforme observado em campo. Setas indicam presença de cristas e cavas.

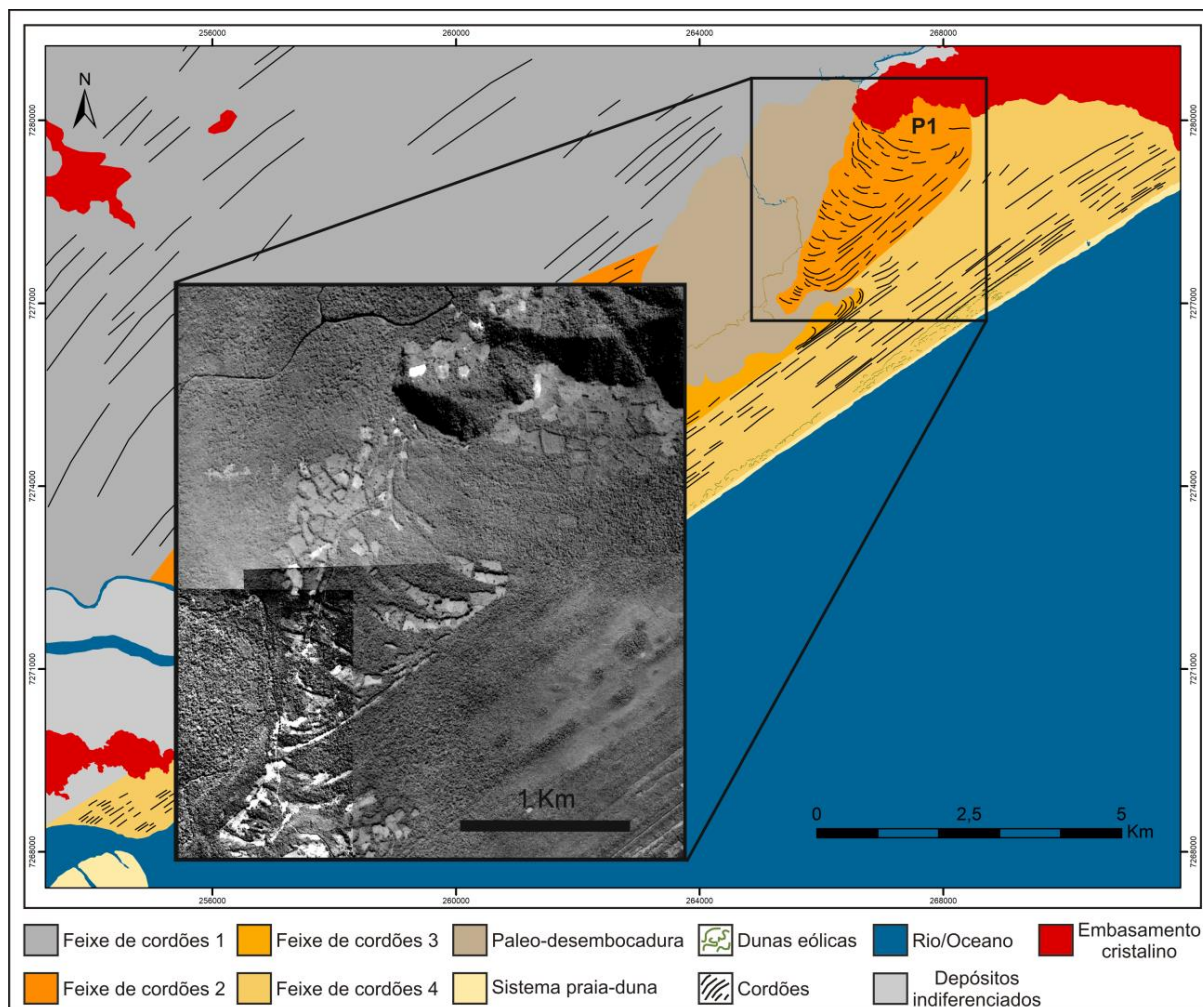


Figura 6. Detalhe do pontal 1 (P1) em mapa morfológico interpretado a partir de fotografia aérea de 1962.

O terceiro feixe de cordões (FC3 – Figura 4) difere pela mudança na geometria em planta dos cordões litorâneos, uma vez que os alinhamentos se tornam mais plano-paralelos que os cordões dos feixes anteriores. Ancorado ao FC3, na extremidade NE, observa-se a formação do pontal 2 (P2 – Figura 4). O FC3 ocorre truncado pela antiga desembocadura, a NE, e pelo canal do rio Suá Mirim (Figura 4), a SO. Este canal estende-se oblíquo à linha de costa (sentido NEE) e encontra-se atualmente fechado por uma barreira.

O feixe de cordões 4 (FC4 – Figura 4) é o mais recente da planície, estendendo-se até a linha de costa atual. Em planta os cordões são retilíneos, com orientação geral SO-NE. Estes tornam-se oblíquos e podem ocorrer truncados entre si, ainda que suavemente, conforme se aproximam do Maciço do Imperador, a NE. A oeste do rio Ribeira de Iguape, na Praia do Leste, também são observados, em planta, cordões litorâneos paralelos entre si, com cristas e cavas vegetadas e espaçadas por dezenas de metros (Figura 4). Esses cordões foram agrupados ao FC4, pois guardam correspondência em relação à forma em

planta e sua posição mais próxima à linha de costa, sugerindo, portanto, que a progradação ocorreu de forma concomitante ao longo da planície.

A formação do FC4 deu-se concomitante ao meandramento e avanço em direção à linha de costa do rio Ribeira de Iguape. É possível observar, atualmente, que este feixe encontra-se erodido pelo canal do rio Suá Mirim e pela desembocadura ativa do rio Ribeira de Iguape. Junto ao canal do rio Suá Mirim, a SO, observa-se a formação de um pontal, o pontal 3, caracterizado por cordões recurvados para NE que, similar aos demais pontais, ocorrem oblíquos a linha de costa (P3 – Figura 7). Na terminação SO do P3, os cordões ocorrem com convexidade invertida, para SO, a partir de onde é identificado o pontal 4 (P4 – Figura 4), atualmente ativo. O P4 caracteriza-se por contínua migração lateral, sentido SO, decorrente do transporte e acúmulo de sedimentos pela deriva litorânea (Magalhães *et al.* 2017, 2018; Alcántara-Carrió *et al.* 2018).

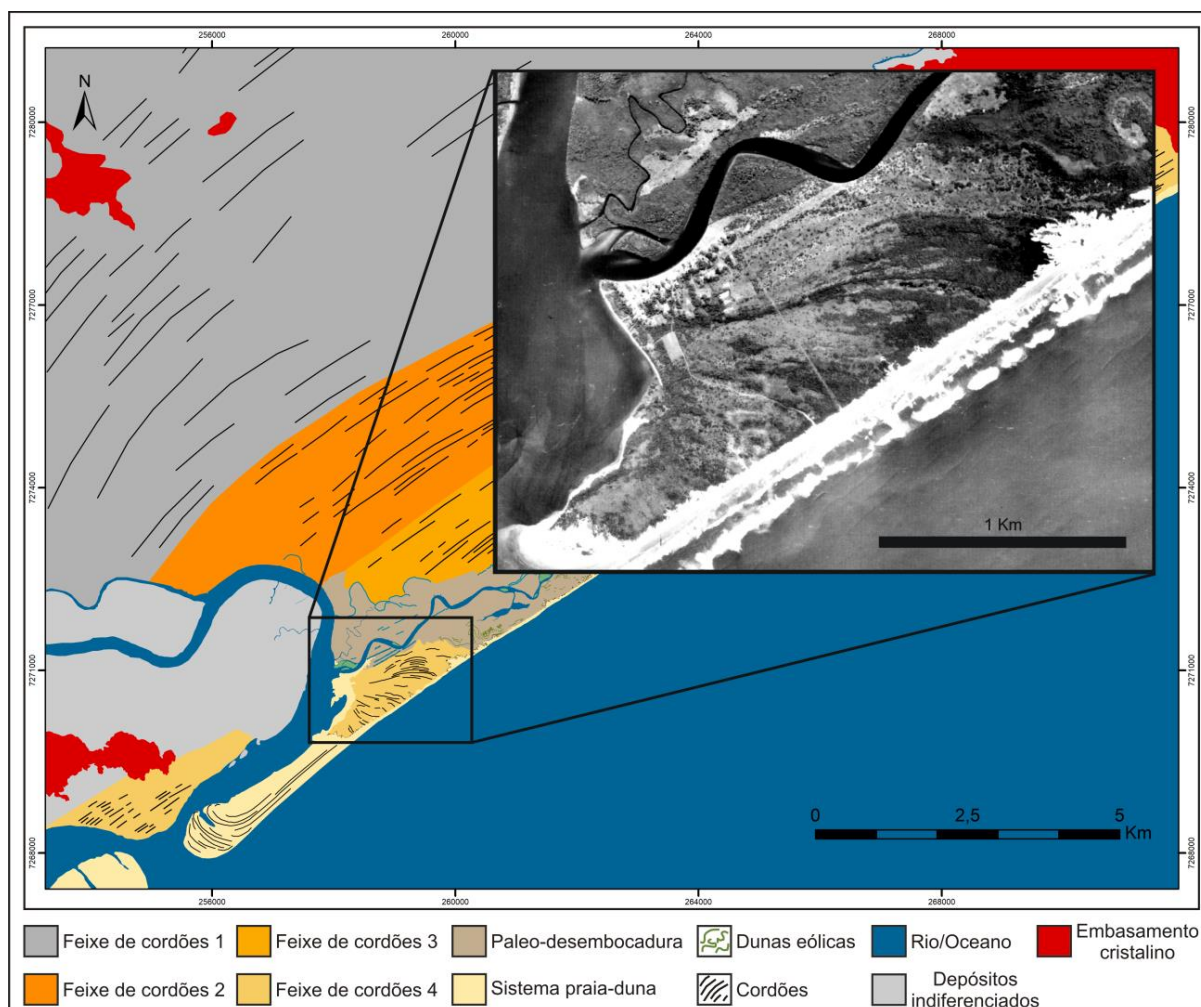


Figura 7. Detalhe do pontal 3 (P3) em mapa morfológico interpretado e fotografia aérea de 1962.

Rumo à linha de costa, os cordões litorâneos do FC4 alternam para dunas eólicas (Figura 4), as quais ocorrem tanto na forma de cordão de precipitação, densamente

vegetados e com até 7 metros de altura (Figura 8A e B), como com morfologia de duna frontal (Figura 8C). Os cordões de precipitação avançam no sentido continente adentro por cerca de 200 metros e estão restritos à porção central da linha de costa, onde estendem-se lateralmente por centenas de metros e podem ocorrer erodidos (Figura 8B). Enquanto que as dunas frontais ocorrem na forma de cordões estabelecidos e incipientes com até 1,5m de altura (Figura 8C). Todavia, a formação de dunas não é identificada na Praia do Leste, devido ao fato de que grande parte dessa região foi recentemente erodida (Figura 9).

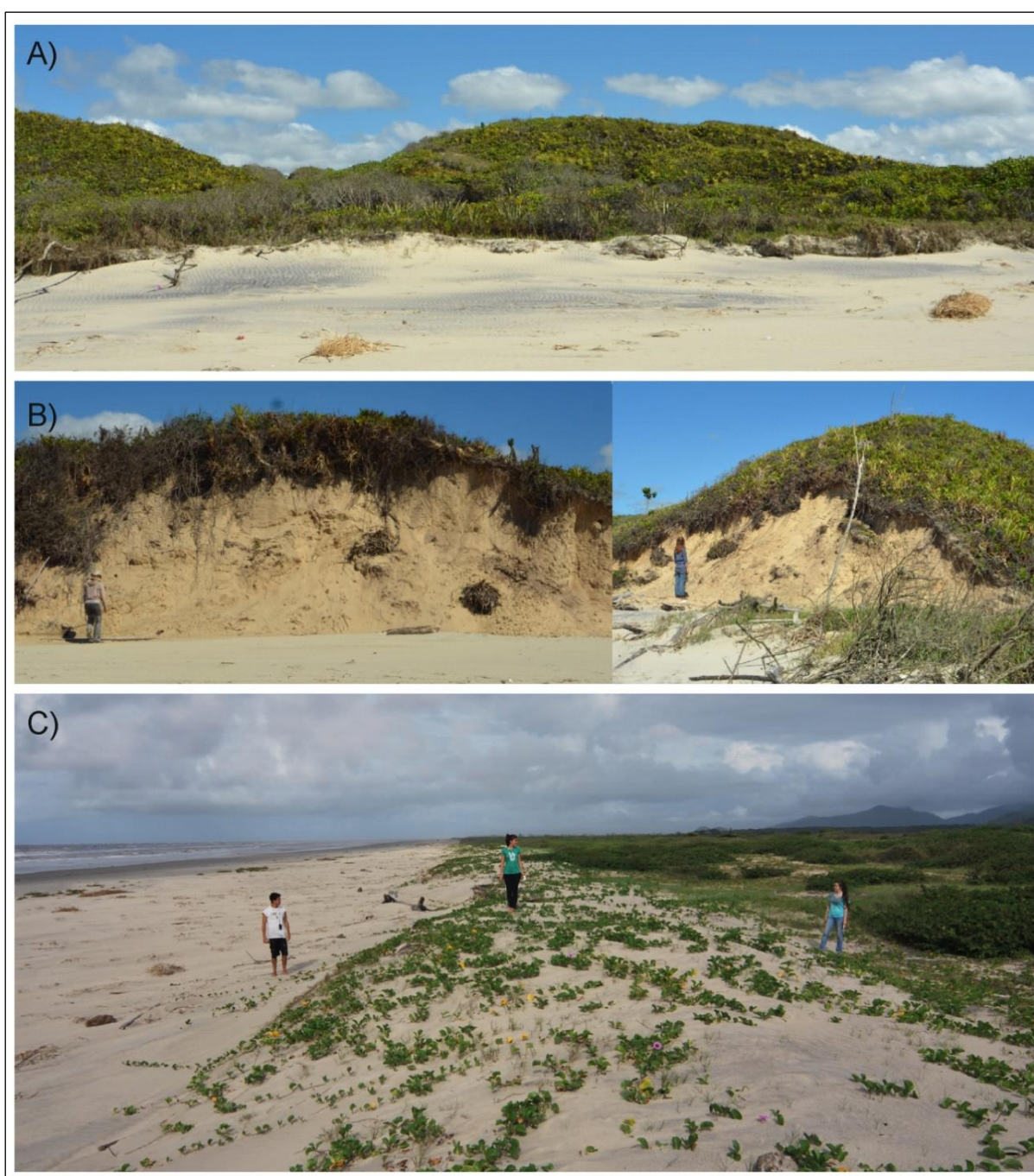


Figura 8. Morfologia de dunas em campo. A) Dunas vegetadas próximo à desembocadura do Suá-Mirim. B) Dunas vegetadas e erodidas no setor central da linha de costa. C) Duna frontal.



Figura 9. Erosão na Praia do Leste (modificado de Buchmann et al. 2017).

6.2 Idades LOE e taxas de progradação

A partir dos métodos de datação LOE, foram obtidas 21 idades para os feixes de cordões. As idades e os dados utilizados para o seu cálculo são apresentados na Tabela 2. Todas as idades encontram-se expressas em anos antes do presente e considera a data de análise e obtenção das idades como janeiro de 2018.

Tabela 2. Concentração de tório (Th), urânio (U) e potássio (K), taxas de doses e idades obtidas pelo método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) para as mostras da planície da Juréia.

Ponto	Código original da amostra	Prof. (cm)	Idade (anos)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Taxa de dose cósmica (mGy/a)	Taxa de dose total (mGy/a)	Dose total (Gy)
A1	AF4 LOE5	60	3875 ± 296	5,218 ± 0,186	1,106 ± 0,044	0,176 ± 0,009	0,1823 ± 0,0201	0,949 ± 0,065	3,68 ± 0,12
A1	AF4 LOE4	140	4463 ± 303	2,991 ± 0,121	0,650 ± 0,029	0,142 ± 0,007	0,1641 ± 0,0133	0,641 ± 0,041	2,86 ± 0,07
A1	AF4 LOE3	220	3385 ± 236	2,528 ± 0,110	0,578 ± 0,027	0,292 ± 0,013	0,1481 ± 0,0113	0,715 ± 0,058	2,42 ± 0,04
A1	AF4 LOE2	310	3716 ± 315	1,381 ± 0,074	0,378 ± 0,021	0,961 ± 0,041	0,1323 ± 0,0098	1,181 ± 0,093	4,39 ± 0,13
A1	AF4 LOE1	380	4804 ± 390	1,006 ± 0,062	0,306 ± 0,0019	0,620 ± 0,027	0,1215 ± 0,009	0,811 ± 0,061	3,89 ± 0,12
A2	LOE6	155	3457 ± 297	1,040 ± 0,0	0,281 ± 0,0	1,383 ± 0,060	0,1547 ± 0,0087	1,537 ± 0,12	5,31 ± 0,12
A2	LOE5	210	4672 ± 391	1,587 ± 0,0	0,384 ± 0,0	0,746 ± 0,033	0,1597 ± 0,008	1,021 ± 0,076	4,77 ± 0,18
A2	LOE4	300	3726 ± 254	3,621 ± 0,0	0,744 ± 0,0	0,319 ± 0,016	0,1629 ± 0,0081	0,846 ± 0,055	3,15 ± 0,07
A3	AF5 LOE3	76	2944 ± 212	9,424 ± 0,305	1,746 ± 0,065	0,345 ± 0,016	0,1785 ± 0,0175	1,488 ± 0,104	4,38 ± 0,07
A3	AF5 LOE2	140	2528 ± 180	5,425 ± 0,196	1,188 ± 0,047	0,252 ± 0,012	0,1641 ± 0,0133	1,026 ± 0,071	2,59 ± 0,05
A3	AF5 LOE1	210	2484 ± 202	5,455 ± 0,195	1,0 ± 0,041	0,577 ± 0,025	0,15 ± 0,0115	1,275 ± 0,093	3,17 ± 0,11
A5	APL1B	35	737 ± 64	0,776 ± 0,053	0,23 ± 0,017	0,499 ± 0,022	0,1886 ± 0,0302	0,777 ± 0,063	0,57 ± 0,02
A5	APL1A	80	693 ± 56	1,228 ± 0,068	0,358 ± 0,020	0,419 ± 0,019	0,1777 ± 0,017	0,755 ± 0,055	0,52 ± 0,02
T1	TRP1	60	3478 ± 237	0,799 ± 0,051	0,197 ± 0,015	0,527 ± 0,023	0,1824 ± 0,0202	0,680 ± 0,044	2,37 ± 0,05
T3	T12 A	90	2748 ± 167	1,751 ± 0,081	0,395 ± 0,021	0,27 ± 0,012	0,1754 ± 0,016	0,565 ± 0,033	1,55 ± 0,03
T3	T12 D	220	2854 ± 195	1,418 ± 0,071	0,321 ± 0,018	0,752 ± 0,032	0,1483 ± 0,0113	0,868 ± 0,056	2,48 ± 0,06
T4	TRC4	40	3077 ± 232	0,909 ± 0,053	0,28 ± 0,017	0,201 ± 0,01	0,1875 ± 0,0271	0,459 ± 0,034	1,41 ± 0,02
T6	TRC6	50	2534 ± 187	0,604 ± 0,043	0,220 ± 0,015	0,251 ± 0,012	0,1849 ± 0,0228	0,514 ± 0,037	1,3 ± 0,02
T7	TRC7	70	2019 ± 140	1,753 ± 0,081	0,374 ± 0,02	0,214 ± 0,01	0,18 ± 0,0183	0,59 ± 0,04	1,19 ± 0,02
T8	TRD8	20	63 ± 8	1,727 ± 0,08	0,392 ± 0,02	0,190 ± 0,009	0,1923 ± 0,05	0,582 ± 0,06	0,04 ± 0,003
L1	T9 A	20	399 ± 81	1,356 ± 0,067	0,360 ± 0,019	0,210 ± 0,01	0,1923 ± 0,0971	0,507 ± 0,1	0,20 ± 0,01
L1	T9 C	150	421 ± 34	1,294 ± 0,066	0,266 ± 0,017	0,902 ± 0,038	0,1620 ± 0,016	0,992 ± 0,066	0,42 ± 0,02
L2	S14 I1 (TR1)	35	3362 ± 282	0,752 ± 0,050	0,267 ± 0,017	0,184 ± 0,009	0,1886 ± 0,0302	0,438 ± 0,036	1,47 ± 0,03
L3	T11 B	175	3399 ± 224	0,718 ± 0,046	0,254 ± 0,015	0,394 ± 0,017	0,157 ± 0,0145	0,563 ± 0,035	1,91 ± 0,04

As amostras de superfície foram utilizadas para reconstrução cronológica da planície (Figura 10), assim como para apresentação das taxas de progradação dos feixes de cordões (Tabela 3). As variações das taxas de progradação ao longo do tempo foram representadas através do gráfico de idade (anos) por distância (m) perpendicular aos feixes de cordões (Figura 11) e por incremento de área ($10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$) (Figura 12).

