**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA DO DELTA DO
RIO TUBARÃO, ESTADO DE SANTA CATARINA**

Daniel Rodrigues do Nascimento Junior

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**São Paulo
2010**

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

Nascimento Junior, Daniel Rodrigues
Evolução sedimentar holocênica do delta do Rio
Tubarão, estado de Santa Catarina / Daniel
Rodrigues do Nascimento Junior. - São Paulo, 2010.
230 p. : il. + 4 anexos

Tese (Doutorado) : IGc/USP
Orient.: Giannini, Paulo César Fonseca

1. Delta 2. Holoceno 3 Sedimentologia 4.
Isótopos estáveis I. Título

*Dedicado a Marineide, Daniel,
Alexandra e Mariana.*

AGRADECIMENTOS

Mais uma vez à minha família, que sempre me deu o apoio necessário para seguir meus próprios passos.

Ao professor Paulo Giannini pela orientação, paciência e dedicação ao longo desses quatro anos de doutorado.

Ao professor Paulo DeBlasis, por proporcionar auxílio financeiro e logístico do projeto temático “Sambaquis e Paisagem”.

Aos amigos da pós-graduação André Sawakuchi (“Fruta”), Paula Amaral (“ π ”), Carlos Guedes (“Sphinkter”), Ana Tanaka (“Treme-treme”), Milene Fornari, Priscila Menezes (“Xiwawa”), Ximena Villagran, Selma Rodrigues, Vinícius Mendes (“Rebita”) e Daiane Barale (“Popó”) pelas discussões científicas e momentos de descontração.

Agradeço também a ajuda essencial nas atividades de campo do técnico agrimensor Sr. Ernandes (IAG), do motorista Sr. Tomaz e, finalmente, do maior conhecedor da minha área de estudo: Sr. Ariosvaldo.

À Rodrigo Marques (“Portuga”) e Luís Simone pela ajuda com a identificação das conchas.

Aos amigos Vítor Aguiar, Simone Carrera, Elaine Sinfrônio, Daniela Borges, Juliana Mendes e Giselle Samogim pelo auxílio no Labsed com análises granulométricas, minerais pesados e preparação de amostras para análises isotópicas.

Ao professor Luiz Pessenda pela recepção cordial e solução de dúvidas acerca da preparação das amostras para análise isotópica e datações ^{14}C .

Aos professores Renato Almeida e Dilce Rossetti pelas críticas e sugestões durante o Exame de Qualificação.

À Pâmella Moura pelo carinho e paciência durante a fase final desta tese.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio financeiro (processos 2004/11038-0 e 2005/60072-9).

RESUMO

O delta do rio Tubarão, situado na costa centro-sul catarinense entre os municípios de Tubarão, Jaguaruna e Laguna, constitui raro exemplo de delta lagunar ativo no Brasil. Sua planície deltaica cobre área aproximada de 250km², onde são encontradas evidências de migração de canais fluviais dadas por séries de truncamentos de antigos distributários, alguns ainda ativos. Dez testemunhos foram obtidos junto aos principais canais distributários do rio Tubarão, a partir dos quais foram realizadas análises de fácies, granulométrica, de minerais pesados, de teor de matéria orgânica e de relações químio-isotópicas, além de datações ¹⁴C. Também foram levantados acervos históricos de fotografias aéreas e de dados de prospecção mineral de subsuperfície.

Cerca de 5000 anos atrás, na região de seu ápice, próximo ao rio tributário Capivari de Baixo, o delta do rio Tubarão ingressou numa antiga baía lagunar e ramificou-se em sete distributários principais que, desde seus momentos iniciais de migração, foram controlados por avulsões autogênicas rumo a antigas depressões do fundo da bacia receptora. Tais avulsões progradaram o delta inicialmente para SW, depois para ENE, e então para NNE, favorecendo a fragmentação da antiga baía lagunar em uma série de lagos e lagunas menores. Diante deste cenário dinâmico, sambaquis foram erigidos no entorno do sistema lagunar, constituindo importantes registros arqueológicos de interação entre evolução sedimentar e ocupação humana pré-histórica.

O resultado das análises granulométricas indicou que a sedimentação deltaica, nas proximidades de encostas de morros, foi misturada com colúvio e/ou depósitos de fluxos gravitacionais, como evidenciado pela presença de intervalos texturalmente muito imaturos em alguns testemunhos. Em relação à análise de minerais pesados, o principal fator de controle nas variações da assembleia em depósitos de delta e de bacia é a proveniência sedimentar. Em termos mediatos, essa proveniência reflete fontes plutônicas e metamórficas (médio a alto grau) do Batólito de Florianópolis (e xenólitos associados) e do Complexo Granito-Gnáissico, e rochas arenáceas alteradas da Bacia do Paraná. Em termos imediatos, depósitos deltaicos destacam-se pela afinidade mineralógica com as areias do rio Tubarão, inferida sobretudo a partir da presença mútua de grãos alterados de cianita e estauroлита, enquanto que depósitos da

bacia lagunar destacam-se por sua similaridade mineralógica com areias dos rios tributários Braço do Norte e Capivari de Baixo, neste caso principalmente pela presença de zircão.

A matéria orgânica presente nos depósitos do delta e de sua bacia receptora resulta do aporte de fontes terrestres (fornecido pelos rios) e marinhas (trazido via desembocaduras lagunares), fato que é evidenciado pelos resultados de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão $\text{C}_{\text{ORG}}/\text{N}_{\text{TOTAL}}$. Particularmente, nos sedimentos da bacia, variações entre diferentes tipos de matéria orgânica têm ocorrido ao longo do Holoceno, as quais são atribuídas tanto ao isolamento físico progressivo do sistema lagunar em relação ao mar aberto como por mudança climática regional (aumento destacado de precipitação).

A análise isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de conchas de moluscos em depósitos da bacia indicou enriquecimento relativo em ^{16}O durante o Holoceno. Este resultado, a exemplo daquele dos isótopos de carbono e de nitrogênio dos sedimentos, sugere isolamento gradual das águas lagunares em relação às de mar aberto.

Palavras-chave: delta, Holoceno, sedimentologia, isótopos estáveis.

ABSTRACT

Title: Holocene sedimentary evolution of the Tubarão river delta, Santa Catarina State (Brazil)

The Tubarão river delta, located on the centre-south coast of Santa Catarina State, among the municipalities of Tubarão, Jaguaruna and Laguna, is rare example of active lagoonal delta in Brazil. Its delta plain covers an area of about 250km², where there are evidences of migration of fluvial channels in a set of truncations of ancient distributaries, some of these still in activity. Ten cores were acquired adjacent to the main distributary channels of the Tubarão river, from which analyses of facies, grain size, heavy minerals, organic matter, chemistry-isotope ratios, and radiocarbon datings were performed. Also, aerial photographs and data of subsurface mining were surveyed from historical collections.

Thereabout 5,000 years ago, in the region of its apex, near Capivari de Baixo tributary river, the Tubarão river delta entered an ancient lagoonal bay and branched seven main distributaries. Since the beginning of its migration, these distributaries were controlled by autogenic avulsions towards ancient depressions in the bottom of the basin. Initially, these avulsions prograded the delta towards SW, afterwards to ENE, and then to NNE, favoring the fragmentation of the ancient lagoonal bay in a set of smaller lakes and lagoons. Faced with this dynamical scenario, shellmounds were erected surrounding the lagoon system, composing important archaeological records of the interaction between sedimentary evolution and prehistoric human occupation.

The results of the grain size analysis showed that the deltaic sedimentation, in the vicinity of slopes of hills, was mixed with colluvium and/or gravity flow deposits, that is evidenced by the presence of texturally very immature intervals in some cores. The analysis of heavy minerals, by its turn, showed that the main controlling factor in the variations of its assemblage in deposits of delta and basin is the sedimentary provenance. In terms of mediate sources, this provenance reflects plutonic and metamorphic (medium to high grade) rocks of the Florianópolis batholith (including its xenoliths) and of the Granite-Gneiss Complex, and weathered sedimentary sandstones of the Palaeozoic Paraná basin. Regarding immediate sources, deltaic deposits stand out by its mineralogical affinity with sands of the Tubarão river, mainly by the mutual presence of weathered grains of kyanite and staurolite, whereas deposits

of the lagoon have mineralogical similarity with the sands of Braço do Norte and Capivari de Baixo tributary rivers, especially in relation to the presence of zircon.

The origin of the organic matter found in the deposits of the delta and in its lagoonal basin is both from sedimentary input of terrestrial sources (provided by rivers) and marine (brought via inlets), fact evidenced by results of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, and $\text{C}_{\text{ORG}}/\text{N}_{\text{TOTAL}}$ ratio. Particularly, in the sediments of the basin, variations between different types of organic matter have occurred during the Holocene, and are attributed both to the progressive physical isolation of the lagoon system from the open sea, and by local climate change (pronounced augment of precipitation).

The isotope analyses of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) of molluscan shells from the deposits of the basin present relative enrichment in ^{16}O during the Holocene. This result, as well as the one from isotope analyses of carbon and nitrogen of sediments, suggests gradual isolation of the lagoonal waters of influence of waters from the open sea.

Keywords: delta, Holocene, sedimentology, stable isotopes.