O FC2 formou-se entre 3875 ± 298 e 2944 ± 212 , com taxa de progradação de 0,98 m/ano e $6,78 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$. Todavia a idade de 2944 ± 212 anos no ponto A3 (FC2), não condiz com as idades obtidas para os demais feixes de cordões e por isso foi desconsiderada para o cálculo das taxas de progradação. O desenvolvimento do P1 ocorreu de forma concomitante ao FC2, uma vez que a fase final de crescimento foi datada em 3478 ± 237 anos.

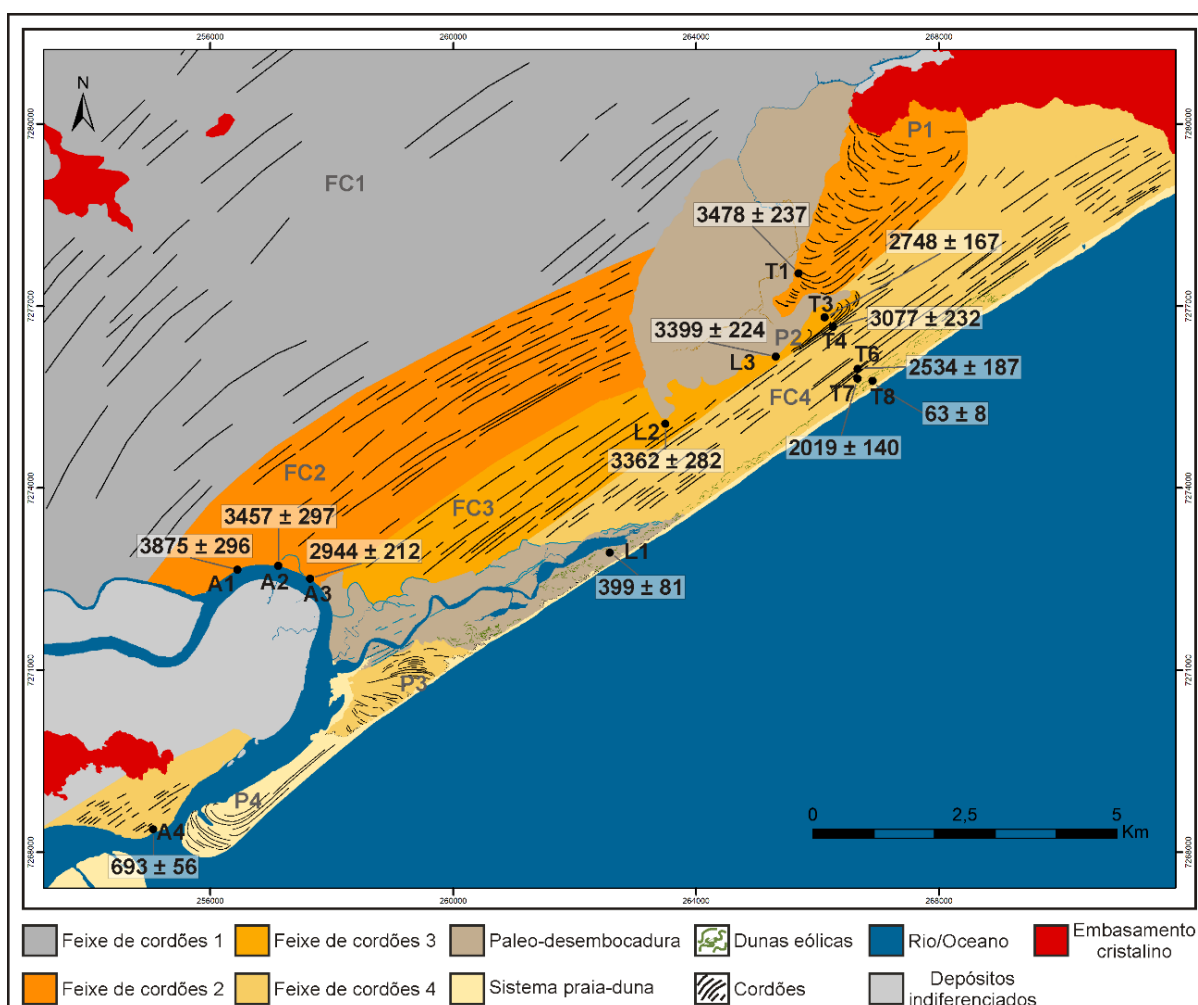


Figura 10. Idades LOE obtidas para os depósitos sedimentares dos elementos morfológicos cordões litorâneos e pontais recurvados.

As taxas de progradação para o FC3 variam entre 12,32 e 0,84 m/ano com incremento de área de 98,54 e $4,90 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$, respectivamente. A fase final de

crescimento deste feixe apresenta idades entre 3399 ± 224 e 2748 ± 167 anos, as quais correspondem à formação do P2.

Para o FC4 as idades variam entre 3077 ± 232 anos e 2019 ± 140 , conforme idade mínima obtida para último cordão do feixe FC4. Desta forma, as taxas de progradação variaram entre 1,47 m/ano e $19,33 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$, na fase inicial de formação, e 0,33 m/ano e $3,38 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$, na fase final. A idade para o FC4 na Praia do Leste corresponde a 693 ± 56 anos.

As dunas eólicas em cordão de precipitação foram datadas em 399 ± 81 anos junto ao canal do rio Suá Mirim (L1 – Figura 10) e em 63 ± 8 anos na porção central da planície (T8 – Figura 10). A formação de dunas coincide com a menor taxa de progradação da planície, de apenas 0,07 m/ano e $0,86 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$.

Tabela 3. Taxas de progradação média (m/ano) para a planície da Jureia, indicando pontos de coleta, feixes de cordões correspondentes, distância entre pontos (m) e intervalo de tempo envolvido (anos).

Feixe de Cordões	Ponto	Distância (m)	Intervalo de tempo (anos)	Taxa de progradação (m/ano)	Incremento de área ($10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$)
FC2	A1 - A2	410	3875 ± 296 a 3457 ± 297	0,98	6,78
FC2/FC3	A2 - L2	1170	3457 ± 297 a 3362 ± 282	12,32	98,54
FC3	L2 - T4	240	3362 ± 282 a 3077 ± 232	0,84	4,90
FC4	T4 - T6	800	3077 ± 232 a 2534 ± 187	1,47	19,33
FC4	T6 - T7	170	2534 ± 187 a 2019 ± 140	0,33	3,38
FC4	T7 - T8	130	2019 ± 140 a 63 ± 8	0,07	0,86

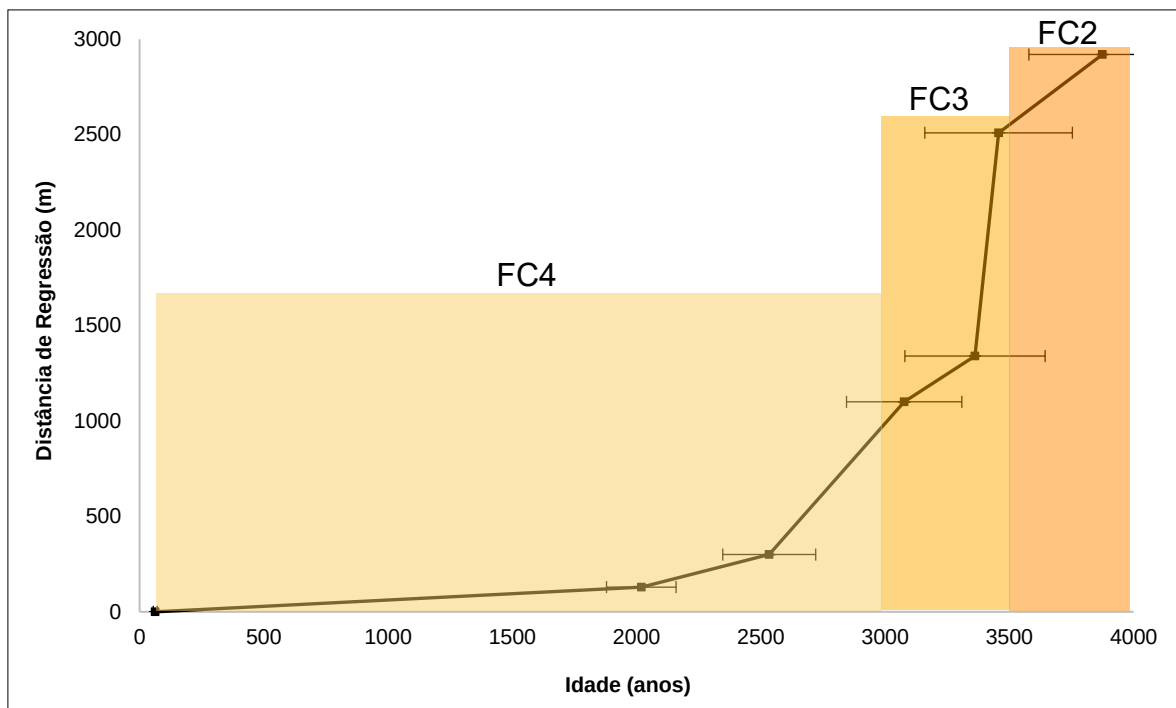


Figura 11. Gráfico de distância de regressão da linha de costa em função das idades para os feixes de cordões.

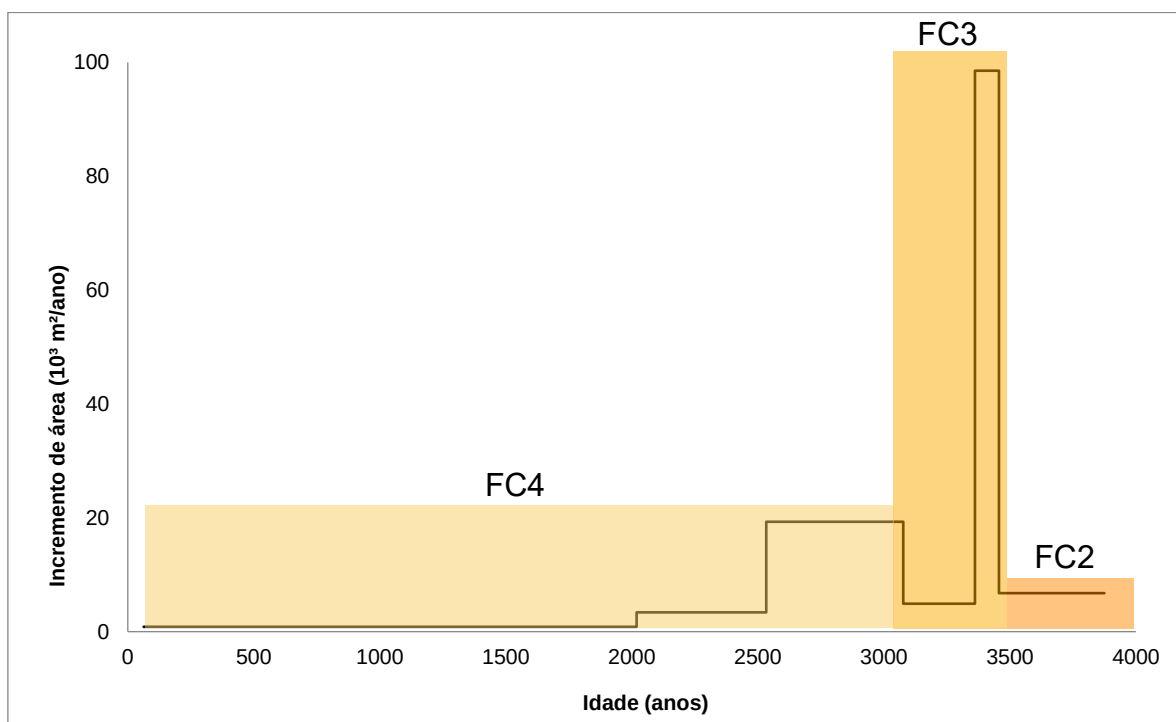


Figura 12. Gráfico de incremento de área por ano ($10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$) para os feixes de cordões.

6.3 Radarfácies

As seções GPR (modificado de Campos 2015) foram obtidas em sentido perpendicular (*dip*), sobre os cordões litorâneos do FC4 e dunas eólicas estabilizadas

próximo à atual linha de costa (Figura 3B). A análise das seções permitiu diferenciar quatro radarfácies (Rfs) (Tabela 4).

Tabela 4. Interpretação das radarfácies identificadas para as seções GPR 1, 2 e 3.

Radarfácies	Características das radarfácies	
	Padrão dos refletores	Espessura e geometria externa
Rf1	Ondulados a sub-horizontais, alta amplitude e contínuos	3 – 4 m; podem ocorrer com geometria externa em lençol ou cunha; restritas ao topo das seções GPR
Rf2	Subparalelos e ondulados, baixa amplitude, moderadamente contínuos	0,5 – 1,2 m; sempre associada ao topo das seções GPR
Rf3	Clinoformas com baixo ângulo de mergulho ($<10^{\circ}$) no sentido mar-adentro (SE), alta amplitude, contínuos	2 – 6 m; em cunha
Rf8	Subparalelos, alta amplitude, moderadamente contínuos ou descontínuos	3 – 6 m; em lençol, sempre associada à base das seções

A seção obtida perpendicular à linha de costa, sobre o terceiro feixe de cordões litorâneos (Seção 1 – Figura 13) é formada, na base, pela Rf8. A Rf8 caracteriza-se por refletores subparalelos, com alta amplitude e moderadamente contínuos ou descontínuos. Sobre a Rf8, há ocorrência da Rf3, com refletores de baixo ângulo de mergulho no sentido mar-adentro (SE), alta amplitude e contínuos. No topo da seção os refletores mudam para ondulados a subparalelos e correspondem à Rf2.

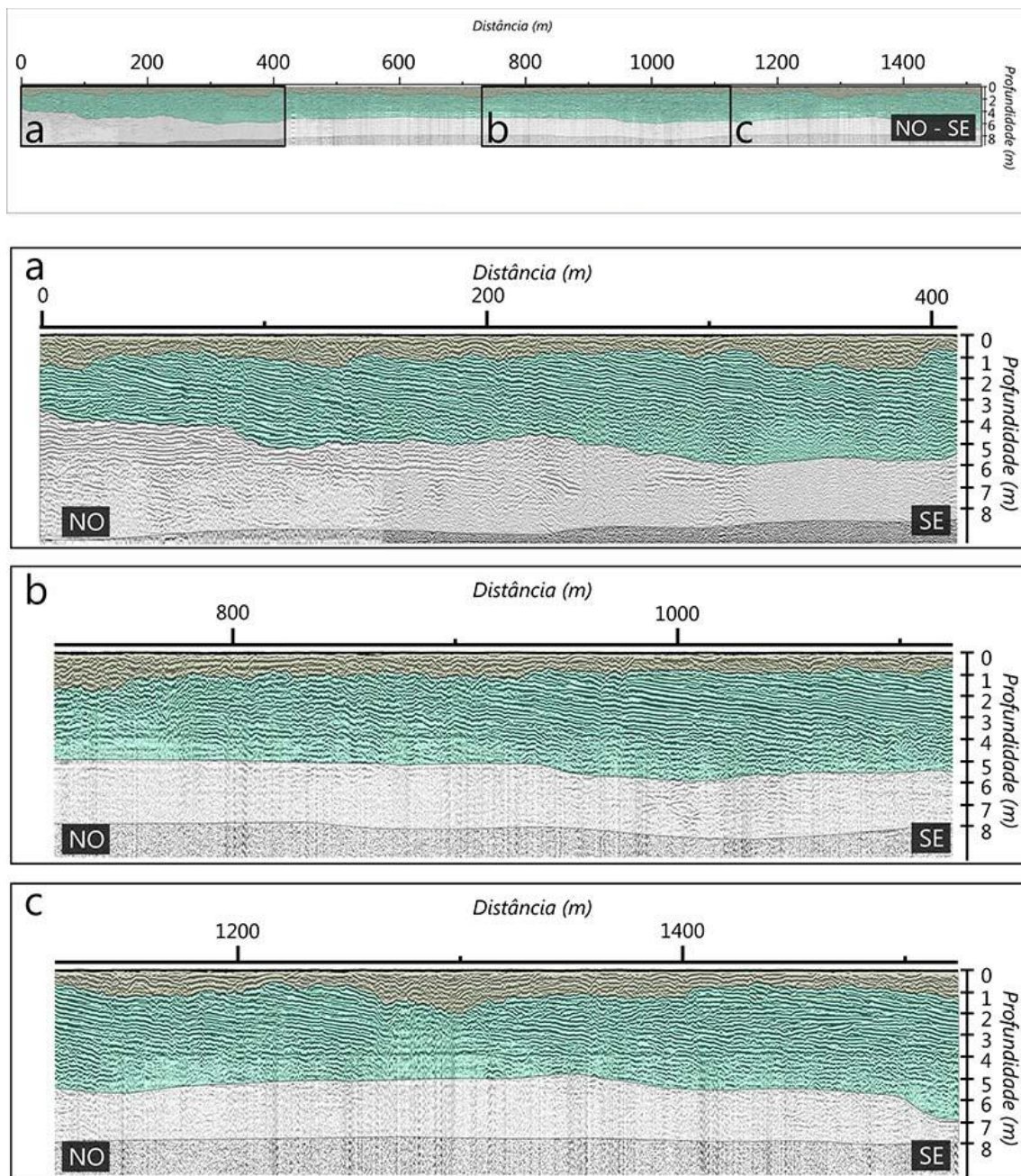


Figura 13. Seção GPR 1 e delimitação das radarfácies Rf8, Rf3 e Rf2 (modificado de Campos (2015)).

Obtida sobre o campo de dunas eólicas vegetadas, a seção GPR 3 (Figura 14) registra na base depósito correspondente à Rf8 sobreposto pela Rf3 e em seguida pela Rf1. A Rf1 é caracterizada por refletores ondulados a sub-horizontais, contínuos e de alta amplitude. Essa radarfácies pode ocorrer com geometria externa em lençol ou cunha. A Rf3 apresenta contato lateral abrupto com a Rf1 (Figura 14) conforme se aproxima da linha de costa.

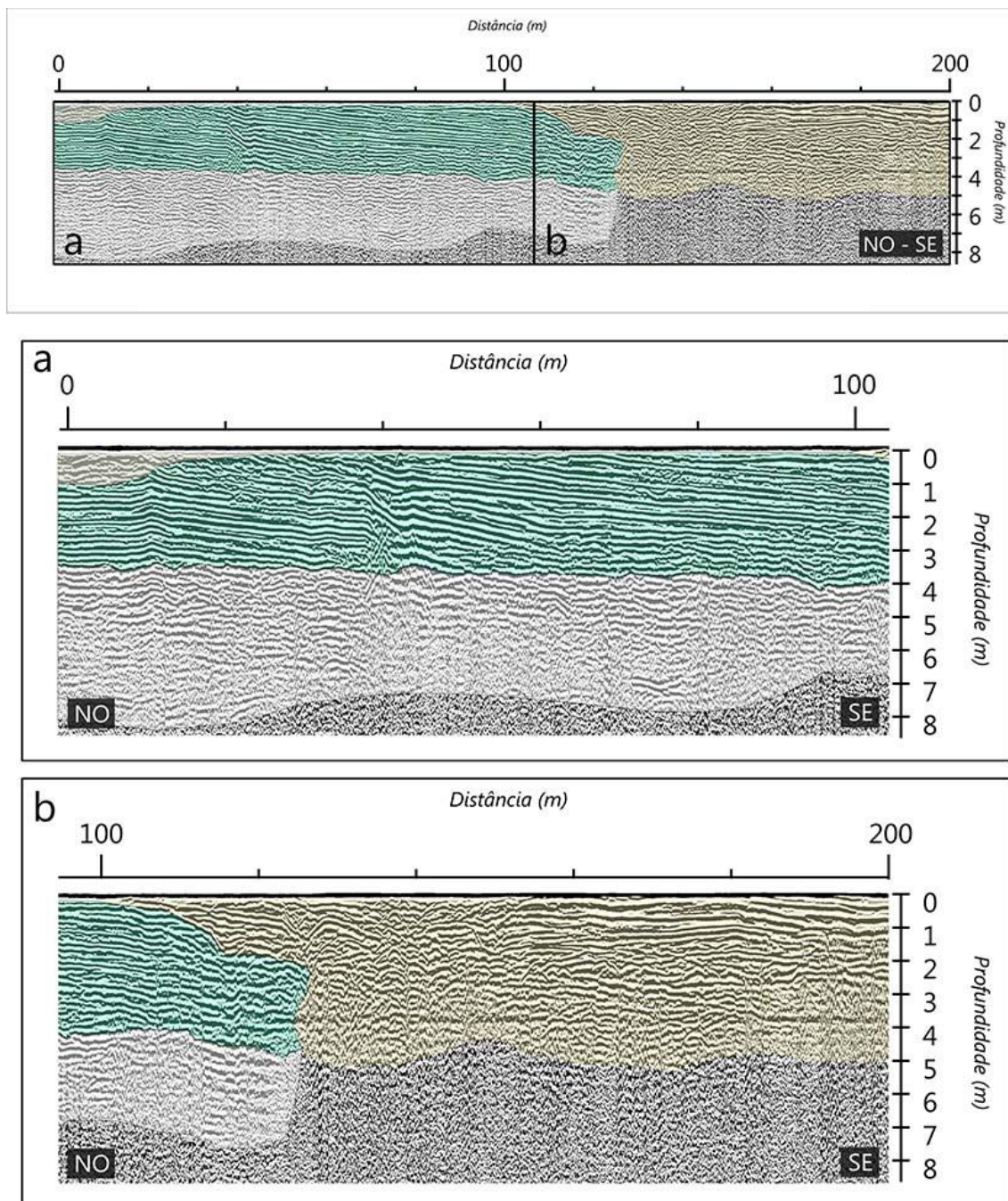


Figura 14. Seção GPR 3 e delimitação das radarfácies Rf8, Rf3 e Rf1 (modificado de Campos (2015)).

6.4 Fácies sedimentares

Para caracterização das fácies sedimentares, foram analisados dois perfis ao longo dos feixes de cordões litorâneos. O primeiro perfil inclui três pontos (pontos A1, A2 e A3 – Figura 15) em afloramento, na margem do rio Ribeira de Iguape, com cerca de 5 m de altura e estende-se lateralmente por aproximadamente 1,5 km, expondo fácies sedimentares do FC2. O segundo perfil, com cerca de 2,5 km (pontos L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7 e L8 – Figura

15) compreende os depósitos entre o P1 e as dunas eólicas, junto à linha de costa. Neste perfil deu-se preferência para coleta de amostras em trincheiras e/ou testemunhos.

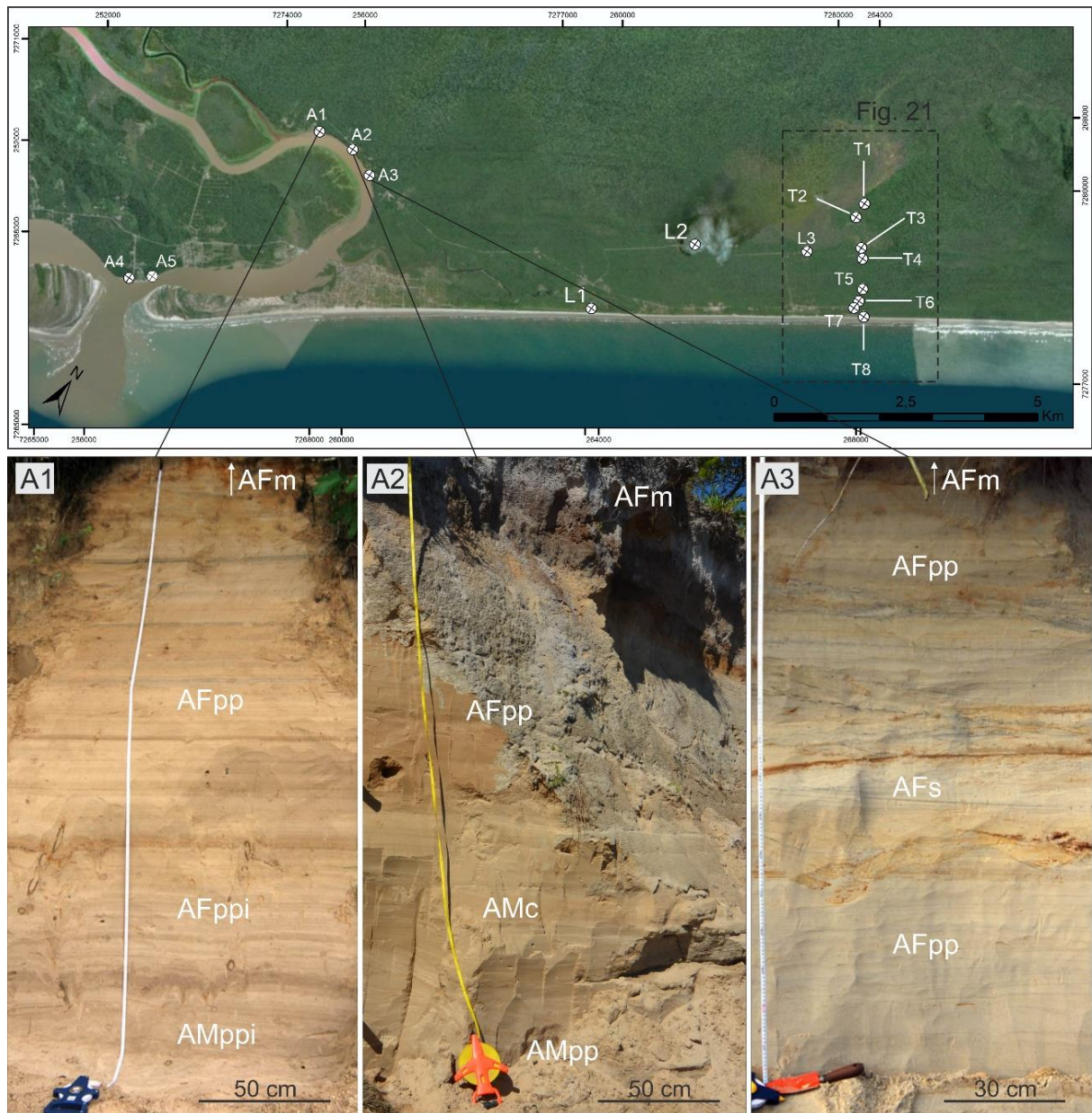


Figura 15. Pontos de amostragem em afloramentos (A1, A2 e A3) na margem do rio Ribeira de Iguape e em trincheiras escavadas ao longo do P1, P2 e FC4.

A sucessão de fácies no afloramento (Figura 15) é formada por sete fácies sedimentares: 1) areia média com estratificação plano-paralela (AMpp); 2) areia média com estratificação cruzada (AMc); 3) areia média com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AMppi); 4) areia fina com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AFppi); 5) areia fina com estratificação plano-paralela (AFpp); 6)

areia fina com estratificação cruzada do tipo *swaley* (AFs); e 7) areia fina maciça (AFm) (Tabela 5).

Tabela 5. Caracterização das fácies sedimentares.

Fácies	Espessura (cm)	Classe granulométrica	Grau de seleção	Estruturas sedimentares	Contato
AFm	50 - 100	Areia fina	Bem a pobremente selecionada	Maciça, com raízes e marcas de raízes	Inferior transicional
AFs	100	Areia fina	Bem selecionada	Estratificação cruzada do tipo <i>swaley</i>	Inferior e superior transicional
AFpp	250	Areia fina	Bem selecionada	Laminação plano-paralela, ressaltada por minerais pesados	Inferior e superior transicional
AFppi	50	Areia fina	Bem selecionada	Laminação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis de <i>O. nodosa</i>	Inferior brusco e superior transicional
AMppi	45	Areia média	Bem a pobremente selecionada	Laminação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis de <i>O. nodosa</i>	Superior brusco
AMc	60	Areia média	Pobremente selecionada	Estratificação cruzada acanalada e presença esparsa de icnofósseis de <i>O. nodosa</i>	Inferior transicional e superior erosivo
AMpp	25	Areia média	Pobremente selecionada	Laminação plano-paralela e presença esparsa de icnofósseis de <i>O. nodosa</i>	Superior transicional

A fácies AMpp (Figura 16) ocorre na base do afloramento com no mínimo 25 cm de espessura e estende-se lateralmente por centenas de metros, ao longo do FC2. Essa fácies é formada predominantemente por areia média (45%), com concentração subordinada de areia fina (40%) e areia muito fina (15%). Na fácies as estruturas plano-paralelas ocorrem associadas à presença esporádica de icnofósseis, com forma em planta oval de cerca de 4 cm de diâmetro, reconhecidos como galerias *Ophiomorpha nodosa* (O), atribuídas ao crustáceo decápode cavador *Callichirus major* (Stimpson 1866) e guardam correspondência com aquelas descritas por Martins *et al.* (2019), uma vez que ocorrem como estruturas cilíndricas com seções transversais circulares, sem ramificações e paredes interna lisas, enquanto a parte externa é composta por pellets de argila e areia.

Sobrejacente aos depósitos da AMpp, em contato gradual, ocorre a fácies AMc, com aproximadamente 60 cm de espessura, caracterizada por 50% de areia média, 35% de areia fina e 15% de areia muito fina. A AMc (Figura 16) corresponde a camada métrica com séries de estratificação cruzada acanalada, com sentido de mergulho dos *foresets* para lados opostos e contato superior erosivo. Na base da fácies a estratificação cruzada mergulha no sentido continente adentro, enquanto no topo o mergulho dá-se no sentido mar. Ao longo da

fácies observa-se a ocorrência pontual de icnofósseis de *Ophiomorpha nodosa*, distribuídos de forma esparsa e de raras bioturbações na forma de U, interpretadas como estruturas de escape (E) (Figura 16) (Frey *et al.* 1978; Buck & Goldring 2003).

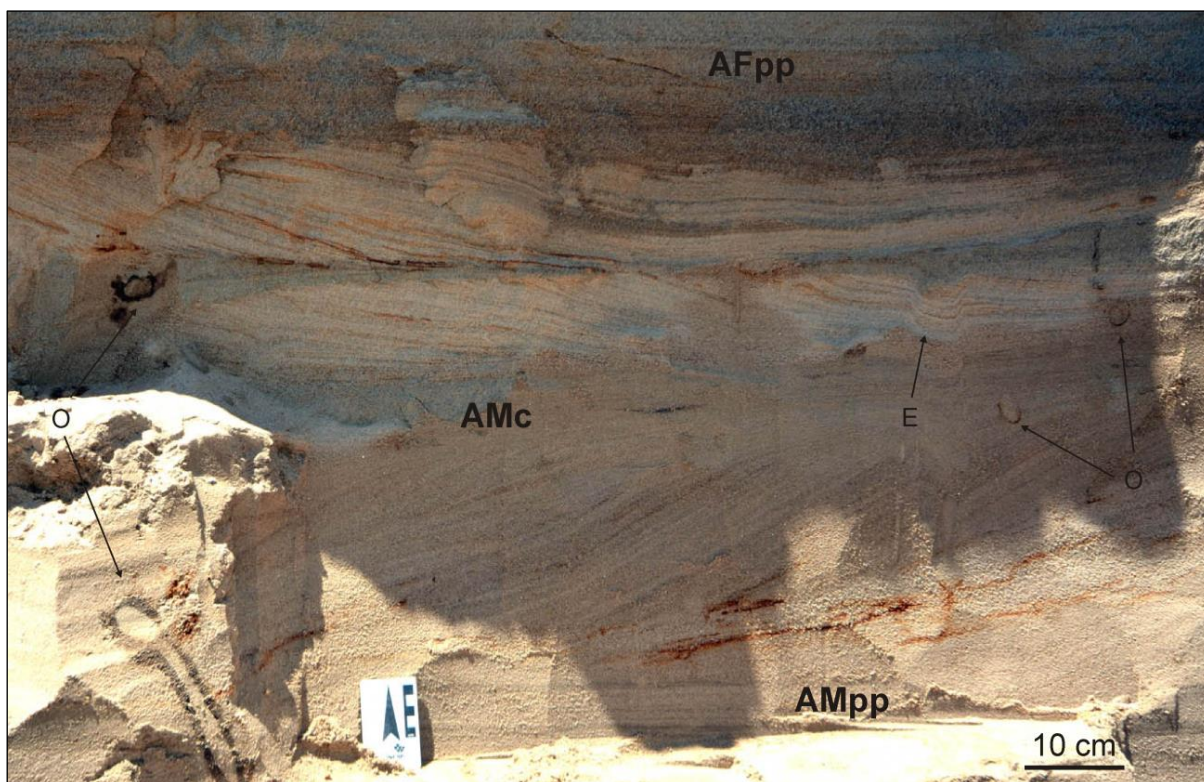


Figura 16. Da base para o topo: Fácies de areia média com estratificação plano-paralela (AMpp) sobreposta pela fácies de areia média com estratificação cruzada (AMc), ambas com presença esporádica de icnofósseis reconhecidos como *Ophiomorpha nodosa* (O) atribuídos a *Callichirus major* e estruturas de escape (E). Foto: ponto A2.

Lateralmente, ocorre a fácies AMppi (Figura 17), com aproximadamente 45 cm de espessura, predominância de areia média (50%) com concentração subordinada de areia fina (40%) e areia muito fina (10%) e estratificação plano-paralela. Esta fácies apresenta ocorrência abundante de icnofósseis, também reconhecidos como *Ophiomorpha nodosa*. Para o topo da fácies observa-se um padrão de granocrescência ascendente relacionado a diâmetro médio mais grosso (2,038 ϕ) e presença de bioturbações, tanto na forma de estruturas afuniladas, interpretadas como estruturas de escape (E) como presença de *Ophiomorpha nodosa* (O) (Figura 17). A fácies AMppi ocorre em contato superior brusco com a fácies AFppi (Figura 17), o qual é marcado pelo predomínio de lâminas de areia média de coloração cinza, com densa concentração de bioturbação na forma de estruturas de escape (E).

A fácies AFppi (Figura 17) apresenta espessura aproximada de 50 cm e é formada por areia fina (60%), areia média (25%) e areia muito fina (15%) com laminação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis de *Ophiomorpha nodosa*. Essa fácies

diferencia-se da anterior pela tendência de afinamento ascendente (diâmetro médio mais fino, $\sim 2,5 \phi$) e melhora no grau de seleção (desvio padrão de 0,5). Para o topo da AFppi, quando as bioturbações desaparecem, ocorre contato gradacional com a fácies de areia fina e estratificação plano-paralela (AFpp).

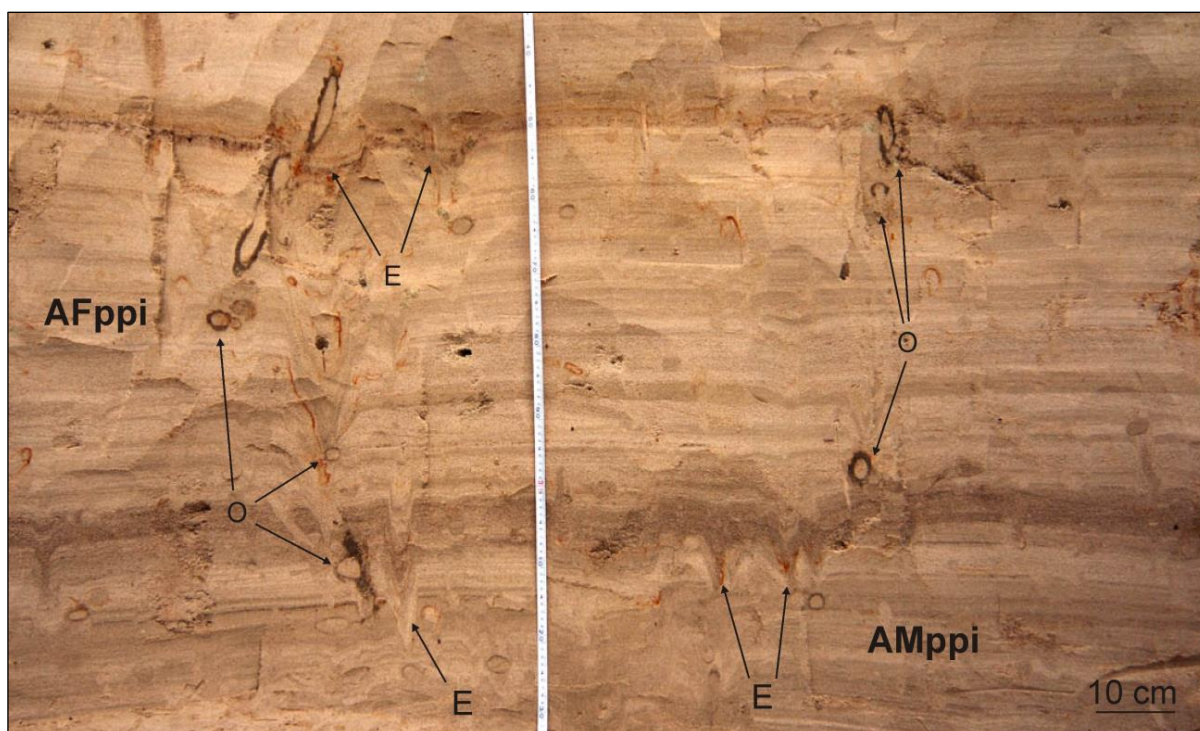


Figura 17. Da base para o topo: Fácies areia média com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AMppi) e fácies de areia fina com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis (AFppi). Icnofósseis reconhecidos como *Ophiomorpha nodosa* atribuída a *Callichirus major* (O) e estruturas de escape (E). Foto: ponto A1.

A AFpp (Figura 18) é composta predominantemente por areia fina (65%), areia média (20%) e areia muito fina (15%) com estratificação plano-paralela marcada pela ocorrência de lâminas de minerais pesados (Mp). Nessa fácies de espessura métrica (250 cm), observa-se tendência de afinamento para o topo, podendo ocorrer em contato inferior erosivo com a fácies AMc (Figura 16).

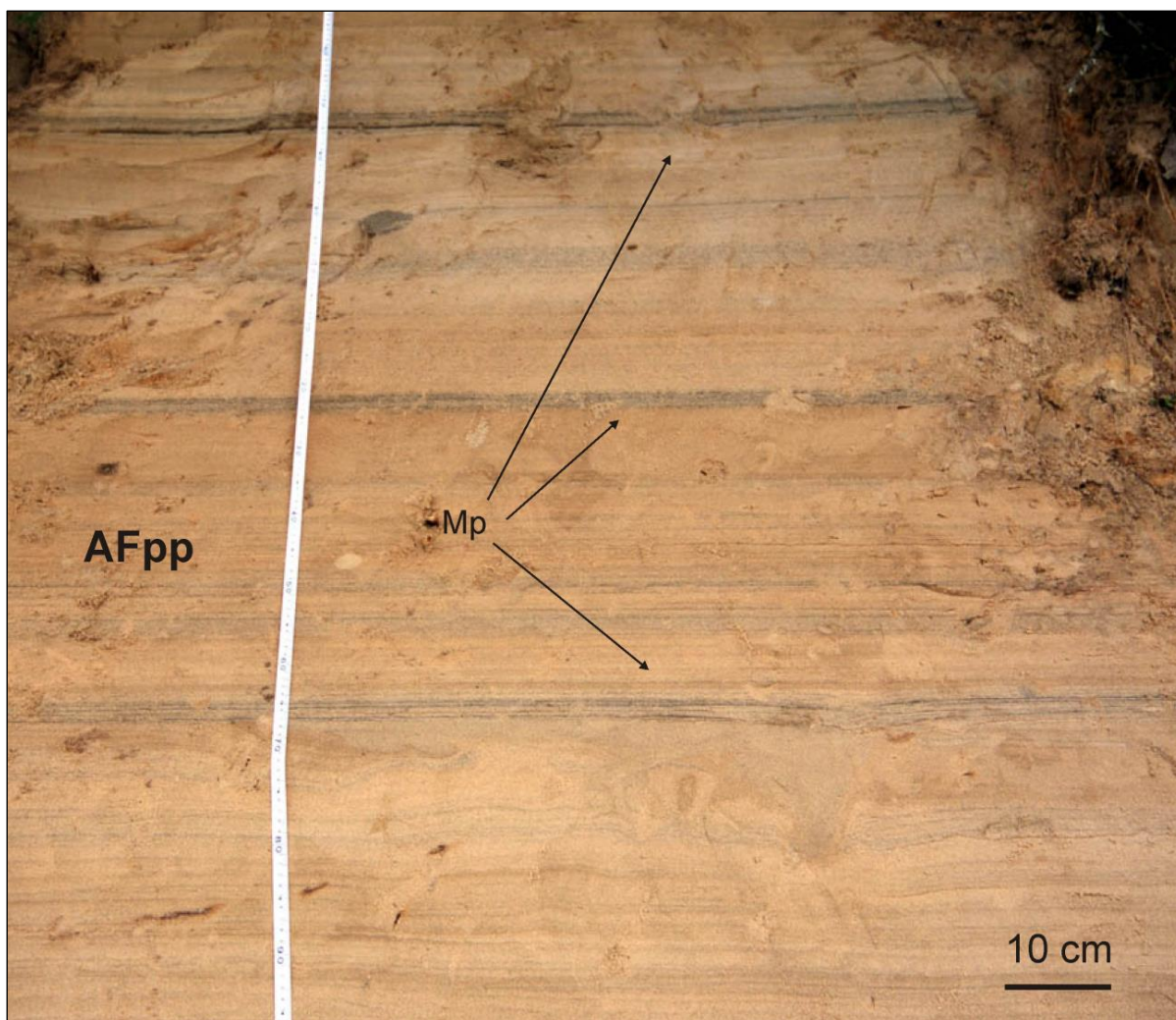


Figura 18. Fácies de areia fina com estratificação plano-paralela (AFpp). As estruturas plano-paralelas formam lâminas com concentração de minerais pesados (Mp). Foto: ponto A1.