ÍNDICE DE ASSUNTOS

	<i>Página</i>
1. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS.....	1
1.1. INTRODUÇÃO.....	1
1.2. ÁREA E TEMA DE ESTUDO.....	2
1.3. METAS E OBJETIVOS.....	6
1.4. MACROAMBIENTE DA ÁREA DE ESTUDO.....	6
1.4.1. Embasamento e coberturas pré-cenozóicas.....	6
1.4.2. Tectônica.....	9
1.4.3. Plataforma continental, circulação oceânica e ressurgência.....	13
1.4.4. Circulação lagunar.....	14
1.4.5. Nível relativo do mar (NRM).....	17
1.4.6. Clima.....	19
1.4.7. Paleoclima.....	22
1.4.8. A bacia hidrográfica do rio Tubarão.....	24
1.4.8.1. <i>Tributários e distributários</i>	24
1.4.8.2. <i>Características hidrográficas e sedimentológicas</i>	28
1.4.8.3. <i>Impactos ambientais</i>	30
1.4.9. Sambaquis e sua distribuição.....	32
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	35
2.1. FRONTEIRAS DO SISTEMA: BACIAS RECEPTORAS DE SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL.....	35
2.1.1. “Estado da arte”: estuário, baía ou (e/ou?) laguna?.....	35
2.1.1.1. <i>Problema de definições I: área do conhecimento</i>	36
2.1.1.2. <i>Problema de definições II: simplificação exagerada</i>	37
2.1.1.3. <i>Problema de hierarquias: elementos constituintes</i>	37
2.1.1.4. <i>Problemas de classificação</i>	38
2.1.2. Estuários, baías e lagunas costeiras: considerações finais.....	40
2.1.3. A bacia receptora do delta do rio Tubarão: estuário, baía ou laguna?.....	43
2.2. DELTA: DEFINIÇÕES E REVISÃO.....	45
2.2.1. Classificações de delta.....	47
2.2.2. O sistema deltaico e seus constituintes.....	49
2.2.2.1. <i>Lobos</i>	49
2.2.2.2. <i>Subsistema planície deltaica</i>	51
2.2.2.2.1. <i>Feições de canal</i>	52
2.2.2.2.1.1. <i>Barra em pontal</i>	52
2.2.2.2.1.2. <i>Canal abandonado</i>	55
2.2.2.2.2. <i>Feições intercanais (overbank)</i>	55
2.2.2.2.2.1. <i>Bacia de inundação (flood basin)</i>	56
2.2.2.2.2.2. <i>Dique marginal natural (natural levee)</i>	56
2.2.2.2.2.3. <i>Crevassas (crevasses)</i>	57
2.2.2.3. <i>Subsistema frente deltaica</i>	58
2.2.2.3.1. <i>Canal distributário submerso</i>	59
2.2.2.3.2. <i>Dique natural submerso</i>	59
2.2.2.3.3. <i>Baía interdistributários</i>	59
2.2.2.3.4. <i>Barra de desembocadura de distributário</i>	60
2.2.2.3.5. <i>Barra distal</i>	60
2.2.2.4. <i>Subsistema pró-delta</i>	60

2.3. REVISÕES E CLASSIFICAÇÕES DE DELTAS QUATERNÁRIOS DO BRASIL.....	61
2.3.1. Casos particulares.....	64
2.3.2. Amazonas.....	64
2.3.3. São Francisco.....	65
2.3.4. Doce.....	66
2.3.5. Paraíba do Sul.....	68
2.3.6. Tubarão.....	69
2.4. DINÂMICA DELTAICA.....	70
2.4.1. Inundações.....	70
2.4.1.1. <i>Inundações em sistemas deltaicos</i>	70
2.4.1.2. <i>Depósitos de inundações excepcionais (exceptional sheet-flood)</i>	74
2.4.1.3. <i>Obras de contenção de enchentes no rio Tubarão</i>	75
2.4.2. Avulsões.....	77
2.4.2.1. <i>Autogênese, alogênese e causas da avulsão</i>	77
2.4.2.3. <i>Aspectos autogênicos</i>	79
2.4.2.4. <i>Aspectos alogênicos</i>	81
2.4.2.5. <i>Diferenciação entre aspectos autogênicos e alogênicos</i>	82
2.5. TÉCNICAS E ANÁLISES SELECIONADAS.....	82
2.5.1. Vibrotestemunhagem e sondagem ao trado oco.....	82
2.5.2. Análise de fácies.....	83
2.5.3. Minerais pesados: fatores controladores.....	84
2.5.4. Datações ^{14}C e calibração de idades.....	87
2.5.5. Isótopos estáveis: origem da matéria orgânica e mudança climática.....	90
2.5.5.1. <i>Carbono e nitrogênio em sedimentos</i>	91
2.5.5.2. <i>Oxigênio e carbono em conchas</i>	95
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	97
3.1. ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO.....	97
3.1.1. Sensoriamento remoto e mapeamento.....	97
3.1.2. Mapeamento de avulsões.....	97
3.1.3. Confeção de seções geológicas.....	99
3.2. ATIVIDADES DE CAMPO.....	101
3.2.1. Tipos de amostragens e codificação.....	101
3.2.2. Amostragens invasivas.....	101
3.2.3. Levantamento de dados prévios de prospecção.....	105
3.2.4. Coleta de amostras-padrão recentes e antigas.....	106
3.3. ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	108
3.3.1. Abertura de testemunhos.....	108
3.3.2. Descrição de fácies deposicionais.....	109
3.3.3. Subamostragem de vibrotestemunhos e STOs.....	110
3.3.4. Preparação e análises de subamostras.....	112
3.3.4.1. <i>Granulometria</i>	112
3.3.4.2. <i>Minerais pesados</i>	113
3.3.4.3. <i>Matéria orgânica</i>	114
3.3.4.4. <i>Datações AMS ^{14}C e taxas de sedimentação</i>	115
3.3.4.5. <i>Alíquotas de sedimentos para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N</i>	116
3.3.4.6. <i>Alíquotas de conchas para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$</i>	119
3.4. TRATAMENTO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	120
3.4.1. Interpolação de dados de perfurações.....	120
3.4.2. Análises estatísticas adicionais.....	121

3.4.2.1. Diagrama em caixa (boxplot).....	122
3.4.2.2. Correlação linear e valor p.....	122
3.4.2.3. Análise de principais componentes (APC).....	123
3.4.2.4. Regressão linear e teste t de Student.....	125
4. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS	126
4.1. SENSORIAMENTO REMOTO.....	126
4.1.1. Fácies morfológicas.....	126
4.1.1.1. Lobos.....	126
4.1.1.2. Barras em pontal.....	127
4.1.1.3. Diques naturais emersos.....	129
4.1.1.4. Leques e lagos de crevassa.....	130
4.1.1.5. Canais e diques submersos.....	131
4.1.1.6. Baías interdistributários.....	133
4.1.2. Avulsões.....	135
4.1.3. Interpolação do limite superior de fácies bacinais.....	139
4.1.4. Seções.....	141
4.2. FÁCIES DEPOSICIONAIS.....	149
4.2.1. Subdivisão e distribuição de fácies.....	149
4.2.2. Associações de fácies.....	154
4.3. ANÁLISES LABORATORIAIS.....	156
4.3.1. Granulometria.....	156
4.3.1.1. Distribuições granulométricas.....	156
4.3.1.2. Momentos de Pearson.....	157
4.3.2. Minerais pesados.....	161
4.3.2.1. Generalidades.....	161
4.3.2.2. Matrizes de correlação.....	165
4.3.2.3. Índices de proveniência.....	168
4.3.2.4. APC.....	170
4.3.3. Conchas e microfósseis.....	174
4.3.4. Matéria orgânica.....	180
4.3.5. Distribuição de idades e taxas de sedimentação.....	181
4.3.6. Relações químicas e isotópicas.....	190
4.3.6.1. Em sedimentos.....	190
4.3.6.2. Em conchas.....	195
5. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS, EVOLUÇÃO SEDIMENTAR E OCUPAÇÃO PRÉ-HISTÓRICA.....	198
6. CONCLUSÕES.....	204
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	210
ANEXOS	
ANEXO I: TABELAS DE DADOS	
ANEXO II: GRÁFICOS VERTICAIS DE DADOS INDIVIDUAIS DOS TESTEMUNHOS	
ANEXO III: MAPA DE FEIÇÕES DEPOSICIONAIS	
ANEXO IV: MAPA DE AVULSÕES	