Lateralmente, e em contato inferior gradual com os depósitos de AFpp, ocorre a fácies AFs, de areia fina com estratificação cruzada do tipo *swaley* (Figura 19). Esta fácies com espessura de até 100 cm é composta predominantemente por areia fina (65%), com menores porcentagens de areia muito fina (30%) e de areia média (5%). Na fácies, a estratificação cruzada do tipo *swaley* (S), com cerca de 10 cm de altura e 30 cm de largura (Figura 19), caracteriza-se internamente por laminações côncavas, ressaltadas por minerais pesados, que se truncam entre si e mostram na base contato ondulado e localmente erosivo.

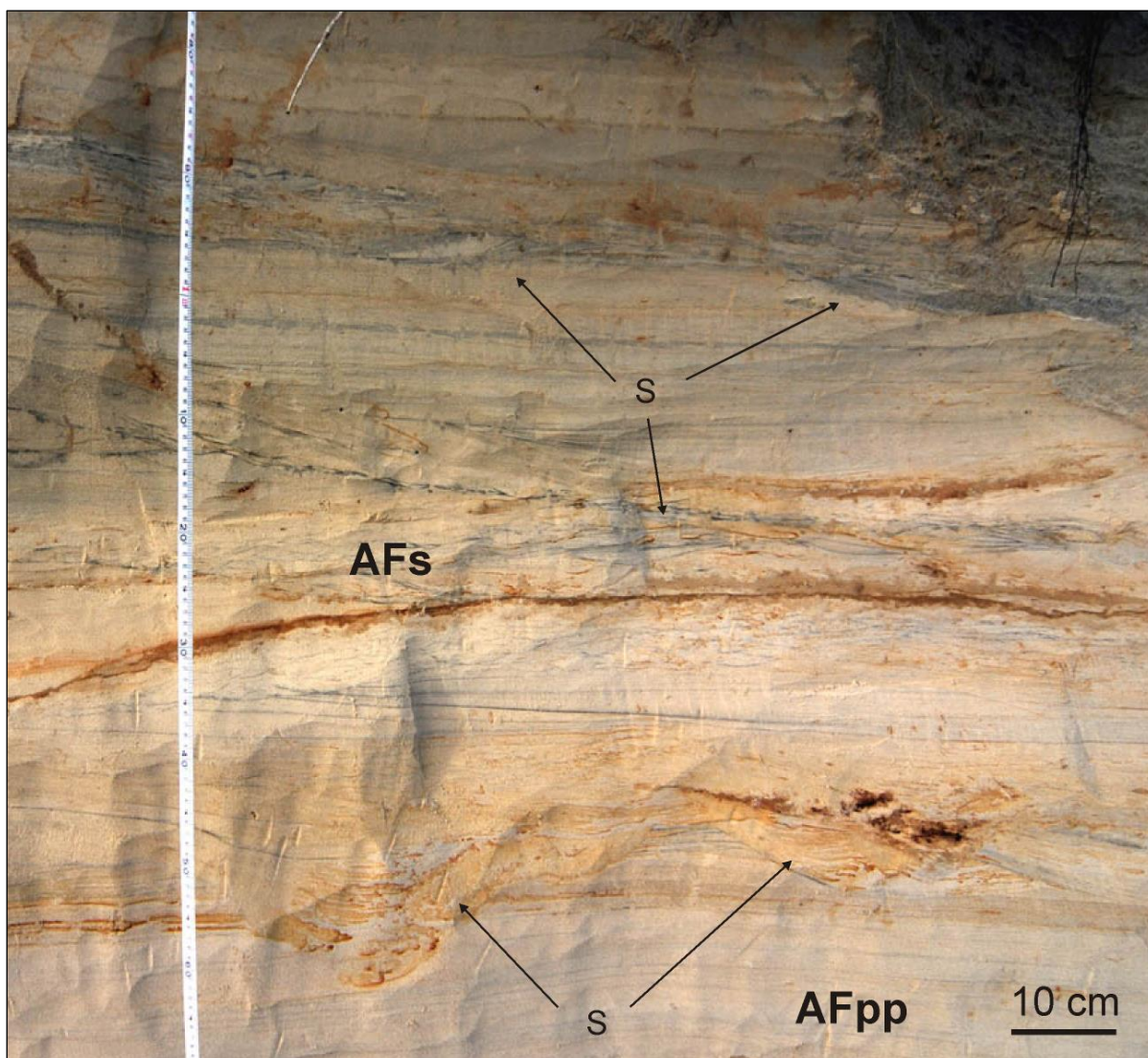


Figura 19. Da base para o topo: fácies de areia fina com laminação plano-paralela (AFpp) em contato superior gradual com a fácies de areia fina com estratificação cruzada do tipo *swaley* (S) (AFs). Foto: ponto A3.

No topo do afloramento ocorre a fácies de areia fina maciça (AFm, Figura 20), caracterizada por 65% de areia fina, 30% de areia muito fina e 5% de areia média. A mudança no topo da fácies AFpp para a AFm é gradual. A AFm ocorre associada à formação de solo residual (pedogênese), com presença de raízes *in situ* (R) e marcas de raízes (Mr), com coloração ora avermelhada, indicando oxidação do sedimento, ora acinzentada (Figura 20). A espessura dessa fácies varia lateralmente ao longo do afloramento, entre 50 e 150 cm.

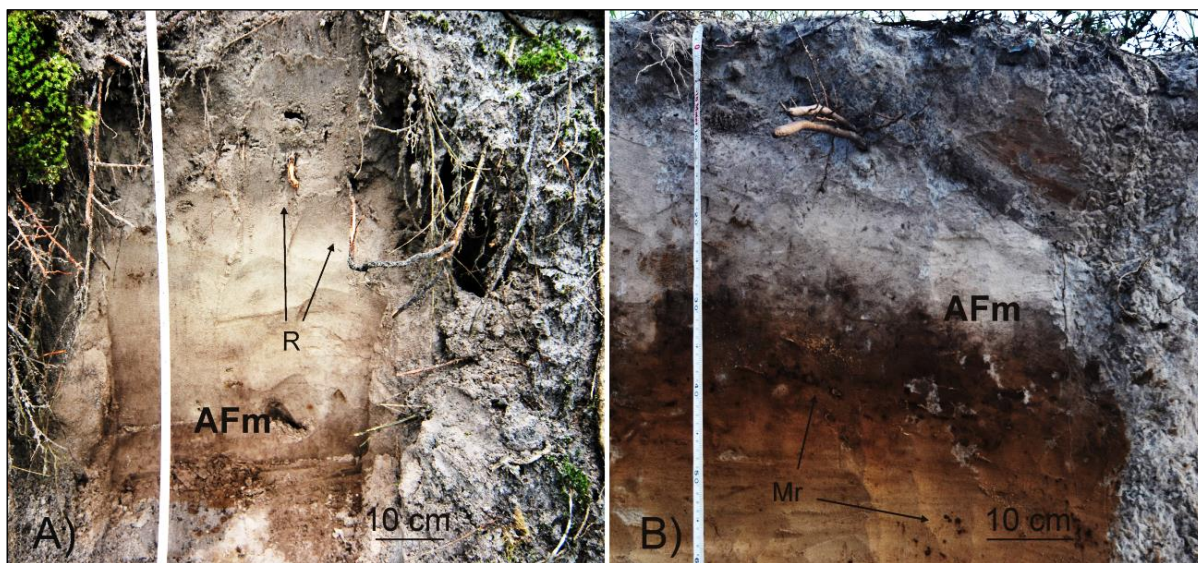


Figura 20. Fácies de topo: Areia fina maciça (AFm). A) Presença de raízes (R). Foto: ponto A1. B) Marcas de raízes (Mr). Foto: ponto A5.

No perfil na porção central da planície, através da análise em trincheiras, foi identificada a fácies AFm (Figura 21). No ponto T3 foi coletado também um testemunho, a partir do qual foi possível identificar a fácies AFpp, abaixo da AFm.

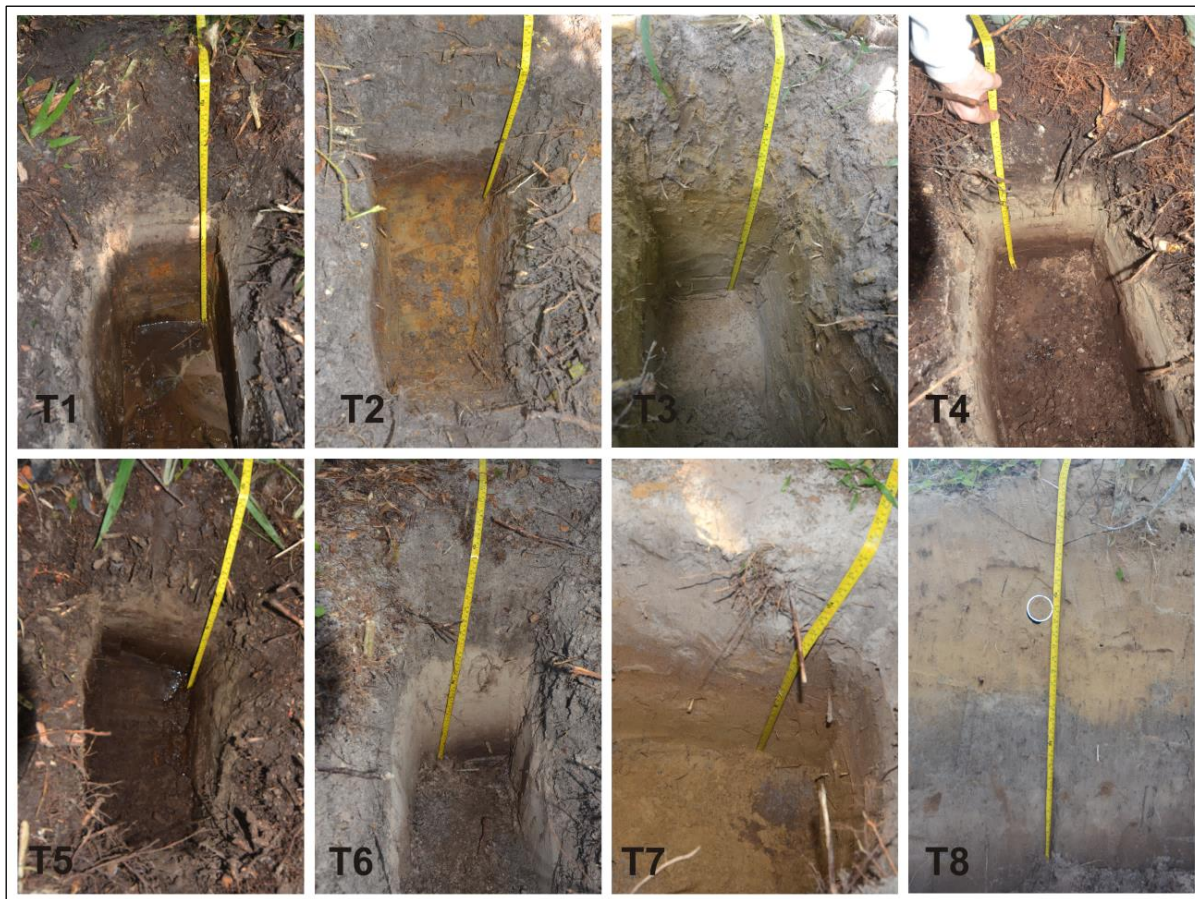


Figura 21. Fotos das trincheiras cavadas nos pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8. Fácies de topo de areia fina maciça (AFm).

7. DISCUSSÃO

7.1 Associação de fácies

A correlação de fácies sedimentares (Figura 22 e Figura 23) combinada a radarfácies (Tabela 6) permite diferenciar três associações de fácies sedimentares: antepraia (AP), face praial (FP) e dunas eólicas (D).

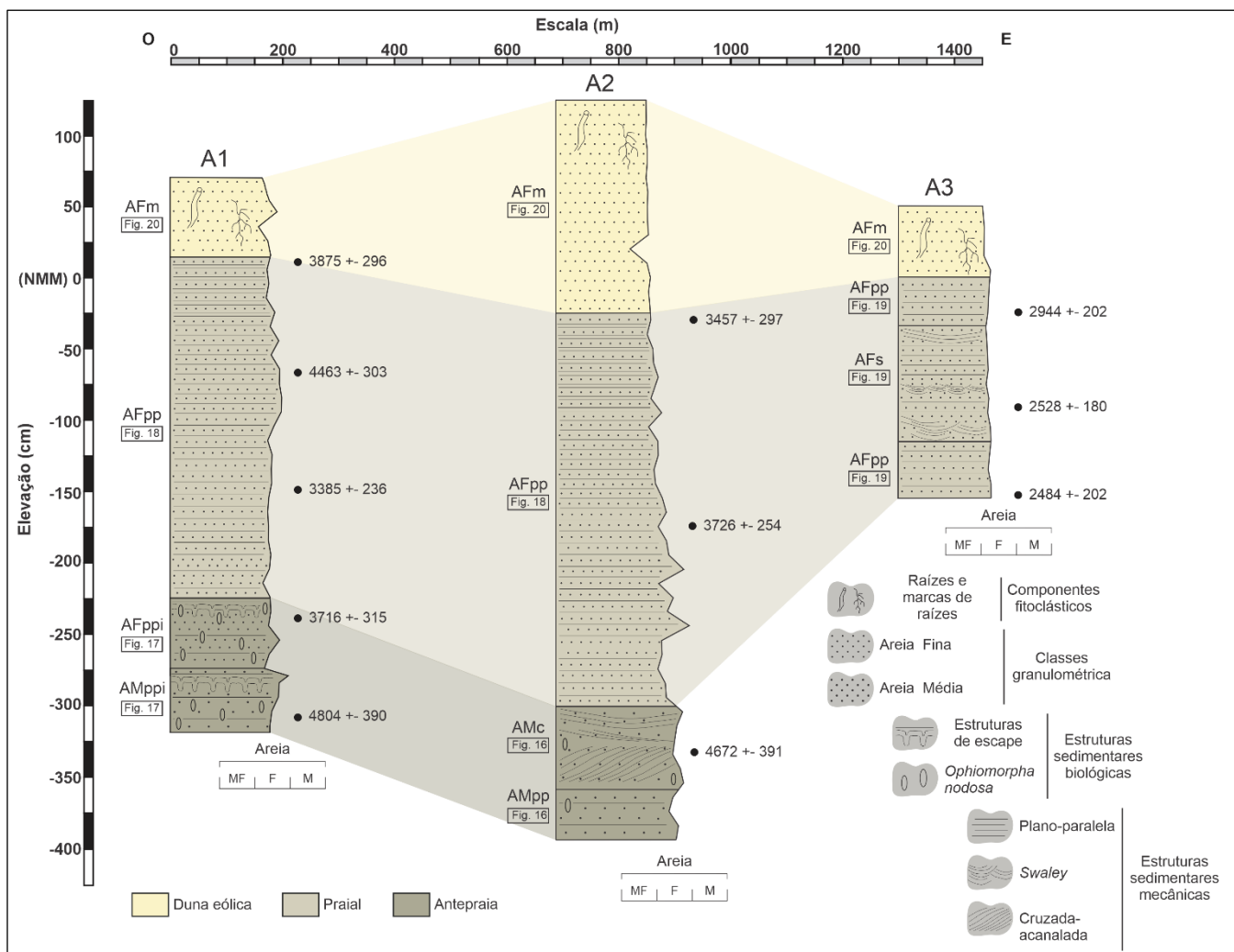


Figura 22. Correlação lateral e associação de fácies sedimentares ao longo do afloramento na margem do rio Ribeira de Iguape (Figura 3). Escala vertical em centímetros indicando o Nível Médio do Mar (NMM). Fácies sedimentares: AFm (Areia Fina Maciça), AFpp (Areia Fina com estratificação plano-paralela), AFs (Areia Fina com estratificação cruzada do tipo *swaley*), AFppi (Areia Fina com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis), AMppi (Areia Média com estratificação plano-paralela e presença abundante de icnofósseis), AMc (Areia Média com estratificação cruzada) e AMpp (Areia Média com estratificação plano-paralela). Classes granulométricas: MF (Muito Fina), F (Fina) e M (Média).

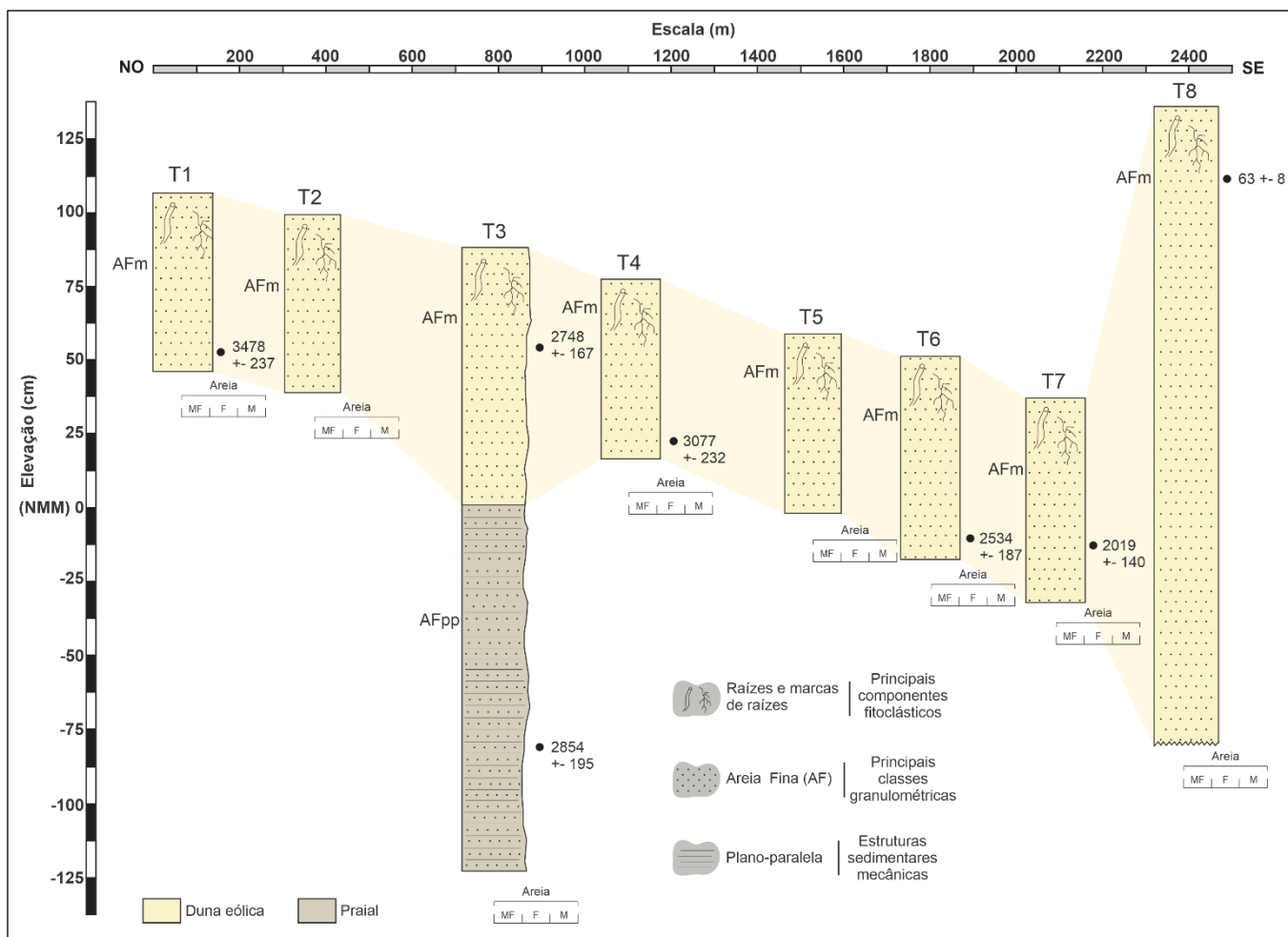


Figura 23. Correlação lateral e associação de fácies para os pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8 na porção central da planície. Escala vertical em centímetros indicando o Nível Médio do Mar (NMM). Fácies sedimentares: AFm (Areia Fina Maciça) e AFpp (Areia Fina com estratificação plano-paralela). Classes granulométricas: MF (Muito Fina), F (Fina) e M (Média).

Tabela 6. Correlação entre radarfácies e fácies sedimentares e interpretação das respectivas associações.

Radarfácies	Fácies	Processo/ agente formador	Associações
Rf1	AFm	Ventos	Duna eólica
Rf2			
Rf3	AFs	Swash e backwash de ondas de tempestade	Praial
	AFpp	Swash e backwash de ondas	
Rf8	AFppi	Ondas de tempo bom e tempestade	Antepraia média e superior
	AMppi		
	AMc		
	AMpp		

A associação de fácies de antepraia ocorre na base da sucessão sedimentar, com no mínimo 100 cm de espessura, e inclui as fácies AMpp, AMc, AMppi e AFppi (Figura 22,

Tabela 5). Em seção GPR, essa associação corresponde a radarfácies Rf8 (Tabela 4, Figura 13 e Figura 14). As idades LOE obtidas variam entre 4804 ± 390 e 3716 ± 315 (Figura 22) para os depósitos de antepraia. Na base da associação de fácies de antepraia observa-se o predomínio de areia média com estruturas plano-paralelas (AMpp) que passa em contato gradual, em direção ao topo da associação, para areia média com cruzadas acanaladas (AMc). A fácies AMpp representa região mais profunda, abaixo da ação de ondas de tempo bom, sob ação de correntes de fundo em leito plano como indicam as laminações plano-paralelas (Clifton *et al.* 1971; Wright *et al.* 1979; Reinson 1984; Shipp 1984; Walker & Plint 1992; Pemberton *et al.* 2012). Porém, a fácies AMc, sobrejacente à AMpp, associa-se a deposição a partir de bancos subaquosos sob ação de ondas, uma vez que estruturas cruzadas acanaladas, no contexto costeiro, caracterizam a migração de bancos de areia, sob ação de correntes induzidas por ondas (Clifton *et al.* 1971; Hunter *et al.* 1979; Reinson 1984; Short 1984; Walker & Plint 1992; Gallagher 2003; Schwartz & Birkemeier 2004; Tomazelli & Dillenburg 2007). Portanto, o padrão de sucessão de fácies AMpp para AMc, sugere mudança nos processos deposicionais em direção ao topo dos depósitos, sob maior influência de ondas (tanto de tempo bom como tempestade).

No topo da associação de fácies de antepraia há tendência de afinamento ascendente, caracterizado pela passagem da fácies AMppi para a AFppi, com níveis densamente bioturbados, representados por icnofósseis de *O. nodosa* e estruturas de escape na forma de “U”. Este padrão deposicional sugere transição dos depósitos de antepraia média para superior (Tomazelli & Dillenburg 2007; Pemberton *et al.* 2012; Martins *et al.* 2019; Berton *et al.* 2019). A presença de estruturas de escape, relacionadas ao abandono de galerias do tipo *O. nodosa*, indica que as fácies correspondem a ambiente de alta energia (Frey *et al.* 1978; Buck & Goldring 2003; Pemberton *et al.* 2012). Essas estruturas estão relacionadas à fuga de organismos da meiofauna em função do aumento temporário da superfície da água e da alta remobilização de sedimentos sob ação de correntes induzidas por ondas em eventos de tempestade (Frey *et al.* 1978; Buck & Goldring 2003; Pemberton *et al.* 2012). Estruturas de escape e galerias de *Callichirus major* também foram correlacionados a eventos de tempestades por Angulo *et al.* (2009) e Souza *et al.* (2012). Assim a mudança de fácies de AMppi para AFppi indica deposição na antepraia superior.

A associação de fácies praial distingue-se por compreender as fácies AFpp e AFs (Figura 22, Tabela 5). Nessa associação os depósitos são dominados por areia fina e presença de estruturas sedimentares plano-paralelas, as quais indicam ação dos processos de *swash* e *backwash* das ondas ao longo do sistema praial (Short 1984; Walker & Plint 1992; Pemberton *et al.* 2012; Berton *et al.* 2019). A presença de minerais pesados nas fácies sedimentares indica que eventos de tempestade contribuíram para a deposição de

sedimentos no local. As estruturas cruzadas do tipo *swaley* na fácies AFs também são indicativas de eventos de alta energia, como tempestades, influenciando os processos deposicionais da face praial (Yagashita *et al.* 1992; Guedes *et al.* 2011b; Souza *et al.* 2012). A associação de fácies praial apresenta idades entre 3875 ± 296 e 2944 ± 202 anos no FC2 (Figura 22) e mínimo de 2854 ± 2195 anos no FC3 (ponto T3 – Figura 23). As fácies AFpp e AFs, em seção GPR, correspondem às radarfácies Rf3 (Tabela 4, Figura 13 e Figura 14) que caracteriza-se por refletores oblíquos com baixo ângulo de mergulho ($<10^\circ$) no sentido mar-adentro o que sugere progradação da face praial.

No topo da sucessão sedimentar predomina depósitos de areia fina maciça (AFm – Figura 22, Figura 23 e Tabela 5) que correlacionam-se com a radarfácies Rf2 (Tabela 4, Figura 13). Na fácies AFm a ocorrência de raízes *in situ* e mosqueamento pontual, dificultam a interpretação dos depósitos. Porém, em comparação com as fácies praial subjacente, observa-se ausência de minerais pesados, diminuição do diâmetro médio dos grãos e baixa compactação. Em seção GPR os refletores mudam a arquitetura interna para ondulados, lateralmente descontínuos e truncam os refletores da radarfácies face praial (Rf3). Estes padrões apresentam correspondência com fácies eólicas (Barboza *et al.* 2009, 2013, 2019; da Rocha *et al.* 2018). Os dados de campo reforçam a interpretação, uma vez que os cordões apresentam cristas lateralmente descontínuas (Figura 5), onduladas e elevação de aproximadamente 1 m. Portanto, guardam correspondência com a morfologia de dunas eólicas frontais, atualmente ativas junto à linha de costa. Os depósitos da fácies AFm apresentam idades que variam entre 3875 ± 296 , no feixe de cordões 2, até 2944 ± 202 anos para o feixe de cordões 4 (Figura 10).

Para refinar a ocorrência de depósitos eólicos ao longo dos feixes de cordões foram comparadas as estatísticas granulométricas de amostras do sistema praia-duna atual com as amostras de sedimentos dos feixes de cordões litorâneos. A relação entre diâmetro médio e desvio padrão (Figura 24A), assim como diâmetro médio e assimetria (Figura 24B), agrupam as amostras de características similares, separando as relativas à praia e duna eólica frontal, respectivamente. A distribuição das estatísticas granulométricas de amostras dos feixes de cordões litorâneos mostra valores de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria agrupados com os de dunas eólicas frontais. Enquanto que os depósitos praias apresentam tendência geral de piora na seleção e grãos mais grossos.

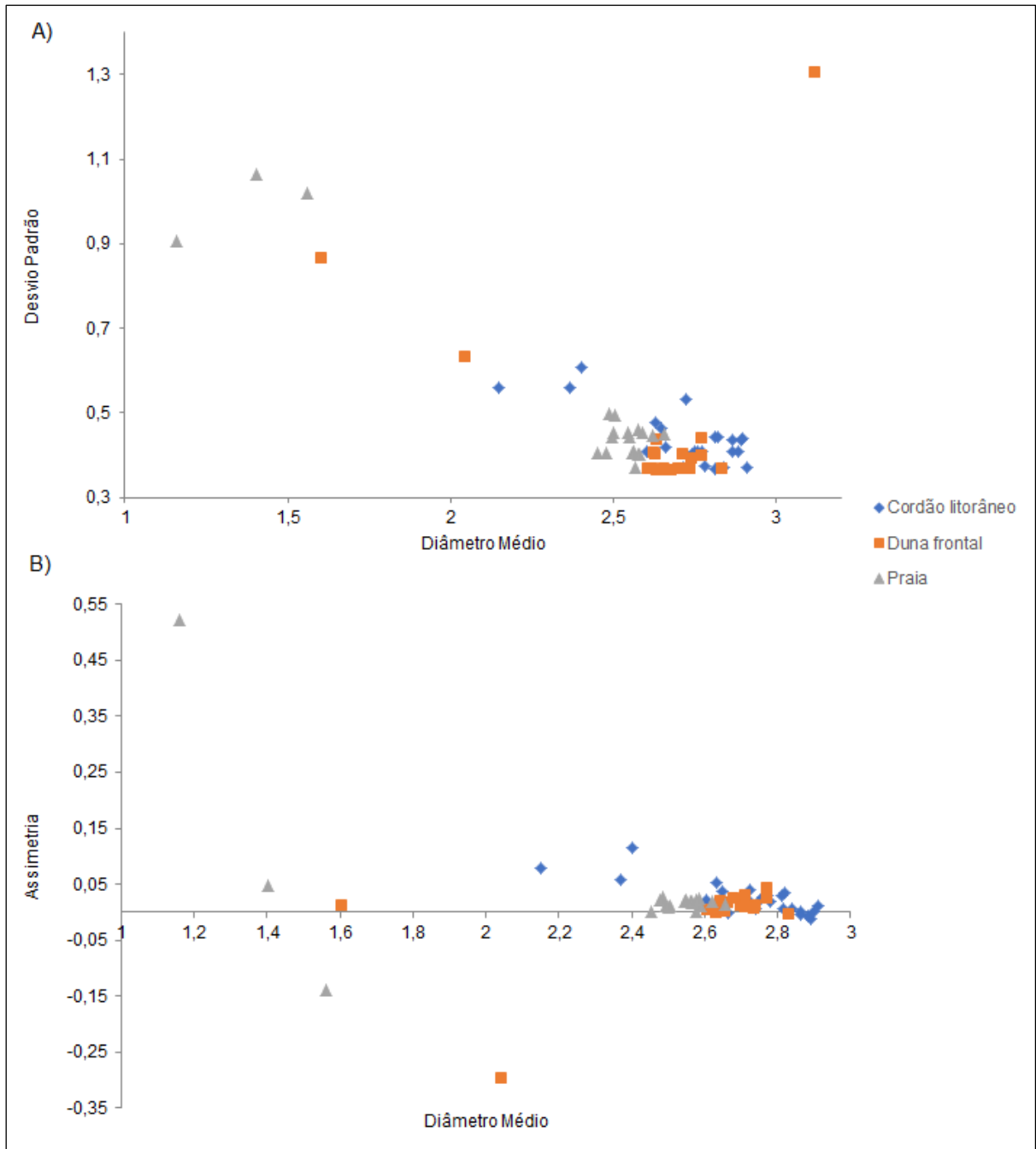


Figura 24. Relação entre estatísticas granulométricas para as amostras de praia, duna eólica frontal e cordão litorâneo. A) Diâmetro médio *versus* desvio padrão, B) Diâmetro médio *versus* assimetria.

Próximo à linha de costa os refletores da Rf1 (Tabela 4 e Figura 14) também correspondem aos depósitos de AFm. Porém a arquitetura interna difere-se pela ocorrência de refletores ondulados, lateralmente contínuos e com alta amplitude. A mudança lateral de radarfácies de cordões para dunas eólicas registra a transição para dunas de maior porte na forma de cordões de precipitação. Na Seção GPR 3 é possível observar uma mudança lateral no padrão dos refletores, que caracteriza o truncamento dos cordões litorâneos do feixe 4 para a iniciação do campo de dunas eólicas, também delimitado em imagens de

satélite (Figura 4). As idades dos depósitos de AFm, em dunas eólicas, variam entre 399 ± 81 e 63 ± 8 anos (pontos L1 e T8, respectivamente – Figura 10).

A sucessão sedimentar progradante identificada neste estudo guardam correspondência com os modelos de formação e desenvolvimento das planícies costeiras da região sul brasileira (Lessa *et al.* 2000; Tomazelli & Dillenburg 2007; Angulo *et al.* 2009; Tanaka 2010; Souza *et al.* 2012; Dillenburg *et al.* 2017; Berton *et al.* 2019) e da Ilha Comprida (Giannini *et al.* 2009; Guedes 2009; Guedes *et al.* 2011b), na região Sudeste.

7.2 Dinâmica evolutiva

A partir do modelo evolutivo proposto por Bentz (2004), revisado com base em novos dados relativos a datações por LOE e análise estratigráfica, a dinâmica evolutiva dos feixes de cordões da planície da Jureia pode ser resumida em cinco fases (Figura 25).

A primeira fase corresponde ao início da progradação da planície com a formação do FC1. Os cordões do FC1 formaram-se em contexto de baía, entre rochas do embasamento e canais fluviais que representam os limites laterais do alinhamento de cordões e podem ter contribuído como fonte de sedimentos para a progradação costeira. Pelo menos a porção final do FC1 foi formada durante o Holoceno, uma vez que os depósitos basais do FC2 apresentam idade de 4804 ± 390 anos (ponto A1 – Figura 22). Portanto, considerando sua extensão total e em comparação com os modelos evolutivos de planícies de cordões da região sul e sudeste brasileira (Lessa *et al.* 2000; Tomazelli & Dillenburg 2007; Angulo *et al.* 2009; Giannini *et al.* 2009; Guedes 2009; Tanaka 2010; Guedes *et al.* 2011b; Souza *et al.* 2012; Zular *et al.* 2013; Dillenburg *et al.* 2017; Berton *et al.* 2019) é possível inferir que a progradação costeira teve início antes mesmo da queda de NRM transgressivo, há 5,7 ka (Angulo *et al.* 2006). Todavia, neste estudo os dados não permitem destacar origem pleistocênica para a planície de cordões da Jureia, conforme sugerido por Suguio & Martin (1978). Uma vez que, devido a densa cobertura vegetal, não foram obtidas amostras ao longo do FC1 e, por isso não há idades a respeito de seu início de progradação.

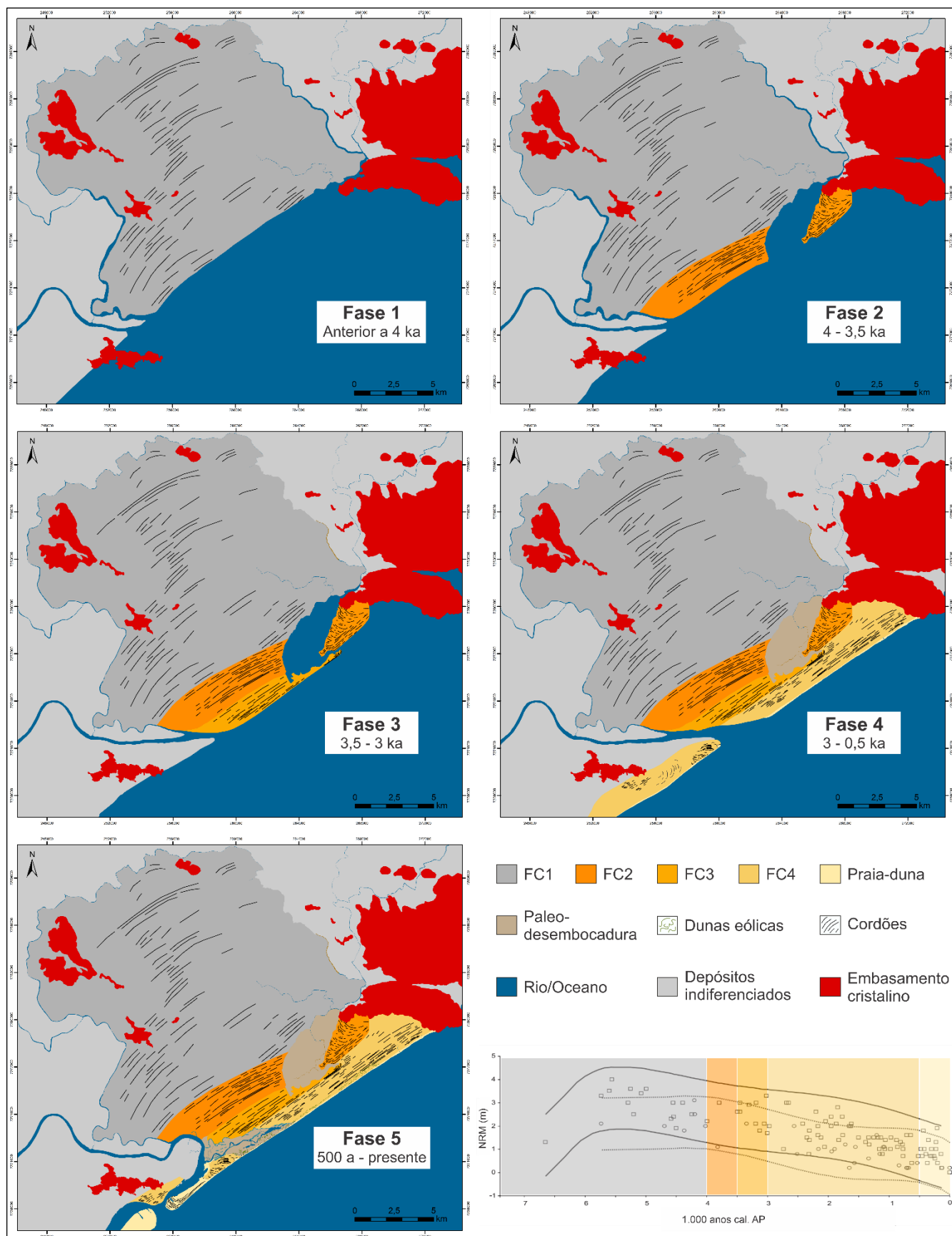


Figura 25. Modelo de evolução sedimentar em planta da planície da Jureia, indicando cinco fases principais.

A segunda fase (Figura 25), com início há cerca de 4,0 ka, é caracterizada pelo desenvolvimento do FC2, concomitante ao P1 (Figura 6). Essa interpretação é confirmada pelas idades LOE de 3875 ± 296 obtidas para cordão e 3478 ± 237 anos (Figura 10) para o P1. Essa fase desenvolveu-se sob NRM em queda (Angulo *et al.* 2006), porém aproximadamente 1 m acima do nível de mar atual. Quando a progradação da planície alcança o Maciço do Imperador, o canal fluvial no limite NE dos feixes de cordões desloca-se para SO contornando o embasamento rochoso. Este atuou como ponto de ancoramento de sedimentos, os quais foram depositados na forma pontal recurvado (P1) que migrou cerca de 4 km para SO até cerca de 3,4 ka sob deriva litorânea para o mesmo sentido. Enquanto os cordões do FC2 progradaram por cerca de 2,5 km, com taxa média de 0,98 m/ano. Com o desenvolvimento do pontal e migração do canal rumo SO, a desembocadura tornou-se mais estreita, o que pode ter diminuído consideravelmente a descarga fluvial. Bentz (2004) relaciona a diminuição do efeito molhe hidráulico à posterior inversão do sentido principal da deriva litorânea. A relação entre o efeito molhe hidráulico e deriva litorânea é determinante para a formação e desenvolvimento de pontais associados a desembocaduras, de forma que a diminuição da descarga fluvial pode ocasionar erosão decorrente de maior influência da deriva litorânea em sentido oposto (Aubrey & Gaines 1982; Kunte & Wagle 1991; Avinash *et al.* 2013; Hedge *et al.* 2015; Nienhuis *et al.* 2016; Alcántara-Carrió *et al.* 2018). De acordo com Bentz (2004), o crescimento do P1 foi favorecido pela deriva litorânea sentido SO e protegido da deriva sentido NE pelo efeito molhe hidráulico exercido pela desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

A fase 3 (Figura 25), com início em aproximadamente 3,5 ka, compreende o desenvolvimento do FC3 e formação do P2. Os cordões do FC3 em planta apresentam disposição espacial subparalela em relação a linha de costa o que indica configuração menos abrigada. Isto é, a mudança na geometria dos cordões coincide com cenário de menor controle do embasamento cristalino (Maciço do Imperador, a NE, e Morro de Icapara, a SO) no desenvolvimento dos alinhamentos, porém favorecidos pela queda contínua do NRM com avanço da linha de costa no sentido mar adentro (Figura 4). Neste contexto, a deriva litorânea pode ter atuado como fator primário na sedimentação o que resultou na formação do P2, que cresceu ancorado no FC3 e forçou a migração da desembocadura para NE. As idades obtidas no P2 (Figura 10) indicam que sua formação ocorreu entre 3399 ± 224 e 2748 ± 167 anos, sob deriva litorânea predominante para NE, portanto, invertida em relação à fase anterior. A formação do P2 ocorre quando o FC3 atinge limite externo do Morro de Icapara (sentido mar adentro), o qual até então deveria atuar como barreira para a deriva sentido NE. Dessa forma, a cerca de 3,3 ka, conforme os depósitos do FC3 avançam mar adentro, ocorre inversão no sentido principal da deriva litorânea que passa a dominar rumo NE. O crescimento do P2 por cerca de 3 km para NE, em sentido oposto ao P1,

resultou no fechamento da desembocadura estuarina. A taxa de progradação para a fase 3 é a mais alta de toda a planície, com incremento de aproximadamente 12,32 m/ano (Tabela 3). Essa discrepância pode ser explicada pelo paradoxo da taxa de sedimentação, o que indica que curtos intervalos de tempo podem apresentar maiores taxas de sedimentação, pois envolvem menos eventos de erosão (Sadler 1981; Korvin 1992).