ÍNDICE DE FIGURAS

	<i>Página</i>
Fig. 1.1. Imagem de satélite Landsat 7 (cor visível) do delta do rio Tubarão (Santa Catarina)...	3
Fig. 1.2. Localização do delta do rio Tubarão e integração com os sistemas deposicionais quaternários...	5
Fig. 1.3. Síntese da geologia local da área do delta do rio Tubarão e arredores...	8
Fig. 1.4. Síntese cronológica da tectônica do distrito fluorítico de Santa Catarina...	10
Fig. 1.5. Quatro trajetórias de correntes em lagunas sob ação predominante de diferentes forças hidráulicas...	16
Fig. 1.6. Evolução morfológica de lagunas por formação de esporões arenosos...	17
Fig. 1.7. Posições do nível relativo do mar (NRM) na costa catarinense entre Garopaba e Laguna...	19
Fig. 1.8. Temperaturas médias, médias máximas e médias mínimas mensais registradas pelas estações...	20
Fig. 1.9. Médias mensais históricas de medidas de precipitação das estações hidrometeorológicas...	21
Fig. 1.10. Balanço hídrico com base em precipitação e evaporação registradas pelas estações meteorológicas...	21
Fig. 1.11. Intervalo holocênico de variação do $\delta^{18}O$ registrado na estalagmite BTV4 (Botuverá, SC)...	24
Fig. 1.12. Configuração das drenagens associadas ao delta do rio Tubarão...	25
Fig. 1.13. Vista para SW da desembocadura do rio Tubarão na laguna Santo Antônio...	26
Fig. 1.14. Vista para NE da desembocadura do rio Sambaqui na laguna Santo Antônio...	26
Fig. 1.15. Vista para NW do canal desativado do rio Tubarão (coberto por vegetação aquática - "aguapés")...	28
Fig. 1.16. Médias anuais de medidas históricas mensais das estações sedimentométricas...	29
Fig. 1.17. Diagrama duplo acumulativo do volume de água e massa de sedimentos transportados...	30
Fig. 1.18. Extração de areia no rio Capivari próximo a Armazém...	32
Fig. 1.19. Distribuição geográfica de sambaquis na área de estudo...	33
Fig. 1.20. Linhas de amplitude de distribuição cronológica (todas as idades) de 48 sambaquis...	34
Fig. 2.1. Intervalos estratigráficos atribuídos a estuários. Nota-se a presença dos elementos "baía" e "laguna"...	41
Fig. 2.2. Esquema de classificação de estuários, traduzido de Reinson (1992)...	42
Fig. 2.3. Exemplos de estuários na literatura geocientífica...	43
Fig. 2.4. Modelo de sedimentação em sistema de rio meandrante arenoso, baseado na clássica barra em pontal...	54
Fig. 2.5. Duas sucessões granodecrescentes típicas de barras em pontal...	54
Fig. 2.6. Sucessivas fases de subsidência no subúrbio oeste de Nova Orleans durante o século XX...	71
Fig. 2.7. Tornado associado a anticiclone tropical de março de 2004, conhecido como "fenômeno Catarina"...	72
Fig. 2.8. Registros históricos de transtornos da enchente de 1974 em Tubarão...	73
Fig. 2.9. Canal retificado do rio Tubarão, à montante da ponte da rodovia BR-101, em Tubarão...	75
Fig. 2.10. Ocupação inadequada da planície de inundação do rio Tubarão na área urbana...	76
Fig. 2.11. Fatores de influência na natureza das avulsões em deltas. Setas representam fatores intrínsecos...	78
Fig. 2.12. Bloco-diagrama esquemático mostrando relações espaciais entre a potencial declividade da avulsão...	79
Fig. 2.13. Diagrama esquemático dos processos controladores da assembleia de minerais pesados em arenitos...	85
Fig. 2.14. Figura ilustrativa da produção, distribuição e decaimento de ^{14}C natural...	88
Fig. 2.15. Fluxograma do ciclo fotossintético de Benson-Calvin (C_3)...	91
Fig. 2.16. Fluxograma do ciclo fotossintético de Hatch-Slack (C_4)...	92
Fig. 2.17. Amplitudes típicas de valores de razões $\delta^{13}C$ e C/N para a matéria orgânica...	95
Fig. 3.1. Exemplo da aquisição de dados de avulsão...	98
Fig. 3.2. Localização e orientação das seções geológicas selecionadas...	100
Fig. 3.3. Coleta de vibrotestemunho com auxílio de tripé e talha...	102
Fig. 3.4. Equipamento de sondagem a trado oco (STO) adaptado a caminhão...	103
Fig. 3.5. Barrilete amostrador de metal e liners usados na coleta de amostras por STO...	103
Fig. 3.6. Localização e distribuição das amostragens invasivas realizadas no delta do rio Tubarão...	105
Fig. 3.7. Localização das regiões prospectadas para mineração que foram levantadas...	106
Fig. 3.8. À esquerda, aparato para abertura de testemunho. À direita, testemunho já aberto para descrição...	108
Fig. 3.9. Coleta de amostras de sedimento para estudo de isótopos estáveis com auxílio de seringa adaptada...	111
Fig. 3.10. Béqueres sobre chapa aquecedora durante ataque à matéria orgânica...	115
Fig. 3.11. Béqueres com amostras sob ataque ácido fraco (HCl 0,01M)...	117
Fig. 3.12. Etapa de centrifugação da fração suspensa da lavagem...	118
Fig. 3.13. Menor valor possível para RMSPE em função de p, em exemplo de curva de interpolação...	121
Fig. 3.14. Esquema de diagrama em caixa (boxplot) para estatísticas descritivas...	122
Fig. 4.1. Lobos reconhecidos na planície deltaica do rio Tubarão...	127
Fig. 4.3. Barras em pontal reconhecidas na planície deltaica...	128

Fig. 4.4. Diques naturais mais distintos do sistema deltaico...	129
Fig. 4.5. Leques e lagos de crevassa mais evidentes na planície deltaica...	131
Fig. 4.6. Canais e diques submersos na laguna Santo Antônio,...	132
Fig. 4.7. Limites (montante e jusante) da frente deltaica atual (em azul) e antiga (em vermelho)...	133
Fig. 4.8. Baías interdistributários nas lagunas Santo Antônio (em azul) e Santa Marta (vermelho)...	135
Fig. 4.9. Avulsões em distributários e contributários da planície deltaica do rio Tubarão...	137
Fig. 4.10. Rosas de frequências de rumo de deslocamento máximo de avulsões dos distributários...	138
Fig. 4.11. Rosa de frequências de azimute de deslocamento máximo de avulsões do rio da Madre...	139
Fig. 4.12. Localização das 216 sondagens usadas para interpolação de dados estratigráficos...	140
Fig. 4.13. Resultado da interpolação, por peso inverso da distância (IDW)...	141
Fig. 4.14. Seção Rio da Guarda - Lago Laranjal. Fontes em azul indicam a posição de sondagens levantadas...	144
Fig. 4.15. Seção Rio Capivari de Baixo - Praia Grande do Sul. Fontes em azul indicam a posição...	145
Fig. 4.16. Seção Morro de Congonhas - Ponta da Galheta. Fontes em azul indicam a posição de sondagens...	146
Fig. 4.17. Seção Ribeirão Grande - Praia de Santa Marta. Fontes em azul indicam a posição de sondagens...	147
Fig. 4.18. Seção Ponta do Daniel - Praia do Mar Grosso. Fontes em azul indicam a posição de sondagens...	148
Fig. 4.19. Aspecto dos sete vibrotestemunhos abertos e sua subdivisão faciológica...	152
Fig. 4.20. Bloco-diagrama ilustrativo das associações de fácies...	156
Fig. 4.21. Distribuição granulométrica média de intervalos deltaicos (à esquerda) e bacinais (à direita)...	157
Fig. 4.22. Diagrama em caixa para diâmetro médio de todos os testemunhos...	158
Fig. 4.23. Diagrama em caixa para desvio padrão da distribuição granulométrica de todos os testemunhos...	159
Fig. 4.24. Visão petrográfica panorâmica (polarizadores paralelos) de lâmina de minerais pesados...	160
Fig. 4.25. Diagrama em caixa para assimetria granulométrica de todos os testemunhos...	161
Fig. 4.26. Fotomicrografias dos principais minerais pesados do delta do Tubarão e bacia lagunar associada...	162
Fig. 4.27. Gráfico de barras de contagem média dos minerais pesados mais abundantes e alterita...	164
Fig. 4.28. Grãos de glauconita encontrados nas fácies bacinais dos testemunhos...	164
Fig. 4.29. Gráfico de barras de porcentagem em massa de minerais pesados e alterita...	165
Fig. 4.30. Matriz de correlação linear baseada na contagem bruta de minerais pesados de depósitos deltaicos...	166
Fig. 4.31. Matriz de correlação linear baseada na contagem bruta de minerais pesados de depósitos bacinais...	166
Fig. 4.32. Diagrama em caixa da distribuição de valores de índices de proveniência...	169
Fig. 4.33. Variação conjunta de índices de proveniência entre fácies deltaicas e bacinais por testemunho...	169
Fig. 4.34. Gráfico de barras dos índices de proveniência de amostras de fácies deltaicas e bacinais...	170
Fig. 4.35. Gráfico biplot de escores (amostras: pontos) e pesos (minerais: vetores) para todas as amostras...	172
Fig. 4.36. Gráfico biplot de escores (amostras: pontos) e pesos (minerais: vetores) para amostras deltaicas...	173
Fig. 4.37. Gráfico biplot de escores (amostras: pontos) e pesos (minerais: vetores) para amostras bacinais...	173
Fig. 4.38. Exemplos de restos fósseis de animais marinhos encontrados na base do testemunho SB2...	175
Fig. 4.39. Ocorrência e variedade de conchas de moluscos em fácies bacinais dos testemunhos...	176
Fig. 4.40. Alguns dos bioclastos mais abundantes no rejeito de mineração de concheiros em Garopaba do Sul...	177
Fig. 4.41. Microfósseis em lâminas de minerais pesados...	179
Fig. 4.42. Diagrama em caixa para teor percentual bruto de matéria orgânica dos testemunhos,...	180
Fig. 4.43. Detalhe de laminação sub-horizontal marcada por biodetritos vegetais em meio à areia...	181
Fig. 4.44. Correlação entre idades e profundidade de coleta em amostras de testemunhos...	183
Fig. 4.45. Distribuição de idades (anos cal AP) de ingresso do delta do rio Tubarão em cada local amostrado...	183
Fig. 4.46. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita): TB1, TB2, TB3, GD1...	186
Fig. 4.47. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita): GD2, GD3, MD1, MR1...	187
Fig. 4.48. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita): SB1, SB2...	188
Fig. 4.49. Perfis adotados para o cálculo de taxas de sedimentação horizontais,...	189
Fig. 4.50. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação horizontal (à direita)...	189
Fig. 4.51. Relações $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das amostras do delta do Tubarão, previamente discriminadas por critérios...	191
Fig. 4.52. Relações $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das amostras do delta do Tubarão, previamente discriminadas por critérios...	191
Fig. 4.53. Correlação entre carbono orgânico total e nitrogênio total...	192
Fig. 4.54. Gráfico a três eixos para profundidade, $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N das amostras do testemunho SB1...	193
Fig. 4.55. Gráfico a dois eixos para $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N das amostras do testemunho SB1...	194
Fig. 4.56. Correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de 25 conchas obtidas em fácies da bacia receptora...	195
Fig. 4.57. Variação da relação isotópica de oxigênio e carbono de conchas de moluscos com a profundidade...	197
Fig. 5.1. Síntese e correlação estratigráfica dos testemunhos amostrados sobre a planície deltaica...	199
Fig. 5.2. Modelo evolutivo para o delta do rio Tubarão em cinco etapas durante o Holoceno...	204