O fechamento da desembocadura estuarina com a formação do P2, a partir de 3 ka, deu início à quarta fase de progradação da planície. Nesta fase os cordões desenvolvem-se em contexto de mar aberto, sob condições similares a atual linha de costa. Assim no FC4, diferente das fases anteriores, os alinhamentos de cordões estendem-se lateralmente, rumo NE, até a base do Maciço do Imperador. Enquanto que no limite SO desenvolvem-se os cordões da Praia do Leste, os quais serviram como armadilha de sedimentos para a formação do pontal P3 que forçou a migração da desembocadura do rio Ribeira de Iguape para NE da atual. Esta desembocadura foi descrita como do rio Suá Mirim por Bentz (2004). Isto indica que da fase 3 para 4 a deriva litorânea manteve o sentido SO-NE até a completa formação do P3 que resultou no fechamento e mudança de posição da desembocadura do rio Ribeira de Iguape. Durante a formação dos cordões do FC4 a taxa de progradação variou entre 1,47 m/ano, para os primeiros alinhamentos de cordões, e 0,33 m/ano entre 2,5 e 2 ka (Tabela 3). Essa redução na taxa de progradação pode estar associada à queda contínua e posterior estabilização do NRM.

Durante a fase 5, há aproximadamente 500 anos, ocorre o estabelecimento do atual curso do rio Ribeira de Iguape sob crescimento do pontal 4 (P4). O P4, atualmente ativo, cresceu ancorado no P3, porém com direção oposta, rumo SO (Magalhães *et al.* 2017, 2018; Alcántara-Carrió *et al.* 2018). Essa configuração se mantém até o presente, de modo que quanto maior a descarga fluvial do rio Ribeira de Iguape maior é a taxa de crescimento do P4 rumo SO (Alcántara-Carrió *et al.* 2018). Junto a atual linha de costa, por cerca de 200 metros de extensão observa-se o desenvolvimento de dunas eólicas na forma de cordão de precipitação. Essa alteração morfológica indica mudança no padrão deposicional, sob maior influência de processos eólicos, após aproximadamente 2 ka, quando a progradação na forma de cordões litorâneos foi cessada. Cenário similar foi identificado na região sul e sudeste brasileira, conforme descrito por Sawakuchi *et al.* (2008), Giannini *et al.* (2009), Tanaka (2010), Guedes *et al.* (2011b); Zular *et al.* (2013) e Dillenburg *et al.* (2017). A taxa de progradação correspondente à fase 5 é a menor obtida para todo o crescimento da planície, com incremento de apenas 0,07 m/ano (Tabela 3). A queda progressiva na taxa de progradação, desde o final do FC4, pode estar associada a uma fase estacionária da linha de costa sob contexto de NRM estável o que favorece o desenvolvimento de campo de dunas, juntamente com suprimento de areia, frequência e magnitude de ventos e ondas, vegetação e morfodinâmica praial (Hesp 2002; Giannini 2007).

7.3 Dinâmica costeira e variações climáticas

As variações nas taxas de progradação obtidas para a Jureia, assim como mudanças nos elementos morfológicos, permitem inferir que, apesar de importante, o NRM em queda constante desde aproximadamente 5,7 ka até o presente (Angulo *et al.* 2006) não foi o único fator de controle para o desenvolvimento dos feixes de cordões.

Estudos sobre mudanças do clima em escala milenar (Cruz *et al.* 2006a, b, 2009; Chiessi *et al.* 2010; Bernal *et al.* 2016) apontam que durante o Holoceno médio e tardio houve intensificação no Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), o que teria levado a condições mais húmidas na região Sul e Sudeste do Brasil. Esta interpretação é corroborada por Pessenda *et al.* (2009, 2012), os quais sugerem condições mais úmidas e quentes durante o Holoceno tardio, a partir da instalação de manguezal na Ilha do Cardoso, e evolução da floresta em Curucutu, na Serra do Mar, aproximadamente 100 km da área de estudo. Assim, níveis de precipitação mais altos resultariam em aumento do suprimento sedimentar via desembocaduras estuarinas e consequentemente na taxa de progradação. No entanto, esse sinal não é claro para a evolução sedimentar da planície costeira da Jureia.

Apesar do rio Ribeira de Iguape ser o rio mais importante do litoral do estado de São Paulo (Bonetti Filho & Miranda 1997; Barcellos *et al.* 2005), sua contribuição sedimentar não aparenta ser o principal fator para a progradação costeira na região. Conforme sugerido por Ybert *et al.* (2003) a bacia de drenagem do rio Ribeira de Iguape não sofreu mudanças expressivas nos níveis de precipitação ao longo do Holoceno médio e tardio. Esta tendência é confirmada por Guedes (2009) e Guedes *et al.* (2011a), os quais a partir da análise de minerais pesados indicam que não houve grandes modificações no aporte sedimentar do rio Ribeira de Iguape nos últimos 6 ka. Dessa forma, uma hipótese alternativa é que a progradação costeira é produto do retrabalhamento por ondas dos sedimentos relíquias da plataforma e deposição pelas correntes de deriva litorânea. Processos que podem ter sido intensificados pela maior frequência da passagem de frentes frias na região, conforme inferido para Ilha Comprida por Sawakuchi *et al.* (2008).

Outro fator que reforça o predomínio da dinâmica sedimentar local na evolução costeira da Jureia é o contexto anti-fase de progradação quando comparada com a Ilha Comprida. As fases com maior taxa de progradação na Jureia correlacionam-se com a menor taxa de progradação na Ilha Comprida. Na planície da Jureia entre 4 e 2 ka, a taxa de progradação média foi de 3,18 m/ano com incremento de área de 26,58 $10^3\text{m}^2/\text{ano}$. Enquanto que no mesmo intervalo de idades na Ilha Comprida ocorre a menor taxa de progradação, de 0,24 m/ano, com incremento de área de aproximadamente 10 $10^3\text{m}^2/\text{ano}$ (Guedes 2009; Guedes *et al.* 2011b). Já o final da evolução da Jureia após o

desenvolvimento do FC4, há 2 ka, a taxa de progradação cai expressivamente, para 0,07 m/ano e $0,85 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$, com formação de dunas eólicas. Enquanto na Ilha Comprida a progradação é favorecida tanto transversal quanto longitudinalmente, com médias de taxa de progradação e incremento de área de 2,34 m/ano e $62,5 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$, respectivamente.

A correlação antifásica no padrão de progradação entre as duas planícies pode estar relacionada a mudanças na retenção e passagem de sedimentos ao longo da costa (*sediment bypass*). De acordo com Guedes *et al.* (2011b) a fisiografia atuou como o principal fator controlador na evolução da Ilha Comprida, de forma que períodos com alta taxa de crescimento transversal estão relacionados ao bloqueio do transporte sedimentar por deriva litorânea, devido à presença de embasamentos rochosos. O bloqueio pode ter restringido inclusive o transporte de sedimentos para a região da Jureia, a qual progradou em contexto abrigado e sob condições de aporte sedimentar via canais fluviais e retrabalhamento dos sedimentos por ondas e deriva litorânea. Porém nos últimos 4.0 ka, quando a progradação da planície alcança o embasamento cristalino (Maciço do Imperador e Morro de Icapara) a deriva litorânea teria atuado como importante fator de controle para a evolução da Jureia, contribuindo com transporte de sedimentos e posterior retrabalhamento por ondas e ventos que resultaram na formação de cordões litorâneos.

Apesar das diferenças na taxa de progradação durante o desenvolvimento da Jureia, a mudança mais significativa é a queda acentuada da mesma por volta de 2 ka (Tabela 3, Figura 10), seguida pela formação de dunas eólicas. Conforme proposto por Sawakuchi *et al.* (2008) para a Ilha Comprida, a formação de dunas na Jureia também pode ter correlação com o aumento da intensidade e frequência de frentes frias durante a Pequena Idade do Gelo (PIG). A idade de 399 ± 81 anos obtida para as dunas eólicas na Jureia (ponto L1 – Figura 10) corrobora a interpretação. O aumento de transporte sedimentar longitudinal, associado à intensificação dos ventos e mudança no regime de ondas decorrente do aumento na frequência e intensidade de frentes frias vindas de sul durante a PIG teria favorecido o desenvolvimento de dunas eólicas.

Padrão similar de evolução costeira também foi observado em São Francisco do Sul (Santa Catarina) (Zular *et al.* 2013), com progradação através da formação de cordões litorâneos entre 4,9 e 1,8 ka e posterior desenvolvimento de dunas parabólicas sob intensificação de frentes frias durante o Holoceno tardio. O período favorável à sedimentação eólica, em São Francisco do Sul, guarda correspondência com o aumento na amplitude dos eventos El Niño Oscilação Sul (ENOS) e deslocamento para norte do cinturão de ventos de oeste (*westerlies wind belt*) (Zular *et al.* 2013). O deslocamento a norte dos ventos de oeste também foi identificado em sedimentos marinhos no Chile (Lamy *et al.* 2001) e no Lago Cardiel, Argentina (Gilli *et al.* 2005).

Adicionalmente, na costa do Paraná barreiras também apresentam mudanças nas taxas de progradação nos últimos 2 mil, conforme discutido por Lessa *et al.* (2000) e Angulo *et al.* (2009). Segundo Dillenburg *et al.* (2017) na planície de cordões progradante do Cassino (Rio Grande do Sul), períodos marcados por atividade eólica foram favorecidos durante condições de tempestades mais frequentes e intensas devido à passagem de frentes frias. As idades mais recentes, de aproximadamente 250 e 220 anos, obtidas para as dunas eólicas no Cassino correlacionam-se com a PIG. Ainda para os últimos 2 ka, em estudo referente a planícies de cordões em SC, Takana (2010) identificou diminuições nas taxas de progradação (de 3,45 para 0,55 m/ano na planície de Campos Verdes, e de 1,06 para 0,25 na planície do Ji) associadas ao desenvolvimento significativo de dunas eólicas correlacionadas à intensificação dos ventos de NE durante a PIG.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da integração dos resultados é possível listar as seguintes considerações finais:

- A sequência vertical de fácies reconhecida no afloramento da margem do rio Ribeira de Iguape, na região da Jureia, caracteriza uma sucessão sedimentar progradante;
- A evolução sedimentar de parte da planície costeira da Jureia ocorreu através da formação de cordões litorâneos a partir de dunas frontais, sob NRM em queda suave, durante os últimos 4 ka;
- Foram diferenciadas cinco fases principais de evolução da planície, caracterizadas pela formação de cordões litorâneos e pontais recurvados:
 - Fase 1 - Formação do FC1 (< 4 ka);
 - Fase 2 - Formação do FC2 e P1 (4 ka – 3,5 ka);
 - Fase 3 - Formação do FC3 e P2 (3,5 – 3 ka);
 - Fase 4 - Formação do FC4 e P3 (3 ka – 500 anos);
 - Fase 5 - Mudança no curso do rio Ribeira de Iguape, e formação de dunas junto à linha de costa atual (500 anos – presente);
- As fases de evolução e taxas de progradação obtidas para a Jureia demonstram correlação antifásica em comparação com a Ilha Comprida, com alternância de períodos favoráveis à progradação costeira. Essa relação antifase pode estar associada ao controle fisiográfico sobre os processos sedimentares e consequente efeito na retenção e passagem de sedimentos (*sediment bypass*), indicando a importância de correntes de deriva litorânea e dinâmica local para a progradação na Jureia;
- A formação de dunas, após 2 ka, sugere forte atividade eólica combinada à maior disponibilidade de sedimento na região, como resultado de frentes frias mais frequentes e

intensas, o que também demonstra a importância do transporte sedimentar por correntes de deriva para a dinâmica local;

- A idade obtida para as dunas do rio Suá-Mirim, de aproximadamente 400 anos, apresenta boa correlação com o evento de resfriamento no Hemisfério Norte conhecido como Pequena Idade do Gelo, conforme também observado para a Ilha Comprida, SP (Sawakuchi *et al.* 2008; Guedes 2009; Guedes *et al.* 2011b), e Cassino, RS (Dillenburg *et al.* 2017).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AITKEN, M. J. 1998. An Introduction to Optical Dating. Oxford: Oxford University Press.
- 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**(6): 486-506.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. 2009. The Holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, Southern Brazil. Lecture Notes in Earth Sciences. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil, 107. SpringerVerlag, Berlin, pp. 135–176 (Orgs. S.R.Dillenburg and P.A.Hesp.)
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**(6): 711-728.
- AUBREY, D. G.; GAINES, A. G. 1982. Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low rates of littoral drift. *Marine Geology*, **49**: 257–278
- AVINASH, K.; DEEPIKA, B.; JAYAPPA, K.S. 2013. Evolution of spit morphology: a case study using a remote sensing and statistical based approach. *Journal of Coastal Conservation*, **17**: 327–337.
- BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 579-583.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. 2013. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *Journal of Coastal Research*, **65**(sp2): 1265-1270.
- LEANDRO, C. G.; BARBOZA, E. G.; CARON, F.; DE JESUS, F.A. 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, **162**: 1-12.
- BARCELOS, J. H. 1975. *Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 155.
- BARCELLOS, R. L.; BERBEL, G. B. B.; BRAGA, E. D. S.; FURTADO, V. V. 2005. Distribuição e características do fósforo sedimentar no sistema estuarino lagunar de Cananeia-Iguape, Estado de São Paulo, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, **19**(1): 022-036.
- BENTZ, D. & GIANNINI, P. C. F. 2003. Interpretação aerofotogeomorfológica da Planície Costeira de Una-Jureia, municípios de Peruíbe-Iguape, SP: Modelo evolutivo e origem da erosão na praia da Jureia. In: *IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*.
- BENTZ, D. 2004. *Os cordões litorâneos da planície de Una-Jureia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado pp. 134.
- BERTON, F.; GUEDES, C. C. F.; VESELY, F. F.; SOUZA, M. C.; ANGULO, R. J.; ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G. 2019. Quaternary coastal plains as reservoir analogs: Wave-

- dominated sand-body heterogeneity from outcrop and ground-penetrating radar, central Santos Basin, southeast Brazil. *Sedimentary Geology*, **379**: 97-113.
- BIRD, E. C. F. 2011. *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons, pp. 436.
- BONETTI FILHO, J. & MIRANDA, L. B. 1997. Estimativa da descarga de água doce no sistema estuarino-lagunar de Cananeia-Iguape. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **45**(1-2): 89-94.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B. A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **80**(3-4): 139-150.
- BRISTOW, C. S. 1995 Internal geometry of ancient tidal bedforms revealed using ground penetrating radar. In: FLEMMING, B. W. & BARTHOLOMA, A. (Eds.), *Tidal signatures in modern and ancient sediments*, John Wiley & Sons, Spec. Publs. Ass. Sediment, **24**(28): 313-328.
- BROOKE, B.; RYAN, D.; PIETSCH, T.; OLLEY, J.; DOUGLAS, G.; PACKETT, R.; RADKE, L.; FLOOD, P. 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, **251**(3-4): 195-208.
- BUCHMANN, F. S. C.; ZURLO, F. M.; MARTINS, C. A. C.; VANNUCHI, F. 2015. Ciclos de erosão e progradação na Praia do Leste (Iguape, SP). Paleontologia e cronologia dos fósseis encontrados. In: 15 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Imbé, RS.
- BUCHMANN, F. S.; ZURLO, F. M.; VANNUCHI, F. & MARTINS, C. A. C. 2017. First record of a fossil Blue Whale in São Paulo State, Brazil. *Aquatic Mammals*, **43**(6): 649-654.
- BUCK, S. G.; GOLDRING, R. 2003. Conical sedimentary structures, trace fossils or not? Observations, experiments, and review. *Journal of Sedimentary Research*, **73**(3) 338-353.
- CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO JR, E. 2003. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **51**: 63-78.
- CAMPOS, C. C.; FORNARI, M.; FREITAS, L.T.F.; FERREIRA, G.; BUCHMANN, F. C. 2014. Controles na Arquitetura Sedimentar do Sistema de Cordões Litorâneos, Iguape, São Paulo. In: 26 Congresso de Iniciação Científica, São Vicente, SP.
- CAMPOS, C. C.; FORNARI, M.; BUCHMANN, F. C.; GUEDES, C. C. L.; GIANNINI, P. C. F.; RODRIGUES, F. C. G. 2015. Elementos arquitetônicos do pontal arenoso recurvado da praia da Jureia, Iguape, SP. In: 15 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Imbé, RS.
- CAMPOS, C. *Geomorfologia e arquitetura sedimentar da planície de cordões litorâneos da praia da Jureia, Iguape, SP*. 2015. São Vicente, Instituto de Biociências da Universidade Estadual Paulista – Campus do Litoral Paulista, Trabalho de Conclusão de Curso, pp. 55.
- CAMPOS, C. C.; FORNARI, M. 2016. Mudanças na morfologia e arquitetura deposicional de pontais arenosos recurvados, planície costeira da Jureia, Iguape (SP). In: 48 Congresso Brasileiro de Geologia, 2016, Porto Alegre. São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia.
- CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. 1994. *Coastal Evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 517.

- CARVALHO, I. F.; FORNARI, M.; DOMINGUEZ, Y.; BUCHMANN, F. S. C. 2016. Morfologia e granulometria do sistema praia-duna frontal da Jureia, Iguape, São Paulo. *In: XXVIII Congresso de Iniciação Científica*, UNESP, Campus do Litoral Paulista, São Vicente, SP.
- CLIFTON, H. E.; HUNTER, R. E.; PHILLIPS, R. L. 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**(3): 651-670.
- COWELL, P. J. & THOM, B. G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. *In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (Eds.), Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 33-86.
- CRUZ Jr., F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A. 2006a. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, **25**(21): 2749-2761.
- CRUZ Jr., F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. 2006b. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, **248**(1-2), 495-507.
- CRUZ Jr., F. W.; BURNS, S. J.; JERCINOVIC, M.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**:2250-2263.
- CRUZ Jr., F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. 2009. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, **2**:210-214
- CURRAY, J. R. 1964. Transgressions and regressions. *Papers in Marine Geology*, 175-203.
- da ROCHA, C. M.; BARBOZA, E. G.; NIENCHESKI, L. F. H. 2018. Radon activity and submarine groundwater discharge in different geological regions of a coastal barrier in Southern Brazil. *Environmental earth sciences*, **77**(14), 527.
- DAVIS, J. L. & ANNAN, A. P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting*, **37**(5): 531-551.
- DAVIS, R. A. J. & BARNARD, P. 2003. Morphodynamics of the barrier-inlet system, West-central Florida. *Marine Geology*, **200**: 77-101.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7-6 ka. *Marine Geology*, **390**: 106-119.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(2): 98-105.
- FRUERGGAARD, M.; KIRKEGAARD, L.; ØSTERGAARD, A. T.; MURRAY, A. S.; ANDERSEN, T. J. 2019. Dune ridge progradation resulting from updrift coastal reconfiguration and increased littoral drift, *Geomorphology*, **330**: 69-80.
- FREY, R. W.; HOWARD, J. D.; WAYNE, A. P. 1978. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **23**: 199-229.