ÍNDICE DE QUADROS

	<i>Página</i>
Quadro 2.1. Definições de estuário encontradas na literatura científica internacional...	37
Quadro 2.2. Classificações de estuário encontradas na literatura científica internacional...	39
Quadro 2.3. Definições e classificações de baías encontradas na literatura científica internacional...	39
Quadro 2.4. Definições e classificações de lagunas encontradas na literatura científica internacional...	40
Quadro 2.5. Principais definições de delta encontradas na literatura científica internacional, e seus autores...	46
Quadro 2.6. Principais classificações de deltas encontradas na literatura científica internacional...	49
Quadro 2.7. Classificação de deltas proposta por Bacoccoli (1971)...	62
Quadro 2.8. Ocorrência de enchentes nos municípios da bacia hidrográfica do rio Tubarão entre 1974 e 2000...	72
Quadro 3.1. Código, tipo, disposição e localização das amostras-padrão recentes e antigas coletadas...	107
Quadro 4.1. Grupos, símbolos, descrição e interpretação de fácies dos testemunhos...	150
Quadro 4.2. Associações de fácies descritas para os testemunhos e sua interpretação...	156

ÍNDICE DE TABELAS

	<i>Página</i>
Tab. 2.1. Tabela de propriedades físicas e químicas de alguns dos minerais pesados mais abundantes...	87
Tab. 3.1. Dados das amostragens invasivas coletadas no delta do rio Tubarão...	104
Tab. 4.1. Estatísticas dos seis primeiros componentes obtidos pela análise APC para dados brutos...	171
Tab. 4.2. Comparação da porcentagem modal estimada dos espécimes de moluscos lagunares...	177
Tab. 4.3. Resultado da datação AMS 14C das 33 amostras obtidas dos testemunhos...	181

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

	<i>Página</i>
(1) Índice de par de minerais pesados (Morton & Hallsworth 1994)...	86
(2) Relação elementar isotópica em partes por mil (cf. White 2000)...	90
(3) Coeficiente de correlação linear (cf. Witte & Witte 2005)...	122
(4) Variável estatística (n variáveis ponderadas) com pesos empiricamente determinados (cf. Hair et al. 1998)...	123

1. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1.1. INTRODUÇÃO

Ainda durante o Holoceno inicial, grandes rios de regiões costeiras ao redor do mundo começaram a desenvolver deltas em suas desembocaduras. Esse tipo de situação favoreceu-se de uma desaceleração global da rápida subida de nível relativo do mar (NRM) que sucedeu ao Último Máximo Glacial, entre cerca de 11 e 8ka antes do presente (AP) (Stanley & Warne 1994, 1998). A partir dessa desaceleração, as taxas de aporte sedimentar fluvial passaram a superar as taxas de geração de espaço para acomodação sedimentar que a subida do NRM mantinha, e a progradação deltaica teve início, especialmente em áreas de baías inicialmente protegidas da ação do mar aberto. No hemisfério norte, a maioria das regiões da zona costeira tem só agora atingido o máximo NRM pós-glacial, enquanto que no hemisfério sul, o cenário dominante é de costas que já atingiram este máximo há milênios e apresentam-se desde então em situação de queda suave de NRM. Por essa razão, enquanto a maioria dos deltas no hemisfério norte encontra-se em pleno desenvolvimento, os deltas no hemisfério sul mostram-se predominantemente em declínio ou substituídos por sistemas deposicionais de mar aberto. Também por esse motivo, a maior parte dos trabalhos clássicos versando sobre deltas vêm do hemisfério norte, tendo o delta do Mississippi como modelo por excelência (i.e. Galloway 1975, Coleman & Wright 1975). Exceções para as situações dominantes em cada hemisfério têm ocorrido em áreas com taxas de sedimentação muito baixas ou muito elevadas, ou ainda onde fatores como tectônica local influem fortemente no aporte e/ou na geração de espaço de acomodação na bacia.

Localizado na costa centro-sul de Santa Catarina, o delta do rio Tubarão constitui raro exemplo de delta lagunar ativo no Brasil. Sua planície deltaica, que se distribui entre uma série de lagos e lagunas, possui evidências de migração de canais fluviais dadas por séries de truncamentos de antigos distributários, alguns ainda em atividade. É portanto um sistema deposicional apropriado ao estudo da progradação concomitante ao desenvolvimento do atual “complexo lagunar catarinense”, região de grande interesse econômico tanto por suas reservas de calcário bioclástico como por sua vocação para produção de insumos agrícolas e pesqueiros.

O aproveitamento humano de recursos naturais ligados ao delta do Tubarão não se limitou aos dias de hoje. Há pelo menos 8000 anos, a cultura sambaquieira ingressou na região

em busca de recursos hídricos e alimentos que o sistema lagunar receptor do delta oferecia (DeBlasis *et al.* 2007). Desde então, uma relação mútua entre estabelecimento humano e evolução da paisagem tem-se desenvolvido (Kneip 2004, Menezes 2009, Giannini *et al.* 2010). Este tipo de relação homem-paisagem encontra paralelos em outros sistemas deltaicos, como o do rio Nilo (Egito), onde a cultura pré-dinástica floresceu após o desenvolvimento de uma planície de inundação deltaica que era sazonalmente enriquecida em nutrientes pelas cheias. Naquela região, montiformas arqueológicas chamadas geziras (*kôms*, *tells*) foram erigidas de lama, areia e outros materiais do delta estratificados com artefatos humanos (Stanley & Warne 1994), à semelhança dos sambaquis do litoral catarinense. Em todos os casos, a variação holocênica do NRM teria papel fundamental na evolução cultural em escala secular a milenar (Stanley & Warne 1998, Day *et al.* 2007).

Diante desse contexto temático, a presente tese de doutoramento propõe investigar a evolução sedimentar do delta do rio Tubarão, no tocante a avulsões, progradação e taxas de sedimentação, assim como quanto a fatores como fonte de sedimentos e matéria orgânica e sua variação ao longo do tempo, inclusive em sua bacia receptora lagunar. Este tema apresenta potencial na investigação das relações entre fatores inerentes ao próprio sistema sedimentar (autogênicos) e externos a ele (alogênicos), como mudança climática e variação do nível do mar, bem como no estudo do estabelecimento e evolução de populações pré-históricas.

1.2. ÁREA E TEMA DE ESTUDO

(...) For they all say that the earth is divided into three parts, Europe, Asia, and Libya, whereas they ought to add a fourth part, the Delta of Egypt, since they do not include it either in Asia or Libya. For is it not their theory that the Nile separates Asia from Libya? (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*, Livro II: Euterpe (*gr.* Doadora de Prazeres)
(Tr. George Rawlinson)

Giannini (1993, 2003) sintetizou e atualizou os estudos sobre os sistemas quaternários costeiros da costa centro-sul catarinense, dividindo-os, na acepção de Fisher & McGowen (1967), em lagunar, barra-barreira, planície costeira (planície de cordões ou *strandplain*) e eólico. O sistema lagunar teria sido formado no âmbito da elevação do NRM durante o Holoceno, cujo máximo foi atingido na região entre 5100 e 5400 anos AP (Martin *et al.* 1988a; Angulo *et al.* 1999) ou mesmo antes disso (Angulo *et al.* 2006). Associado a este evento, dois

processos mais ou menos concomitantes ocorreram: 1) o isolamento parcial de um corpo aquoso pelo crescimento de uma barreira arenosa; e 2) o afogamento de vales de dissecção em terraços marinhos regressivos preexistentes (pleistocênicos). Por distinção desses dois processos, Giannini (1993, 2002) pôde reconhecer duas associações de fácies ou tipos lagunares: baía-laguna e vale-laguna, respectivamente. Em termos de fácies deposicionais, o delta do rio Tubarão (Figura 1.1) foi considerado por esse autor como a principal particularidade distintiva da associação baía-laguna em relação à vale-laguna.

Fig. 1.1. Imagem de satélite Landsat 7 (cor visível) do delta do rio Tubarão (Santa Catarina). Fonte: WorldWind 1.4.

O delta do rio Tubarão situa-se entre os municípios de Tubarão, Jaguaruna e Laguna, encerrado a norte e a oeste por rochas cristalinas pré-cambrianas do Escudo Atlântico, e a sul e a leste pelos sistemas deposicionais lagunar, barreira e eólico (Figura 1.2). Ele assoreia progressivamente o sistema lagunar, o que lhe permite atribuir caráter de delta interior ou lagunar. Seus depósitos são dominados em área pela planície deltaica, que atualmente possui cerca de 250km². Esta planície limita hoje o interior de vários corpos de água semi-circulares (Giannini 1993, 2002), com destaque para as lagoas Garopaba do Sul, Santa Marta e Santo Antônio, que numa primeira aproximação podem relacionar-se ao padrão de estabilidade de circulação lagunar modelado por Zenkovitch (1971). A área do delta é drenada principalmente pelos rios Tubarão, Capivari de Baixo e Congonhas, além de canais de menor porte, a maioria deles correspondente a distributários dos canais maiores. Alguns destes canais apresentam funções reguladoras de nível de base entre as lagoas e são influenciados por marés (Giannini 1993).

Fig. 1.2. Localização do delta do rio Tubarão e integração com os sistemas deposicionais quaternários entre Jaguaruna e Imbituba (SC). Mapa-base simplificado de Giannini (1993) por Giannini & Santos (1994).

Geomorfologicamente, as características mais marcantes do delta lagunar do Tubarão são: 1. disposição em forma de “gancho” da planície deltaica em planta, com extremidade voltada para NE; 2. ampla ocorrência de canais e paleocanais distributários, especialmente em suas porções leste e nordeste (esta ativa), com várias evidências de truncamentos entre si; 3. complexo de desembocaduras de canais ativos sobre estreita frente deltaica submersa a NE; e 4. barras de distributário de frente deltaica isoladas, com típica morfologia “pé-de-pássaro”. Assentados sobre corpos rochosos adjacentes à planície deltaica ou, de modo mais raro, diretamente sobre ela, encontram-se ao menos dez sambaquis, tipo de sítio arqueológico que alcança nesta porção do litoral catarinense uma das maiores expressões do mundo em número, tamanho e possivelmente diversidade.

1.3. METAS E OBJETIVOS

O objetivo maior ou meta deste projeto de Doutorado é **detalhar fatores e processos controladores da origem, evolução e dinâmica do sistema deltaico holocênico, na região proposta, buscando correlacionar os estágios evolutivos deste sistema a fatores naturais externos e à distribuição tempo-espaial de sambaquis.**

De forma a alcançar esta meta, foram relacionados os seguintes objetivos específicos:

- 1- Caracterizar a geometria e distribuição espacial das fácies morfológicas de superfície e dos sambaquis, dentro do domínio espacial do delta e seu entorno, através de sensoriamento remoto por imageamento de satélite e aerofotointerpretação, com geração de mapas temáticos.
- 2- Coletar colunas sedimentares rasas (até 4m), por vibrotestemunhagem, e profundas (até 20m), por sondagem, em locais previamente escolhidos com base no sensoriamento remoto mencionado no objetivo anterior e em levantamento de campo.
- 3- Fotografar, medir, descrever e subdividir em fácies as colunas de sedimento testemunhadas, em primeira instância por critérios de exame macroscópico tais como, granulação, tipos de contato, fósseis e estruturas sedimentares.
- 4- Com base nos dados de prospecção direta de sub-superfície, determinar e correlacionar associações de fácies e suas respectivas superfícies de descontinuidade física maiores.
- 5- Realizar ensaios de apoio e refinamento à caracterização faciológica e estratigráfica prévia, com base em estudos complementares como granulometria, análise de minerais pesados, análises químico-isotópicas e datações radiométricas.

1.4. MACROAMBIENTE DA ÁREA DE ESTUDO

1.4.1. Embasamento e coberturas pré-cenozóicas

No litoral sul de Santa Catarina, o embasamento é constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas do Escudo Atlântico, enquanto as coberturas pré-cenozóicas são principalmente de rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná (Radambrasil-IBGE 1986).

O Escudo Atlântico é representado em todo o litoral centro-sul catarinense pelo Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César 1980), um cinturão móvel brasileiro, compartimentado internamente em duas unidades principais: a Faixa de Dobramentos Tijucas (Hasui *et al.* 1975) e o Batólito de Florianópolis (Silva *et al.* 2000b) (outrora chamado Batólito Pelotas, como em Fragoso-César 1980 e Basei 1985). Segundo a compartimentação aceita atualmente para o Cinturão Dom Feliciano, na região abrangida pela bacia hidrográfica do rio Tubarão, apenas o Batólito de Florianópolis é aflorante (Basei 1985, Silva *et al.* 2000a,b; Jelinek *et al.* 2004).

O Batólito de Florianópolis domina a geologia pré-cambriana do sul de Santa Catarina com uma área de cerca de 12.000km², sendo que o corpo plutônico dominante é o da Suíte Pedras Grandes (Jelinek *et al.* 2004). Predominam ali biotita e hornblenda monzogranitos médios a grossos, tardi- a pós-transcorrentes, de idade neoproterozóica; subordinadamente, ocorrem corpos alongados (segundo NNE-SSW) de granitóides sin-transcorrentes indiferenciados descritos como “Complexo Granito-Gnáissico” (Figura 1.3). A região do batólito abrange ainda rochas subalcalinas, vulcânicas ácidas (riolitos) (Radambrasil-IBGE 1986, Fragoso-César 1991), filoneanas (aplitos e microgranitos) (Basei 1985) e granitóides migmatizadas (biotita granitos, quartzo monzonitos e quartzo dioritos) (Orlandi Filho & Silva 1979). Ocorrem também xenólitos de paragneisses e metarcóseos e lentes de leucogranitos e gabros (Fragoso-César 1991), parte dos quais podem corresponder aos “restos de crosta paleoproterozóica”, termo usado por Jelinek *et al.* (2004) para descrever xenólitos desse tipo.

A Bacia do Paraná, por sua vez, aparece representada principalmente por unidades permianas a cretáceas: as formações Itararé, Rio Bonito, Palermo e Serra Geral (Giannini 1993, Silva *et al.* 2000). A litologia das três primeiras unidades varia desde siltito até conglomerado, enquanto na Fm. Serra Geral predominam rochas vulcânicas básicas a intermediárias, principalmente basaltos toleíticos, na forma de restos de derrames isolados (Silva *et al.* 2000b). Mais à costa, principalmente entre Florianópolis e Laguna, ocorrem intrusões associadas à Formação Serra Geral, na forma de enxames de diques orientados segundo N20E e N30E (Castro & Castro 1969a; Morgental & Kirchner 1983). Elas são muito comuns nos promontórios rochosos e, segundo Giannini (1993), nos costões de Santa Marta e Ji, sofrem erosão preferencial e controlam cursos de água locais.

Fig. 1.3. Síntese da geologia local da área do delta do rio Tubarão e arredores. Adaptado de Jelinek *et al.* (2004).

Depósitos continentais cenozóicos do limite interno da planície costeira de Santa Catarina permanecem relativamente pouco estudados, a exemplo da maioria de outras regiões costeiras do país. Giannini (1993) aponta para problemas como a falta de horizontes-guia (que levam a inúmeras denominações locais das unidades, geralmente correlacionadas por dados precários), e interpretações paleoclimáticas duvidosas (i.e. condições áridas inferidas apenas com base na presença de depósitos textural e mineralogicamente imaturos de fluxo gravitacional e de enxurradas; tais depósitos poderiam relacionar-se mais a gradientes de relevo e tectonismo do que a clima seco). Em relação às idades, dentro do Cenozóico, seu posicionamento é ainda dificultado por falta de técnicas geocronológicas adequadas e/ou de material datável.

Na região entre Jaguaruna e Imbituba, Martin *et al.* (1988b) mapearam depósitos continentais por eles atribuídos ao Plioceno em cinco áreas restritas (1 a 8 km²) de afloramento:

junto ao morro Grande, a sudoeste de Jaguaruna; em dois testemunhos a oeste do morro Congonhas; em Capivari de Baixo; e em São Tiago, próximo à margem sudoeste da laguna Imaruí. Observações expeditas de Giannini (1993) em alguns afloramentos nestas áreas indicaram o predomínio de areias granulosas mal selecionadas, a teores variáveis de argila, com aspecto maciço, e elevado grau de consolidação. O autor não encontrou sinais de preservação de sua morfologia deposicional seja em campo seja em fotografias aéreas, o que o levou a considerar possível relação desses depósitos rudáceos com as “Camadas Cachoeira” de Bigarella *et al.* (1975) e a Formação Alexandra (Estado do Paraná; Bigarella *et al.* 1956). Na falta de estudos mais detalhados, a idade desses depósitos no mapa geológico de Giannini (1993) foi referida de modo genérico como pré-quadernária.

1.4.2. Tectônica

Para Bastos Neto *et al.* (1991), a maior parte das feições e mudanças geomorfológicas ocorrentes na região sul de Santa Catarina são atribuídas à reestruturação e reativação tectônicas decorrentes da abertura do Oceano Atlântico Sul (Figuras 1.2 e 1.4). No início de um rifteamento regional (130Ma atrás), sucedeu-se a reativação de grandes estruturas orientadas segundo NNE-SSW, originadas no Proterozóico Superior. Esta mudança no regime tectônico teria permitido a colocação quase simultânea do corpo alcalino de Anitápolis (129Ma), em estrutura com esta mesma direção. O magmatismo Serra Geral, nessa época provavelmente já em andamento, teria se restringido à zona costeira, ao mesmo tempo em que regimes de compressão (NE-SW) e distensão (NW-SE) se disseminavam rumo norte através da propagação do rifte. De acordo com Bastos Neto *et al.* (1991), em frente à zona costeira do sul de Santa Catarina, a propagação do rifte ainda teria sido deslocada por um estágio de estiramento intracontinental, evento ao qual também é atribuída por eles a formação do platô de São Paulo, mais à norte. No domo de Florianópolis, uma anomalia termal teria persistido mesmo após a passagem do rifte ativo, como indício da ligação desta feição estrutural a um *hot spot*; a persistência no tempo desta anomalia teria prolongado em 20Ma a atividade hidrotermal responsável pelo distrito fluorítico catarinense que, na região de estudo, se dissemina ao longo de lineamentos pré-cambrianos reativados, tais como os de Canela Grande e Armazém (Figura 1.4).

IDADE (Ma)	ESFORÇO TECTÔNICO	CONTEXTO GEODINÂMICO	MAGMATISMO		TECTÔNICA	CoF2
			BASALTICO	ALCALINO		
70		Reativação da margem continental, paroxismo de subsidência da Bacia de Santos		Provincias alcalinas de Lages e da Serra do Mar	Falhas normais ENE-WSW; soerguimento da Serra do Mar; transtensão distal da estrutura de Canela Grande	
115		Condução lateral			Proto Serra do Mar a sul da zona costeira face à zona de estiramento	
120		Ruptura da placa ao norte do lineamento de Florianópolis		Dorsal de São Paulo	Movimento distal da estrutura de Canela Grande; falhas sinistrais ENR-WSW	
120		Perturbação do regime de esforços pela colocação de grandes estruturas ENE-WSW (descolamentos?)	paroxismo dentro da Bacia de Santos	Plataforma de Florianópolis		
130		Pólo de rotação ao norte do distrito	Controle por estruturas N-S a NE-SW se restringe gradualmente dentro da Bacia do Paraná; aumento em direção à zona de costeira	ANOMALIA TÉRMICA MANTÉLICA	Falhas normais NNE-SSW a NE-SW	
130		Pólo de rotação ao sul do distrito			Movimento distal da estrutura de Canela Grande e das falhas N-S a NNE-SSW; falhas sinistrais ENE-WSW	
150		Reativação transtensiva distal das estruturas NW provocada pela rotação norária precursora da América do Sul? (Conceição et al. 1989)	Paroxismo dentro da Bacia do Paraná; controle por estruturas NE-SW	Anitápolis	Reativação do corredor NW-SE Garopaba-Uruçanga; reestruturação do Flanco NE do sinclinal de Torres	

Fig. 1.4. Síntese cronológica da tectônica do distrito fluorítico de Santa Catarina em relação à abertura do Atlântico Sul. Traduzido de Bastos Neto *et al.* (1991).