- FITZGERALD, D. M. 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. Springer New York, 186-225.
- GALLAGHER, E. L. 2003. A note on megaripples in the surf zone: evidence for their relation to steady flow dunes. *Marine Geology*, **193**: 171-176
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. 2004. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over WestCentral Brazil, *Journal of Climatology*, **17**: 47–66.
- GAN, M. A. & RAO, V. B. 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, **119**(5), 1293-1302.
- GAWTHOPER, R. L.; COLLIER, R. E. L.; ALEXAMDER, J.; LEEDER, M.; BRIDGE, J. S. 1993. Grand Penetrating Radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Special Publication Geology Societies*, **73**: 421-432.
- GEOBRÁS – GEOBRÁS S/A – Engenharia e Fundações. 1966. Complexo Valo Grande – Mar Pequeno – Ribeira de Iguape. *Relatório para o serviço do Vale do Ribeira*, São Paulo, DAEE, v. 2.
- GIANNINI, P. C.; DEBLASIS, P.; SAWAKUCHI, A. O.; AMARAL, P. G. 2005. Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral sul de Santa Catarina. In: *10 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, **10**: 196.
- GIANNINI, P. C.; SAWAKUCHI, A. O.; MARTINHO, C. T.; TATUMI, S. H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imituba–Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology*, **237**(3): 143-168.
- GIANNINI, P.; GUEDES, C.; NASCIMENTO, D.; TANAKA, A.; ANGULO, R.; SOUZA, M.; ASSINE, M. 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG, S. R. & HESP, P. A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences, Berlin – Heidelberg, Springer, p. 177-224.
- GILLI, A.; ARIZTEGUY, D.; ANSELMETTI, F. S.; MCKENZIE, J. A.; MARKGRAF, V.; HAJDAS, I.; MCCULLOCH, R.D. 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America — sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina. *Global and Planetary Change*, **49**: 75–93.
- GOODWIN I. D.; STABLES, M. A.; Olley J. M. 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka-Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, **226**(1-2): 127-144.
- GUEDES, C. F. 2009. *Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 133.
- GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; NASCIMENTO JR., D. R.; SAWAKUCHI, A. O.; TANAKA, A. P. B.; ROSSI, M. G. 2011a. Controls on heavy-mineral and grain-size in a Holocene regressive barrier (Ilha Comprida, Southeastern Brazil). *Journal of South America Earth Sciences*, **31**:110–123.
- GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO, D. R.; AGUIAR, V. A. P.; ROSSI, M. G. 2011b. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, **285**(1):1-16.

- HAYES, M. O. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, **26**(1): 139-156.
- HEDGE, V. S.; NAYAK, S. R.; KRISHNAPRASAD, P. A.; RAJAWAT, A. S.; SHALINI, R.; JAYAKUMAR, S. 2015. Evolution of diverging spits across the tropical river mouths, central west coast of India. *Journal of Coastal Zone Management*, **18**(2).
- HESP, P. A. 2002. A gênese de cristas de praias e dunas frontais. *Mercator*, **01**(02):119-125.
- HESP, P. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48**: 245–268.
- HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYAP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. L. S.; TOLDO JR, E. E.; TABAJARA, L. L. C. A.; CLEROT, L. C. P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and re-examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**(3): 493-508.
- HUNTER, R. E.; CLIFTON, H. E.; PHILLIPS, R. L. 1979. Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**(3):0711-0726.
- IPT. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1:1.000.000. IPT, São Paulo. 2 mapas, 1 nota explicativa.
- ISLA, F. I. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, **8**(4): 359-368.
- JOL, H. M. & BRISTOW, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. (Eds), *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society, London, Special Publications, **211**: 9-27.
- KARNIOL-MARQUEZ, M. R. 2007. *Morfodinâmica de um segmento da praia da Ilha Comprida, litoral sul do Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 137.
- KAWAKUBO, F. S. 2008. Avaliação das mudanças na linha de costa na foz do rio Ribeira de Iguape/desembocadura lagunar da Barra do Icapara (litoral sul de São Paulo - Brasil) utilizando dados do Landsat MSS, TM e ETM+. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. **68**: 41-49.
- KOMAR, P. D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, pp. 429.
- KOMAR, P. D. 1998. *Beach processes and sedimentation*. 2.Ed. Prentice Hall, pp. 544.
- KORVIN, G. 1992. Fractal Models in the Earth Sciences. *Elsevier*, Amsterdam.
- KUNTE, P. D.; WAGLE, B.G. 1991. Spit evolution and shore drift direction along South Karnataka Coast, India. *Giornale di Geologia*, **153**: 71–80.
- LAMY, F.; HEBBELN, D.; ROEHL, U.; WEFER, G. 2001. Holocene rain fall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**: 369–382.
- LEATHERMAN, S. P. 1987. Coastal geomorphological applications of groundpenetrating radar. *Journal of Coastal Research*, **3**(3):397-399.
- LESSA, G. C., ANGULO, R. J., GIANNINI, P. C. F., ARAUJO, A. D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, **165**: 87–108.

- MAGALHÃES, R. H; FORNARI, M. 2017. Mudanças morfológicas de pontal recurvado e sua relação com variáveis climáticas e oceanográficas, Iguape, São Paulo. *In: XXIX Congresso de Iniciação Científica, São Vicente, SP.*
- MAGALHÃES, R. H; FORNARI, M.; CARVALHO, I. F. 2018 Ação de variáveis climáticas e oceanográficas na morfologia de pontal recurvado Iguape, São Paulo. *In: XXX Congresso de Iniciação Científica, São Vicente, SP.*
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1975. The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology – the ancient strandlines. *Anais da academia Brasileira da Ciências*, **47**: 249-263.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. *In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte*, **1**: 281-294.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1978. Ilha Comprida: um exemplo de ilha barreira ligada às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, Recife*, **2**: 905-912.
- MARTIN, L; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1979. Le Quaternaire marin du litoral brésilien entre Cananeia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). *In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; MARTINS, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo*, p. 296-331.
- MARTIN, L; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILLAS-BOAS, G. S. 1979/1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahier ORSTOM Série Géologie*, **11**: 95-124.
- MARTINHO, C. T. 2004. *Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 108.
- MARTINS, D. C.; CANCELLI, R. R.; LOPES, R. P.; HADLER, P.; TESTA, E. H.; BARBOZA, E. G. 2019. Ocorrência de *Ophiomorpha nodosa* em sedimentos pleistocênicos da Planície Costeira da Pinheira, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **21**(1): 79-86.
- MASON, O. K. 1993. The geoarchaeology of beach ridges and cheniers: studies of coastal evolution using archaeological data. *Journal of Coastal Research*, **9**(1): 126-146.
- MAUZ, B.; HIJMA, M. P.; AMOROSI, A.; PORAT, N.; GALILI, E.; BLOEMENDAL, J. 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth Science Reviews*, **121**: 31-54.
- MESQUITA, A. R. & HARARI, J. 1983. Tides and tides gauges of Cananeia and Ubatuba – Brazil (Lat. 24°). *Relatório Interno do Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo*, **11**: 1-14.
- MIALL, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 433.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, **32**(1), 57-73.
- NASCIMENTO JR, D. R. 2006. *Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia-duna frontal de Ilha Comprida*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 137.
- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology; principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, **66**(6): 261–330.

- NIENHUIS, J. H.; ASHTON, A. D.; NARDIN, W.; FAGHERAZZI, S.; GIOSAN, L. 2016. Alongshore sediment bypassing as a control on river mouth morphodynamics. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, **121**: 664–683.
- NIMER, E. 1989. Climatologia do Brasil, 2ª ed. IBGE: Rio de Janeiro 421 pp.
- NORDSTROM, K. F. 1994. Developed coasts. In: CARTER, R.W.G. & WOODROFFE, C.D. (Eds.), *Coastal evolution: Late quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 477-509.
- OTVOS, E. 2000. Beach ridges – definition and significance. *Geomorphology*, **32**: 83–108.
- PEMBERTON, S. G.; MACEACHERN, J. A.; DASHTGARD, S. E.; BANN, K. L.; GINGRAS, M. K.; ZONNEVELD, J. P. 2012. Shorefaces. In *Developments in sedimentology* **64**: 563-603.
- PESSENDA, L. C. R.; De OLIVEIRA, P. E.; MOFATTO, M.; de MEDEIROS, V. B.; GARCIA, R. J. F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; LEITE, A. Z.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**(3): 437-452.
- PESSENDA, L. C. R.; VIDOTTO, E.; De OLIVEIRA, P. E.; BUSO Jr, A. A.; COHEN, M. C. L.; de FÁTIMA ROSSETTI, D.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J. A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **363**: 57-68.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1971. Some aspects of the Neocenoic sedimentation in the Cananeia-Iguape Lagoonal region, São Paulo, Brasil. *Estudos Sedimentológicos*, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, p.25-33.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananeia lagoonal region sedimentary deposits. São Paulo, Brasil. Part II: Heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. *Boletim do Instituto de Geociências* (Instituto de Geociências da USP), **4**:71-85.
- PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, **58**:53–70.
- PRESCOTT, J. R. & STEPHAN, L. G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating: latitude, altitude and depth dependencies. *J. Council Europe PACT* **6**: 17-25.
- PRITCHARD, D. W. 1995. Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **81**(6): 1-11.
- REINSON, G. E. 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In: WALKER, R.G. (ED.) *Facies Models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 119–140.
- RHODES, E. J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **39**: 461-488.
- RIBEIRO, H. J. P. S. 2001. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. In: ASSINE, M. L. & PERINOTTO, A. J. *Estratigrafia de seqüências – Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, p. 99-134.
- RODRIGUES, R. B.; SUGUIO, K.; SALLUN, A. E. M.; SIMINE, L. R. L. 2011. Estudo Malacológico de Sambaquis de Momuna (Iguape - SP) e o seu Significado

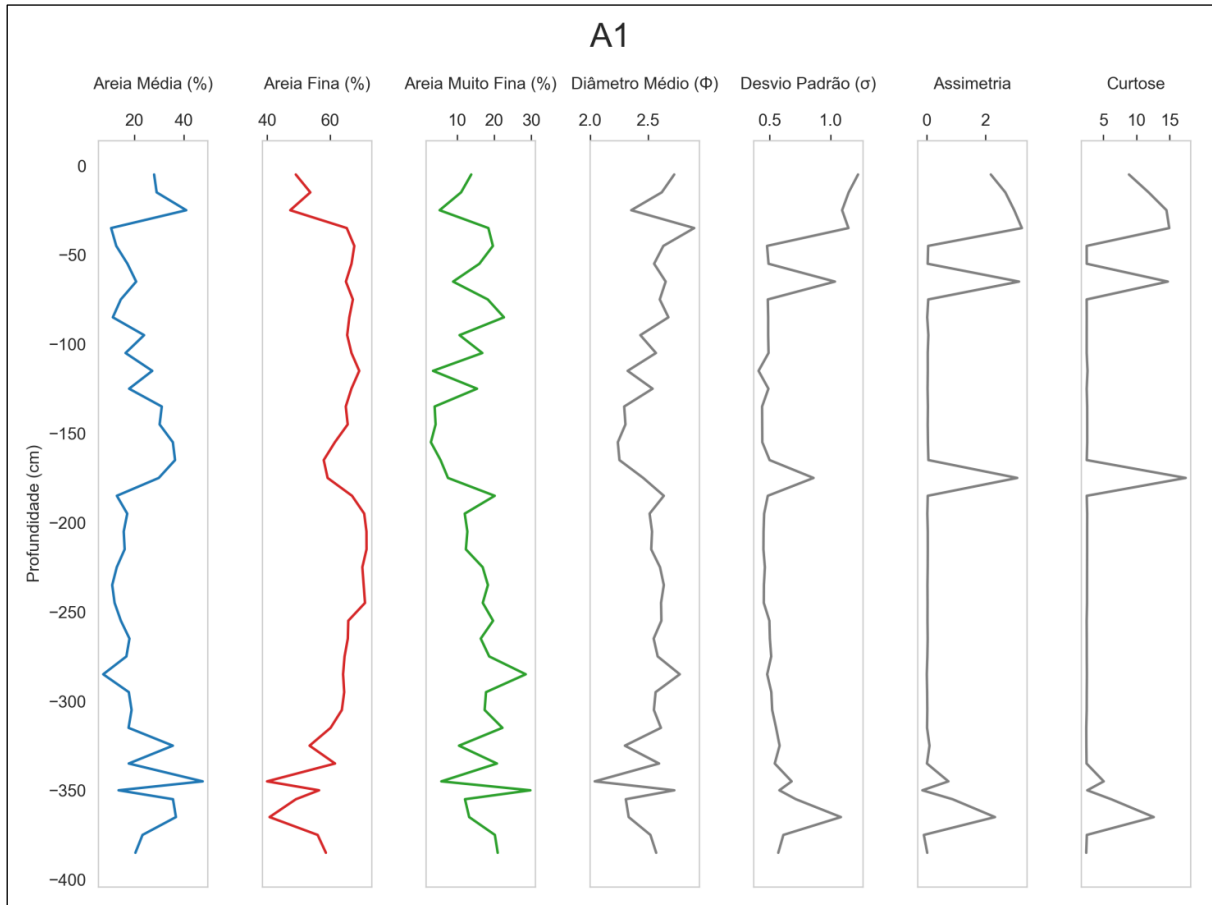
- Paleoambiental. *Revista do Instituto de Geociências* – Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, **11**(1): 137-147.
- ROSS, D. A. 1978. *Opportunities and uses of the Ocean*. Springer Verlag, pp. 248–274.
- ROSSETTI, D. F.; Polizel, S. P.; Cohen, M. C. L.; Pessenda, L. C. R. 2015. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce river delta, southeastern Brazil: implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, **367**: 171-190.
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (Eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 121-186.
- SADLER, P. M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, **89**:569-584.
- SAWAKUCHI, A. O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P. C. F.; NASCIMENTO, D. R.; GUEDES, C. C. F.; UMISED, N. K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **27**(21): 2076-2090.
- SCHWARTZ, R. K.; BIRKEMEIER, W. A. 2004. Sedimentology and morphodynamics of a barrier island shoreface related to engineering concerns, Outer Banks, NC, USA. *Marine Geology*, **211**: 215-255.
- SHIPP, R. C. 1984. Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, eastern Long Island, New York. *Marine Geology*, **60**(1-4): 235-259.
- SHORT, A. D. 1979. Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*, **87**: 553-571.
- SHORT, A. D. 1984. Beach and nearshore facies: southeast Australia. *Marine Geology*, **60**(1-4): 261-282.
- SILVA, F. G.; SOUSA, P. H. G. O.; SIEGLE, E. 2016. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. *Ocean Dynamics*, **66**(6–7): 853–863.
- SOUZA, L. A. P.; TESSLER, M. G.; GALLI, V. L. O gráben de Cananeia. *Brazilian Journal of Geology*, **26**(3): 139-150, 1996.
- de SOUZA, M. C.; ANGULO, R. J.; ASSINE, M. L.; de CASTRO, D. L. 2012. Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. *Marine Geology*, **291**: 49-62.
- STAPOR, F. W. 1975. Holocene beach ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **22**: 116-144.
- STIMPSON, W. 1866. Descriptions of new genera and species of macrurous Crustacea from the coasts of North America. *Proceedings of the Chicago Academy of Sciences*. **1**(1): 46-48.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary* - Special Publication n° 01 - The Brazilian National Working Group for the IGCP; Project 61, Instituto de Geociências da USP, pp.55.

- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au quaternaire recent dans la region de Cananeia-Iguape, São Paulo. *Boletim do Instituto Geológico*, **7**:113-129.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In: MÖRNER, N.A. (Ed), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Chichester, John Wiley & Sons, p. 471-486.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **273**-185.
- SUGUIO, K. & PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape - Cananeia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brasil. Part I: Field observations and grain size analysis. *Boletim do Instituto de Geociências (USP)*, **4**: 1-20.
- TAMURA, T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, **114**: 279-297.
- TAMURA, T.; NICHOLAS, W. A.; OLIVER, T. S.; BROOKE, B. P. 2018. Coarse-sand beach ridges at Cowley Beach, north-eastern Australia: Their formative processes and potential as records of tropical cyclone history. *Sedimentology*, **65**(3): 721-744.
- TANAKA, A. P. B.; GIANNINI, P. C. F.; FORNARI, M.; JUNIOR, D. R. N.; SAWAKUCHI, A. O.; RODRIGUES, S. I.; MENEZES, P. M. L.; DeBLASIS, P.; PORSANI, J. L. 2009. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(4): 751-767.
- TANAKA, A. P. B. 2010. *Sedimentologia, cronologia e dinâmica progradacional das planícies costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC)*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 124.
- TAYLOR, M. & STONE, G. W. 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, **12**(3): 612-621.
- TESSLER, M. G. 1982. *Sedimentação atual na região lagunar de Cananeia-Iguape, Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, pp. 110.
- TESSLER, M. G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista, estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, pp. 296.
- TESSLER, M. G. & CAZZOLI Y GOYA, S. 2005. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, **17**: 11-23.
- TESSLER, M. G. & SOUZA, L. A. P. 1998. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananeia-Iguape, SP. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **46**(1): 69-83.
- TOMAZELLI, L. J. & DILLENBURG, S. R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, **244**: 33-45.
- VAN OVERMEEREN, R. A. 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics* **40**: 1-18.

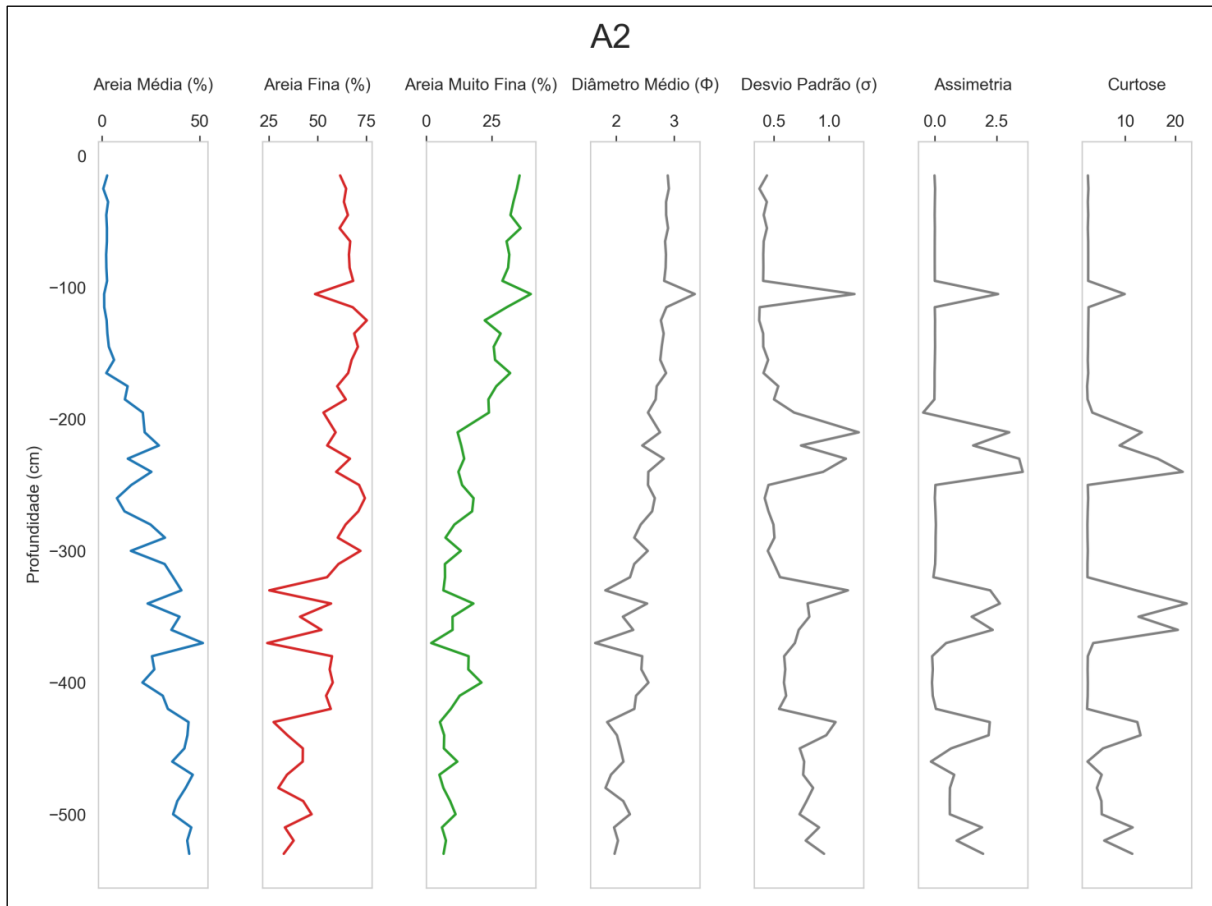
- VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. 2002. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, **130**(3), 684-699.
- WALKER, R. G. 1992. General Introduction: Facies, Facies Sequences and Facies Models. In: WALKER, R. G. (ED.) *Facies Models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp.1-10.
- WALKER, R. G.; PLINT, A. G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Can., St. John's, Geotext 1, pp. 219-238.
- WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, **30**(5): 377-392.
- WINTLE, A. G. & MURRAY, A. S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation measurements*, **41**(4): 369-391.
- WRIGHT, L. D. & COLEMAN, J. M. 1978. River delta morphology: wave climate and the role of subaqueous profile. In: SWIFT, D. J. P. & PALMER, H. D. (Ed.). *Coastal Sedimentation*. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, pp. 87-89.
- WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; BRADSHAW, M. P.; COWELL, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia, *Marine Geology*, **32**: 105-140.
- YAGASHITA, K.; ARAKAWA, S.; TAIRA, A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaley crossstratification. *Sedimentary Geology*, **78**: 81-189.
- YBERT, J. P.; BISSA, W. M.; CATHARINO, E. L. M.; KUTNER, M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**(1): 11-24.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, **11**(5), 1020-1040.
- ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C.; MENDES, V. R.; NASCIMENTO, D. R.; GIANNINI, P. C. F.; AGUIAR, V. A. P.; DEWITT, R. 2013 Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*, **335**: 64-77.
- ZURLO, F. M. 2015. *Descrição do fóssil de baleia-azul encontrado na Praia do Leste, Iguape, SP*. São Vicente, Instituto de Biociências da Universidade Estadual Paulista – Campus do Litoral Paulista, Trabalho de Conclusão de Curso, pp. 40.