A caracterização macroambiental da área em estudo, em relação ao aspecto tectono-estrutural, depende do reconhecimento da associação entre a compartimentação fisiográfica da costa sul-brasileira e a distribuição de elementos estruturais no embasamento cristalino e bacias marginais adjacentes (Giannini 1993, 2002). Algumas mudanças geomorfológicas podem ser enumeradas, segundo esse autor, como possíveis expressões dessa compartimentação: (1) a serra do Mar acompanha a zona de ocorrência da Bacia de Santos, deixando de aparecer a sul de Joinville (Almeida 1953, Brito Neves *et al.* 1979), próximo ao limite norte da chamada Plataforma de Florianópolis, um paleoalto estrutural do Paleógeno; (2) o domínio aflorante da Bacia do Paraná aproxima-se bruscamente da costa na região do Balneário Rincão, flanco norte do Sinclinal de Torres, pouco a sul da borda meridional da Plataforma de Florianópolis; (3) no Cabo de Santa Marta, em Laguna, observa-se mudança brusca de direção da linha de costa, de NNE, a norte, para ENE, a sul; (4) a região costeira que se estende de Imbituba a Itajaí é mais escarpada e recortada que os setores vizinhos a norte, e, principalmente, a sul; (5) a plataforma continental interna torna-se mais estreita e íngreme no setor compreendido entre Cabo de Santa Marta e Itajaí.

As mudanças enumeradas levaram Giannini (1993, 2002) a representar a latitude de Laguna, de modo aproximado, como fronteira entre compartimentos costeiros. A sul deste

paralelo, valeria segundo aquele autor a correlação traçada por alguns autores no Rio Grande do Sul (Villwock 1984; Tomazelli 1990), considerando a planície costeira quaternária como extensão aflorante e mais ocidental da Bacia de Pelotas, em solução de continuidade com os sedimentos submersos da plataforma continental. A norte do mesmo paralelo, até a região de Itajaí, a costa passaria a avizinhar-se a leste pela Plataforma de Florianópolis. Esse paleoalto separa as bacias marginais de Santos e Pelotas sob a forma de faixa alongada EW. Asmus (1978, 1981) incluiu a Plataforma de Florianópolis dentro de um dos vários alinhamentos oceânico-continentais sub-perpendiculares à costa por ele admitidos na margem oriental da América do Sul, o Alinhamento Florianópolis - Rio Uruguai. A ideia de existência de grandes alinhamentos desse tipo na costa sul-brasileira já fora adotada em trabalhos clássicos, merecendo menção o “eixo de compartimentação tectônica passando por Lages e Anitápolis” de Paiva (1933), e a “linha tectônica Torres-Posadas”, de Leinz (1949).

Macedo (1987) admite a presença, ao longo da Plataforma de Florianópolis, de uma zona de cisalhamento que separa e desloca em rejeito dextrógiro o bloco de crosta continental estirada do Platô de São Paulo, a norte, em relação ao bloco de crosta oceânica adjacente a Elevação do Rio Grande, a sul. Isto permite caracterizá-la como zona de falhas de transferência, ligada a acomodação relativa de segmentos crustais vizinhos com diferentes taxas de estiramento (Pereira & Macedo 1990); esta zona de transferência teria prolongamento continente adentro, guardando sob este aspecto correspondência com o Alinhamento Florianópolis - Rio Uruguai de Asmus (1978, 1981). A expressão estrutural em superfície de tal feição continental-oceânica é antes inferida que observada. Segundo Giannini (1993), se for possível generalizar a conclusão que Almeida (1991) obteve em relação ao Alinhamento de Cabo Frio, a característica que melhor expressa esse tipo de feição é a de alinhamento magmático, cuja disposição não seria a de linhas EW, e sim, na forma de arcos, relacionados aos círculos mínimos de rotação das placas continentais ao decorrer de seu afastamento. Durante o esforço distensional na separação das placas, o manto sofreria fusão parcial e o magma resultante seria alojado preferencialmente ao longo de falhas subcrustais associadas a zonas de transferência (Almeida 1991). Com isto, Giannini (1993, 2007) considera possível supor que intrusões magmáticas alinhem-se ao longo de um só arco de círculo de expressão regional, conforme Almeida (1991), e ao mesmo tempo, ao longo de diferentes falhas de transferência EW, tais como as inferidas por Macedo *et al.* (1991).

De acordo com o modelo de Lister *et al.* (1986), zonas de transferência podem separar segmentos de placas litosféricas de diferentes posições em relação a falhas de descolamento (*detachment faults*) e com arquiteturas estruturais contrastantes: de um lado, “margens de placa inferior”, com intenso falhamento rifte subparalelo à costa, de mergulho variável; de outro, “margens de placa superior”, com estruturação mais simples à base de falhas normais pouco rotacionais, relacionadas a reativação por abaulamento crustal de direções preexistentes. Se este modelo é admitido, a superposição de zonas de transferência nos limites norte e sul da Plataforma de Florianópolis explica as diferenças estruturais entre este paleoalto e as bacias marginais de Santos e Pelotas. A extensão destas diferenças às zonas continental e costeira adjacentes, até agora não demonstrada, explicaria também a compartimentação geomorfológica observada na costa catarinense (Giannini 1993).

A tectônica rúptil continental é marcada pelo predomínio dos sistemas direcionais N30E e N60E, denominados respectivamente Sistema Riograndense e Sistema Catarinense (Putzer 1953, 1955). Estas direções são possivelmente associadas a falhas primitivas da costa (Trainini *et al.* 1978) e sofreram várias fases de reativação entre o Eopaleozóico e o Terciário (Horbach & Marimon 1980). Não existe zoneamento aparente em sua distribuição espacial, exceto quanto ao domínio do sistema N30E nas rochas que afloram próximo à costa.

Por fim, quanto a neotectônica, suspeitas e indícios de atividade neoceno-zóica no sudeste catarinense, com virtual influência no contexto da sedimentação costeira quaternária, permanecem sem comprovação suficiente (Giannini 1993). Entre eles, podem ser destacados os seguintes:

- * Asmus (1981) sugeriu que o caráter mais escarpado e recortado das costas atravessadas por alinhamentos, como o Florianópolis - Rio Uruguai, possa indicar uma atividade tectônica destes “até épocas mais recentes”;
- * Horbach & Marimon (1980) acreditam que uma fase de reativação rotacional dos sistemas de falhas N30E e N60E esteja em andamento, por efeito de uma distensão E-W de reajuste isostático;
- * Dias Neto (1986) relata que o maior sismo já registrado no Estado de Santa Catarina, com magnitude de 5,6mb, teve seu epicentro localizado na plataforma continental entre as latitudes de Florianópolis e Araranguá;

* Na mesma área, a presença de um conjunto de vales submarinos de plataforma externa e talude (“vales de Santa Marta”) associa-se à ausência anômala de depósitos superficiais de lamas terrígenas, substituídas por fácies arenosas (Zembruski 1979, Martins & Martins 1985);

* Flores *et al.* (1993), através de estudos morfotectônicos e morfoestruturais, reconheceram estruturas ligadas a lineamentos de “pequeno a médio porte”, orientados segundo N20E e N20W, propagantes rumo a depósitos da planície costeira, e responsáveis por circundenudação periférica recente de maciços costeiros.

1.4.3. Plataforma continental, circulação oceânica e ressurgência

A distância da linha de costa até a borda da plataforma (batimetria de -200m) na costa sul de Santa Catarina é de cerca de 140km. A plataforma interna (até o nível batimétrico de -40m) na latitude de Jaguaruna estende-se por aproximadamente 25km, mas reduz-se de forma abrupta para menos de 10km a partir do Cabo de Santa Marta até Imbituba. Essa mudança de sul para norte também é acompanhada de uma alteração na orientação da linha de costa de ENE para NNE, e de praias mais longas e contínuas para mais estreitas e recortadas por costões rochosos (Giannini 1993, Giannini & Santos 1994, Giannini 2002). Essas mudanças geomorfológicas seriam expressão de um compartimentação estrutural na região: a latitude de Laguna tem sido considerada a extensão oeste do limite estrutural entre a Bacia Marginal de Pelotas e a Plataforma de Florianópolis, uma elevação paleógena do assoalho oceânico que separa as bacias marginais de Santos e Pelotas (Giannini 1993, Angulo *et al.* 1999, Giannini 2002).

Tais mudanças fisiográficas aparentam condicionar a manutenção de uma zona de ressurgência de águas mais frias no Cabo de Santa Marta, a exemplo do que ocorre em Cabo Frio (Rio de Janeiro). Ocorre que a circulação oceânica do sul-sudeste brasileiro é dominada por águas superficiais “quentes” da Corrente do Brasil que, oriundas do aquecimento solar em baixas latitudes, fluem para sul. Ventos prevalecentes de NE, principalmente no verão, promovem circulação através da plataforma continental de águas de costa afora próximo à superfície e ressurgência de água do Atlântico Sul Central (*South Atlantic Central Water – SACW*), que se desloca junto ao fundo pela Corrente das Malvinas (Giannini 1993, Giannini *et al.* 2007). Associados a mudanças da orientação da linha de costa, como as que ocorrem nos

cabos de Santa Marta e Frio, esses fenômenos induzem um padrão meandrante na Corrente do Brasil, onde surgem áreas de formação preferencial de fortes vórtices frontais que reforçariam a ressurgência rumo à costa (Castelão *et al.* 2004).

Fenômenos de ressurgência na região de Cabo de Santa Marta seriam estimulantes potenciais de produtividade biológica inclusive no interior das lagunas, com possível reflexo na sedimentação bioclástica (Giannini 1993) e no assentamento humano preferencial (DeBlasis *et al.* 2007).

1.4.4. Circulação lagunar

No que diz respeito ao conjunto de lagunas associadas ao delta do Tubarão e a sua bacia hidrográfica, destacam-se, em área, as de Garopaba do Sul (22,94 km²), Santa Marta (9 km²) e Santo Antônio (33,85 km²) (Beltrame 2003). Destas, apenas as lagunas de Garopaba do Sul e Santo Antônio possuem comunicação direta com o mar, através das desembocaduras (*inlets*) do Camacho (intermitente) e de Entrada da Barra. Na laguna Santa Marta, essa comunicação faz-se indiretamente através de um sistema de canais de maré (*tidal creeks*), com destaque para o “rio do Meio”, que, desde a segunda metade do século XX, encontra-se artificialmente retificado (Giannini 1993, SDM 2001). As lagunas Santo Antônio e Garopaba do Sul também recebem aporte de água doce fluvial, com destaque para as dos rio Tubarão (e seus distributários) e Congonhas.

Segundo Giannini (1993), bancos arenosos a areno-pelíticos ocorrem depositados ao longo de margens lagunares entre Jaguaruna e Laguna, onde apresentam-se paralelos a frentes de onda de maior raio de ação (*fetch*) e retrabalhados por correntes secundárias de circulação lagunar marginal, sem influência direta significativa de suprimento fluvial e de ondas ou aporte de mar aberto. O autor incluiu estes depósitos no que ele chamou de “fundo lagunar raso marginal”, e as considerou como principais registros da circulação lagunar efetiva da região. Giannini (1993) excluiu desta feições os microdeltas lagunares e os deltas de maré enchente, embora todos guardem entre si equivalência batimétrica: suas profundidades máximas são pouco maiores que o limite da maré mínima. É possível distinguir-se assim entre fundos rasos temporariamente emersos durante ciclos de maré, com desenvolvimento de “marismas” (sob baixo aporte fluvial) ou “brejos de maré” (sob intenso aporte fluvial) em sua zona superior, e

fundos rasos predominantemente submersos (Angulo & Müller 1990, Angulo 1992, Branco 2004). Estes fundos lagunares incluem-se entre as zonas sedimentares do litoral sul brasileiro classicamente designadas como “baixios” (Bigarella *et al.* 1957 *apud* Angulo 1992).

Característica marcante dos fundos rasos marginais na área estudada é sua modelagem superficial por formas de leito de diferentes dimensões, as quais são facilmente reconhecidas em aerofotografias (Giannini 1993) ou sensoriamento remoto via imagens de satélite (vide Anexo III). Consistem em megaondulações de crista reta a pouco sinuosa (“ondas de areia”), perpendiculares ou oblíquas à orientação da margem lagunar, com comprimento de onda variável entre 20 e 150m. Estas formas dissipam-se nas proximidades da praia lagunar, onde dão lugar a formas menores e mais efêmeras, orientadas em ângulo agudo com a margem e associadas a dinâmica de quebra e espraiamento de ondas lagunares. Segundo Giannini (1993), fecha-se assim um círculo de interdependência entre ondas lagunares e correntes secundárias na dinâmica costeira lagunar: correntes suprem as ondas com sedimentos, enquanto estas redistribuem os mesmos sedimentos segundo direções que controlam a orientação da linha de praia lagunar e portanto a orientação das próprias correntes e seus respectivos bancos marginais. O autor afirma que, como resultado disto, a grande maioria das baías e tômbolos lagunares exhibe a mesma direção aproximada NW, transversal ao eixo maior do sistema. Por analogia, a quase totalidade dos bancos de areia marginais bem desenvolvidos ocorre com orientação NW, com cristas de ondas de areia direcionadas segundo NE. Citam-se, como exemplos, os fundos rasos marginais da laguna Garopaba do Sul, em sua face oeste e na região de Aroeira, e os tômbolos de Cabeçuda, Perrixil e Ponta Rasa - Roça Grande (a norte de Laguna).

De modo geral, o rumo de caminhamento das formas de leito marginais pode ser determinado, conforme observado por Giannini (1993), ao exame por sensoriamento remoto, através da identificação das faces frontais, de declive mais abrupto, das megaondulações. Um aspecto observado por este autor é que pode haver mais de uma hierarquia de formas de leito, cujos rumos de deslocamento não são coincidentes. Aspecto similar já fora descrito por Angulo (1992) em fundos rasos de baías no litoral paranaense. Na área em estudo, o caso mais evidente ocorre no tômbolo de Perrixil, em seu lado sul, teoricamente mais exposto à ação de correntes induzidas por maré enchente e de ondas lagunares vindas de SW. Nesta margem, além das megaondulações comuns, com comprimentos de onda de 40 a 100m, encontram-se também megaondulações “gigantes”, com comprimentos de onda de 50 a 150m. Enquanto as formas de

leito maiores migram rumo N, como que de encontro às margens do tómbolo, as ondas de areia menores superpostas deslocam-se para NW, divergindo das margens rumo às partes mais profundas da laguna. Para Giannini (1993), as formas de hierarquia menor aparentam assim controle por células de circulação secundária cujo padrão de desvio anti-horário (para a esquerda do fluxo) é relacionado com a geometria conhecida de manifestação do efeito de Coriolis no Hemisfério Sul (Emery & Stevenson 1957, Lankford 1977, Dyer 1979, 1986) (Figura 1.5).

Fig. 1.5. Quatro trajetórias de correntes em lagunas sob ação predominante de diferentes forças hidráulicas: diferenças de densidade (A e B), efeito Coriolis (C) e efeito residual de correntes de maré (D). Compilado de Dyer (1979, 1986) por Giannini (1993).

As formas de leito maiores são relacionadas a um fluxo tangencial à curvatura da margem lagunar, dirigido por forças centrífugas. Podem ser atribuídas, deste modo, a correntes de maré enchente e deriva longitudinal de maior velocidade, nas quais o efeito centrífugo é maior que o de Coriolis (Dyer 1986). Em demais fundos rasos da região, as ondas de areia de menor hierarquia, sempre exibindo o mesmo padrão de desvio para esquerda, são as mais facilmente reconhecidas (Giannini 1993). As formas de escala maior nem sempre possuem a

geometria de face frontal bem diferenciada, de modo que uma parte delas possa comportar-se antes como barras sedimentares que como formas de leito individualizadas. Teriam, nesse caso, sua geometria geral controlada apenas pela combinação de ondas lagunares de maior *fetch* e correntes de maré, a exemplo dos tómbolos e pontais emersos. Giannini (1993) cita como exemplo uma barra semi-emersa no lado sul do tómbolo de Ponta Rasa, visível em aerofotografias dos anos de 1977 e 1979. Com cerca de 900 m de extensão, esta barra dispõe-se obliqua à margem lagunar e associa-se a ondas vindas de SW. Se duradoura, poderá representar um pequeno desvio na direção do tómbolo, em busca de configuração de máximo equilíbrio, conforme modelo geral de circulação lagunar de Zenkovitch (1967) (Figura 1.6).

Fig. 1.6. Evolução morfológica de lagunas por formação de esporões arenosos, em que o estágio 3 representa situação de equilíbrio estável. Adaptado de Zenkovitch (1967).

1.4.5. Nível relativo do mar (NRM)

Segundo Angulo *et al.* (2006), apenas 30% dos dados publicados no Brasil podem ser considerados suficientemente precisos nas escalas de tempo e espaço e na interpretação do paleonível para poderem ser usados de modo confiável como indicadores de NRM. Ocorre que a maioria dos indicadores de NRM possui grau de confiabilidade duvidoso. Incluem-se aí

materiais sujeitos a retrabalhamento (i.e. bioclastos dispersos) e/ou compactação (i.e. turfeiras), bem como indicadores arqueológicos, alguns deles utilizados para a construção das curvas de variação do NRM apresentadas por Suguio *et al.* (1985).

Segundo Angulo & Giannini (1996), Angulo e Lessa (1997) e Giannini *et al.* (2005), o indicador mais problemático seriam os sambaquis, utilizados por Suguio *et al.* (1985) para o litoral sul de Santa Catarina. Na região, os sambaquis em questão ocorrem por vezes assentados em substratos compactáveis de argilas e turfas lagunares, podendo, portanto, encontrar-se em nível inferior ao original. Lutocinese é fenômeno relatado na região, tanto em depósitos naturais (Giannini 1993) como diretamente em camadas argilosas de sambaquis (Giannini, com. verbal). Outro problema seria o da possibilidade de mineração de conchas, por parte dos sambaquieiros, a partir de depósitos mais antigos para a construção de sambaquis (Giannini *et al.* 2005). Embora nunca confirmada, essa hipótese não deve ser totalmente negligenciada, pois representaria problemas adicionais em relação à própria idade dos sambaquis.

Entre os indicadores considerados mais seguros, encontram-se o de vermetídeos incrustados em costões rochosos. Vermetídeos são gastrópodes bentônicos sésseis de carapaça carbonática, cuja faixa de ocorrência em vida é restrita ao limite superior da zona inframarés (Laborel 1979, Angulo & Giannini 1996). Por estas características, as carapaças destes gastrópodes preservadas nos costões rochosos garantem sua posição de vida original em áreas tectonicamente quiescentes, e ainda permitem datação por ^{14}C e reconstrução do NRM com precisão entre 0,1 e 1,0m, dependendo de características físicas da costa como amplitude de maré e regime de ondas (Laborel 1986).

O subconjunto de dados do trabalho de Angulo *et al.* (2006), referentes a vermetídeos incrustados (Figura 1.7), evidencia declínio progressivo de NRM, possivelmente em taxa variável, desde o máximo nível do mar holocênico. É o caso dos dados de Santa Catarina de Angulo *et al.* (1999), obtidos na área costeira adjacente ao delta do Tubarão, e sugestivos de paleoníveis regionais com máximo NRM de 2,1 m acima do atual (precisão de $\pm 1\text{m}$) por volta de 5.400 anos atrás; a curva de variação holocênica do NRM obtida por esse estudo será adotada no presente trabalho.

Fig. 1.7. Posições do nível relativo do mar (NRM) na costa catarinense entre Garopaba e Laguna nos últimos 6 mil anos, inferidas a partir de datação e nivelamento de 26 tubos de vermetídeos, conforme dados compilados e reinterpretados de Angulo *et al.* (1999) por Angulo *et al.* (2006). No gráfico à esquerda, o erro da estimativa do paleonível é de 1m. À direita, a curva de variação do NRM é ajustada por um polinômio de 5ª ordem.

1.4.6. Clima

Devido ao seu recorte geográfico, a bacia hidrográfica do rio Tubarão e o complexo lagunar a ela associado localizam-se na região catarinense de menor distanciamento entre o litoral e a escarpa da Serra Geral, e possui por isso temperaturas invernais mais baixas em relação às do litoral norte. Pela classificação de Koeppen, a região possui clima subtropical úmido (Cfa), determinado por sua localização a sul do Trópico de Capricórnio, sob influência de frentes frias e dos chamados Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente – SDM 2001). Estes complexos são sistemas instáveis de umidade que se formam, em sua maioria, sobre o Paraguai durante a madrugada e deslocam-se rapidamente para E e NE, atingindo a região sul catarinense entre o final da manhã e o início da tarde. A combinação desses Complexos Convectivos com o efeito orográfico exercido pela Serra Geral, entre os meses de setembro e outubro, seria responsável por nebulosidade e umidade na região do sudeste catarinense maior que a esperada para a região (onde há ressurgência marinha de águas frias – vide tópico 1.4.3), o que também resultaria em menos horas de insolação (SDM 2001).

Quanto a temperatura, os resultados apresentados pelas médias históricas (60 anos) indicam que os meses mais quentes, onde temperaturas máximas médias ocorrem acima de 25°C, são janeiro, fevereiro, março e dezembro (Figura 1.8). Julho é o mês mais frio, com média

de temperatura mínima de 7,8°C na estação climatológica de Orleans e de 12,6 °C na estação de Laguna.

Fig. 1.8. Temperaturas médias, médias máximas e médias mínimas mensais registradas pelas estações meteorológicas de Laguna e Orleans desde 1950. Fonte: SDM (2001).

A precipitação representa outro elemento climatológico que distingue a bacia hidrográfica do rio Tubarão, e complexo lagunar associado, das demais regiões do litoral catarinense. Sua distribuição é algo irregular, e, durante a estação de verão e final da primavera, os municípios da faixa litorânea apresentam índices pluviométricos muito baixos (Figura 1.9). Por outro lado, os municípios mais próximos da serra apresentam valores pluviométricos até 50% superiores, atribuídos a efeito orográfico (SDM 2001). Nas estações de outono e inverno, períodos mais influenciados pelas frentes frias, os municípios mais ao norte da região (principalmente Laguna) apresentam os maiores volumes pluviométricos.

Fig. 1.9. Médias mensais históricas de medidas de precipitação das estações hidrometeorológicas de Tubarão, Pedras Grandes e Rio do Pouso desde 1939. Fonte: Agência Nacional de Águas (2010).

Cálculos de balanço hídrico bruto, realizados com base no equilíbrio precipitação x evaporação, indicam que o período seco inicia-se no mês de outubro, com um balanço mensal positivo de apenas 12mm, e continua até dezembro, quando ocorre déficit hídrico (precipitação < evaporação) (SDM 2001). Embora haja leve superávit mensal já a partir de janeiro, a defasagem geral imposta pelo intervalo entre outubro e dezembro permanece até abril, quando o balanço dessa relação retorna para levemente positivo. Por fim, o período de maio a setembro caracteriza-se por excesso hídrico mais marcado. O balanço anual médio para a bacia hidrográfica do rio Tubarão corresponde a uma lâmina de água excedente de 228mm (Figura 1.10).

Fig. 1.10. Balanço hídrico com base em precipitação e evaporação registradas pelas estações meteorológicas de Laguna e Orleans desde 1950. Fonte: Agência Nacional de Águas (2010).

1.4.7. Paleoclima

Segundo Giannini (2007) e Amaral (2008), interpretações sobre mudanças paleoclimáticas do Quaternário no território brasileiro provêm de quatro tipos principais de dados: A. palinologia de sedimentos lacustres e lagunares, incluindo turfeiras; B. isótopos de carbono contidos na matéria orgânica do solo ou sedimento ou em fragmentos de carvão; C. antracologia; e D. registros isotópicos, geoquímicos e de taxa de crescimento em espeleotemas.

Mesmos autores, através da compilação daqueles dados, resumem a história paleoclimática do Quaternário Tardio do Brasil em três “capítulos”: 1. predomínio de temperaturas mais baixas que o atual durante o Último Máximo Glacial (UMG); 2. oscilações abruptas e acentuadas durante o Tardiglacial, aproximadamente entre 17 e 11ka AP, intervalo caracterizado também por aumento ou manutenção da umidade; 3. elevação da pluviosidade efetiva no Holoceno, evidenciada por expansão da floresta, com suspeitas de episódio mais seco no meio do período nas regiões Sul-Sudeste e Norte, principalmente dentro do intervalo entre 8000 e 3000 anos AP.

Os três capítulos consensuais maiores coincidem e podem ser explicados, em suas linhas mais gerais, no âmbito de mudanças climáticas globais reconhecidas principalmente através da comparação entre dados de foraminíferos planctônicos dos sedimentos de fundo oceânico e testemunhos de gelo (i.e. McIntire & Molino 1997, Arz *et al.* 1998, 1999, Flenley 1998, Cruz 2003).

Por outro lado, a falta de precisão geocronológica dos dados dificulta sua correlação ao largo de todo território brasileiro. À medida que se refina a análise paleoclimática, a resposta a mudanças globais pode variar de região para região do país, na dependência da posição relativa de elementos climáticos regionais e/ou locais, como a das zonas de convergência Intertropical (ZCI) e do Atlântico Sul (ZCAS) (Cruz 2003, Giannini 2007, Amaral 2008). Há, por exemplo, indícios de assimetria climática entre o Nordeste e o resto do país no Holoceno (Giannini 2007), baseados tanto em estudos palinológicos como em estudos isotópicos de espeleotemas conduzidos em diversas regiões do Brasil. Exemplo disso é que a umidificação do clima a partir de aproximadamente 4000-3000 anos AP na costa norte do Brasil (Ledru *et al.* 2001, Pessenda *et al.* 2001) pode não guardar correspondência estreita imediatamente a sul da ZCI, onde estudos palinológicos apontam para diminuição de umidade a partir de 5000-4000 anos AP no

noroeste da Bahia (Barreto 1996, De Oliveira *et al.* 1999). Também os resultados apresentados por Salgado-Laboriau *et al.* (1998) no Brasil Central indicam que condições mais úmidas que o presente, sugeridas pela expansão da floresta tropical em vários locais, devem ter ocorrido entre c. 7000-5000 anos AP, com posterior mudança para predomínio de vegetação de cerrado, caracterizado por clima semi-úmido, com pronunciada estação seca, e sem registro de mudanças climáticas significativas. Nas regiões Sul e Sudeste, a síntese de estudos palinológicos apresentada por Behling (1998, 2002) indica que, de maneira geral, os registros polínicos permitem interpretar aumento da umidade efetiva a partir do Holoceno médio-tardio, sendo os últimos 1000 anos AP caracterizados por uma clima muito úmido, sem períodos de seca significativos.

Dentre os vários indicadores paleoclimáticos ou *proxies* disponíveis, estudos geoquímicos e isotópicos de espeleotemas em cavernas se destacam entre os mais robustos; ultimamente, vários trabalhos neste âmbito tem sido conduzidos por Cruz *et al.* (2005a,b, 2006, 2007, 2009) e Wang *et al.* (2004a,b, 2006). Para o Brasil Subtropical, segundo Cruz *et al.* (2005), a razão isotópica do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) registrada em espeleotemas refletiria a contribuição relativa entre chuvas de inverno e de verão. Esta mudança de sinal isotópico deve-se à fonte de umidade dessas chuvas. A fonte de umidade das chuvas de verão, mais distante, associa-se às monções de verão da América do Sul, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais baixos que os das chuvas de inverno, estas ligadas à passagem de ciclones extratropicais ao longo da costa atlântica. Razões geoquímicas Sr/Ca e Mg/Ca de espeleotemas, por sua vez, são *proxies* utilizados para avaliar variações na quantidade geral de chuvas, e a exemplo do trabalho de Wang *et al.* (2006) com $\delta^{18}\text{O}$, tem sido realizadas para espeleotemas da caverna Botuverá (SC) por Cruz *et al.* (2007). Esta caverna fica cerca de 160km a norte de Laguna, com padrão climático numa primeira aproximação equivalente ao da área de estudo, especialmente em termos de pluviosidade (Amaral 2008). Entretanto, a existência de ruídos nas curvas de Sr/Ca e Mg/Ca, devidos provavelmente a questões analíticas, impossibilitaria discutir variações climáticas de duração decadal a secular (Amaral 2008). Por outro lado, a partir da análise integrada das curvas de $\delta^{18}\text{O}$, Sr/Ca e Mg/Ca dos trabalhos de Wang *et al.* (2006) e Cruz *et al.* (2007), Amaral (2008) observou relação entre intensificação das chuvas de verão (valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas) e aumento de chuva média em geral (Cruz *et al.* 2007). Nessa relação, a cada vez que as relações isotópicas do oxigênio diminuem, tem-se mais chuva em Santa Catarina (Figura

1.11). Com base nesta premissa, Amaral (2008) em seus estudos palinológicos e diatomológicos em depósitos paleolagunares de Jaguaruna, concluiu que o clima na região tem sido semelhante ao atual nos últimos 4000 anos, mas que oscilações de pluviosidade podem ter ocorrido, especialmente elevações das chuvas durante eventos climáticos do tipo Bond (*Bond events*). A suspeita da influência destes eventos foi reforçada, em termos de dinâmica costeira, pelos estudos de Tanaka (2010) na mesma região. A vegetação da área, porém, teria se mantido pouco variável, com mudanças locais relacionadas antes à evolução sedimentar do sistema lagunar de que ao clima (Amaral 2008).

Fig. 1.11. Intervalo holocênico de variação do $\delta^{18}\text{O}$ registrado na estalagmite BTV4 (Botuverá, SC) ($27^{\circ}13'24''\text{S}$; $49^{\circ}09'20''\text{N}$) obtido por