ANEXO I

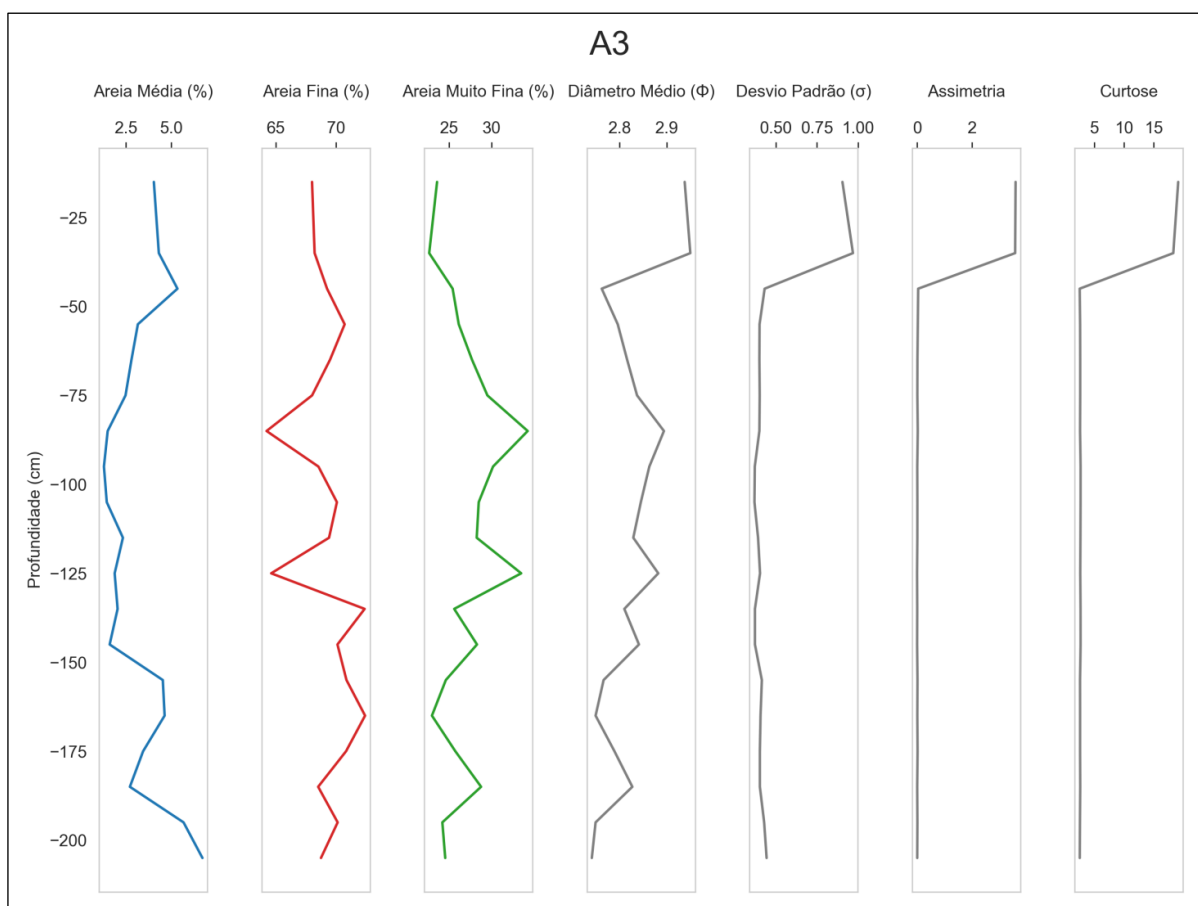
Gráficos dos dados granulométricos.



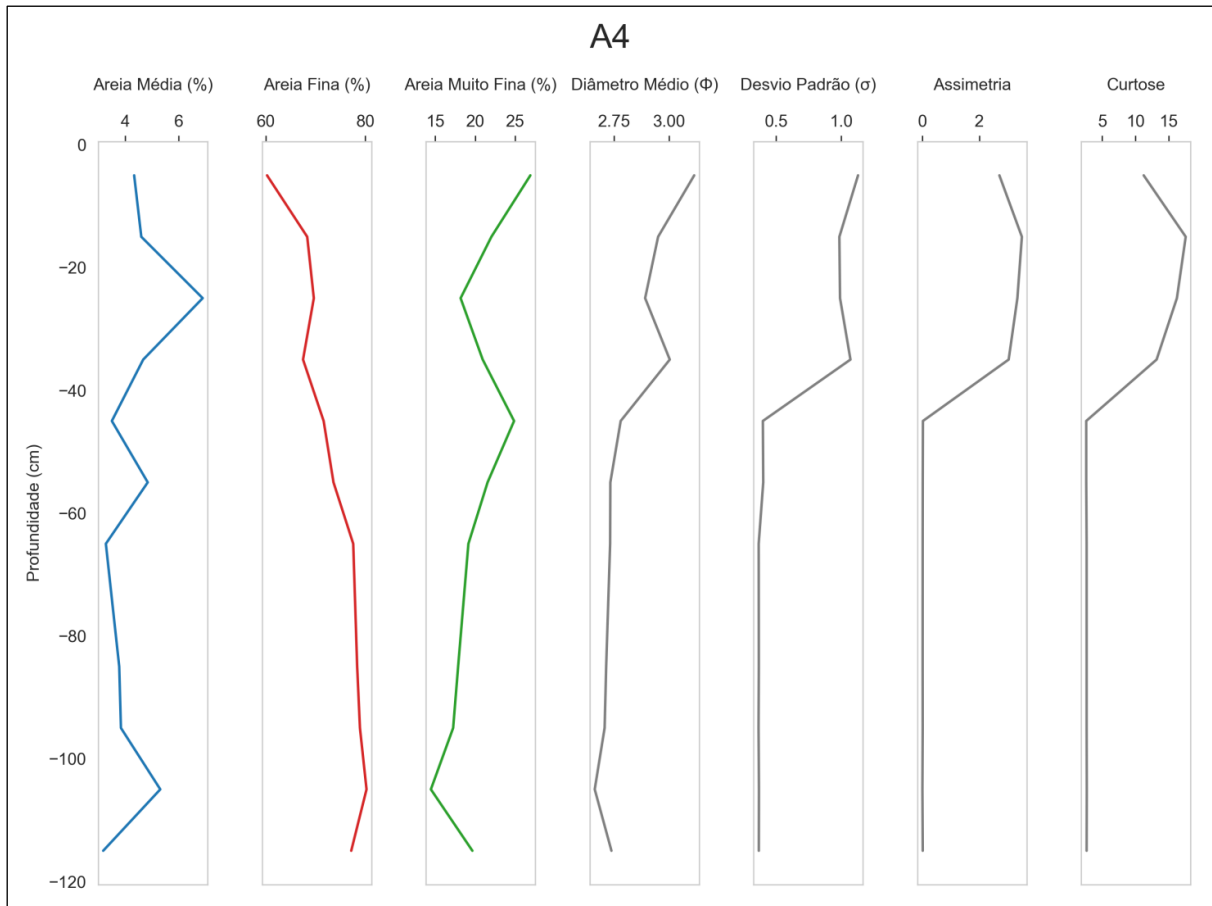
Parâmetros granulométricos para amostras coletadas de 10 em 10 cm ao longo do ponto A1, correspondente ao perfil 1, analisado em afloramento à margem do rio Ribeira de Iguape.



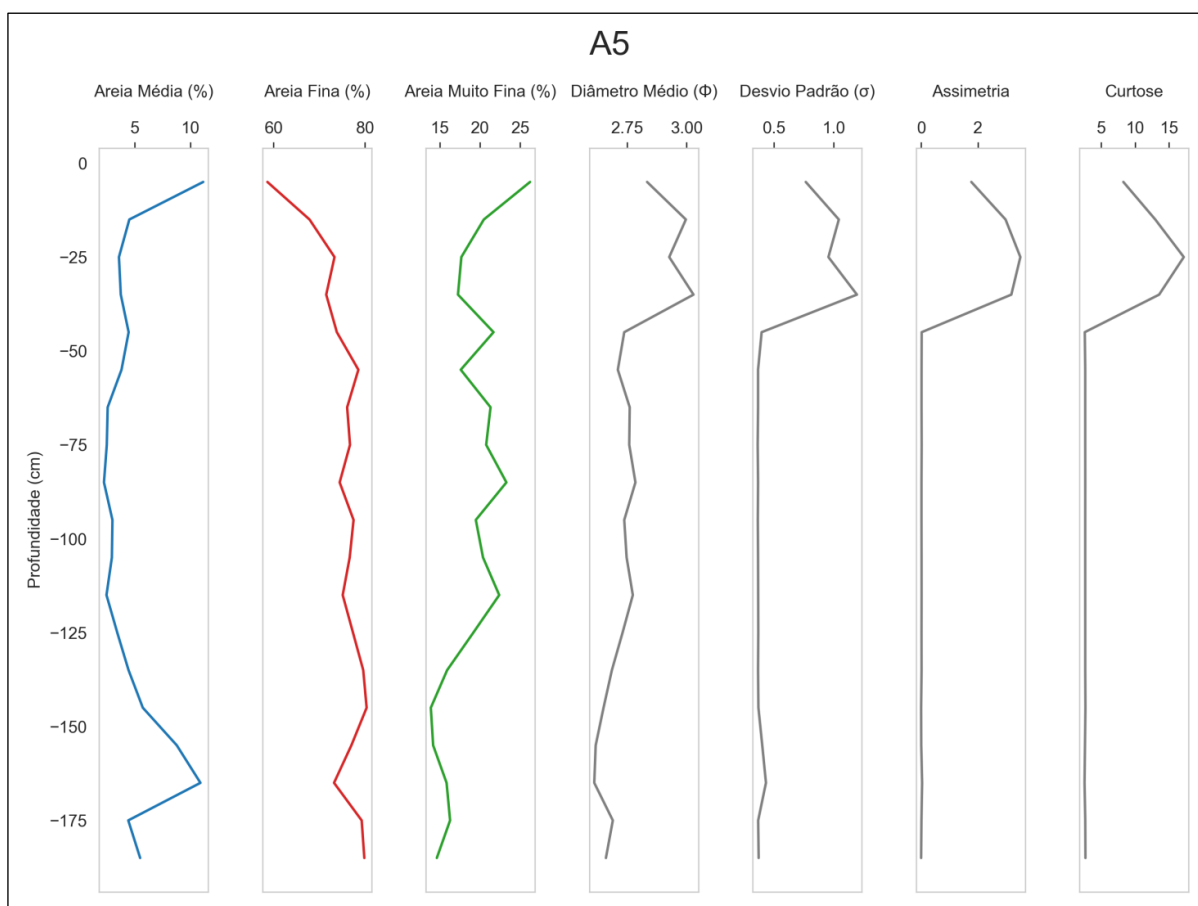
Parâmetros granulométricos para amostras coletadas de 10 em 10 cm ao longo do ponto A2, correspondente ao perfil 1, analisado em afloramento à margem do rio Ribeira de Iguape.



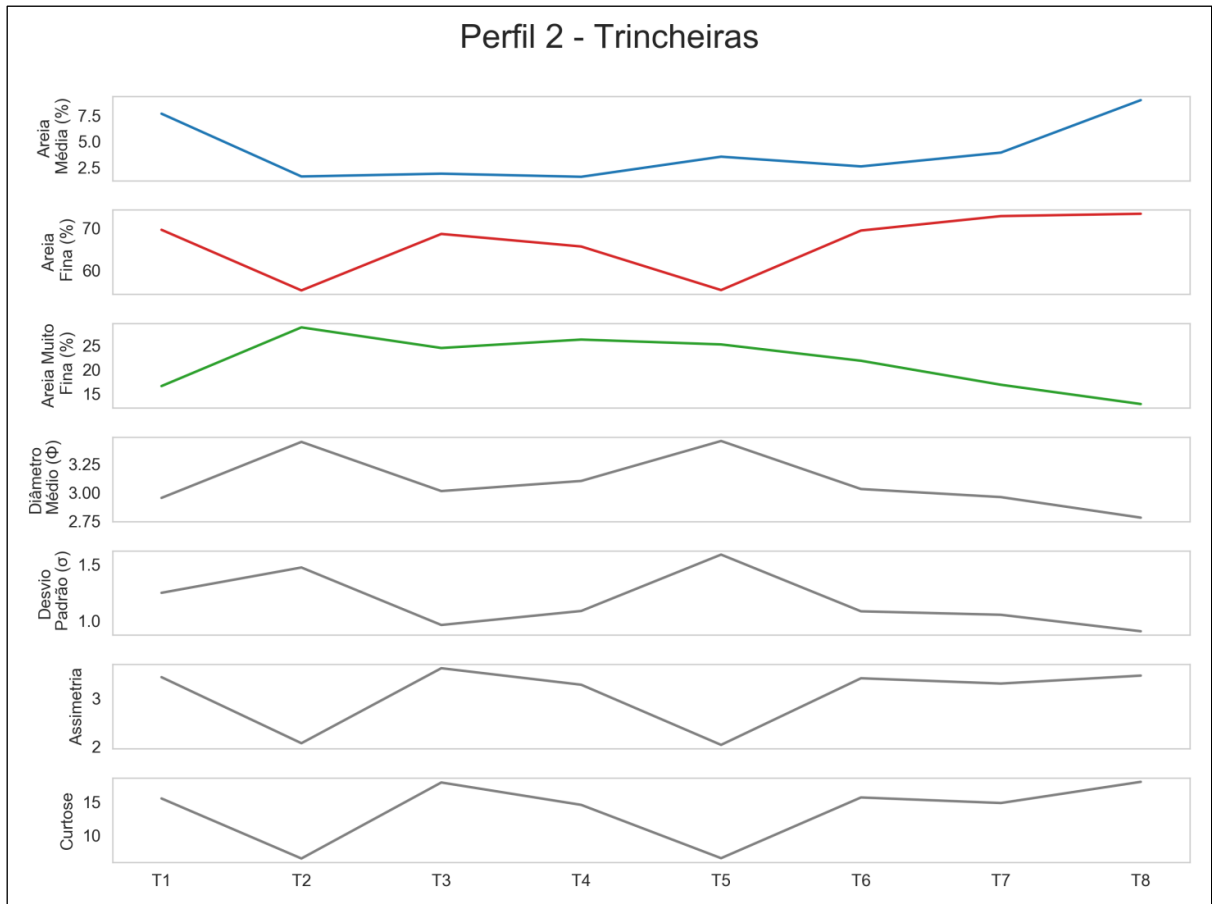
Parâmetros granulométricos para amostras coletadas de 10 em 10 cm ao longo do ponto A3, correspondente ao perfil 1, analisado em afloramento à margem do rio Ribeira de Iguape.



Parâmetros granulométricos para amostras coletadas de 10 em 10 cm ao longo do ponto A4, correspondente ao perfil 1, analisado em afloramento à margem do rio Ribeira de Iguape.



Parâmetros granulométricos para amostras coletadas de 10 em 10 cm ao longo do ponto A5, correspondente ao perfil 1, analisado em afloramento à margem do rio Ribeira de Iguape.



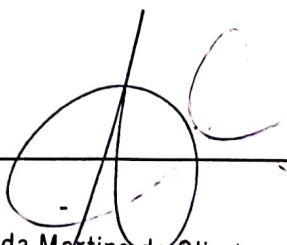
Parâmetros granulométricos para amostras de superfície, coletadas em perfil transversal ao sentido de crescimento da planície. Pontos T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8.

ATESTADO DE APROVAÇÃO - DEFESA

Atestamos que **ANA SÍLVIA DE FIGUEIREDO MARTINS**, RA nº: BAQ170232, RG nº 38012669-2, expedido pela SSP/SP/SP, defendeu, no dia 12/09/2019, a dissertação intitulada **"EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DO COMPLEXO DE CORDÕES LITORÂNEOS DA JURÉIA, IGUAPE, SP"**, junto ao Programa de Pós Graduação em Biodiversidade de Ambientes Costeiros, Curso de Mestrado Acadêmico, tendo sido 'APROVADA'.

Atestamos ainda que a obtenção do título dependerá de homologação pelo Órgão Colegiado competente.

São Vicente, 12 de setembro de 2019



Amanda Martins de Oliveira
Seção Técnica de Graduação
e Pós-graduação
IB-CLP / UNESP

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: "EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DO COMPLEXO DE CORDÕES LITORÂNEOS DA JURÉIA, IGUAPE, SP"

AUTORA: ANA SÍLVIA DE FIGUEIREDO MARTINS

ORIENTADORA: MILENE FORNARI

COORDINADORA: MILENE FORNARI

Aprovada como parte das exigências para obtenção do Título de Mestra em BIODIVERSIDADE DE AMBIENTES COSTEIROS, área: Biodiversidade pela Comissão Examinadora:



Profa. Dra. MILENE FORNARI

Instituto de Biociências - Campus do Litoral Paulista / UNESP

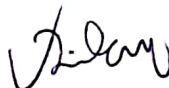
Prof. Dr. FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO E BUCHMANN

Instituto de Biociências - Campus do Litoral Paulista / UNESP



Prof. Dr. VINÍCIUS RIBAU MENDES

Departamento de Ciências do Mar / UNIFESP

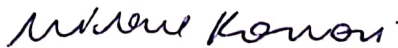


São Vicente, 12 de setembro de 2019

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE ANA SÍLVIA DE FIGUEIREDO MARTINS, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM BIODIVERSIDADE DE AMBIENTES COSTEIROS, DO INSTITUTO DE BIOCIÊNCIAS - CÂMPUS DO LITORAL PAULISTA.

Aos 12 dias do mês de setembro do ano de 2019, às 14:30 horas, no(a) Salão Nobre do Instituto de Biociências, reuniu-se a Comissão Examinadora da Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. MILENE FORNARI - Orientador(a) do(a) Instituto de Biociências - Campus do Litoral Paulista / UNESP, Prof. Dr. FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO E BUCHMANN do(a) Instituto de Biociências - Campus do Litoral Paulista / UNESP, Prof. Dr. VINÍCIUS RIBAU MENDES do(a) Departamento de Ciências do Mar / UNIFESP, sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública da DISSERTAÇÃO DE MESTRADO de ANA SÍLVIA DE FIGUEIREDO MARTINS, intitulada **"EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DO COMPLEXO DE CORDÕES LITORÂNEOS DA JURÉIA, IGUAPE, SP"**. Após a exposição, a discente foi arguida oralmente pelos membros da Comissão Examinadora, tendo recebido o conceito final: APROVADO. Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Examinadora.

Profa. Dra. MILENE FORNARI



Prof. Dr. FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO E BUCHMANN



Prof. Dr. VINÍCIUS RIBAU MENDES

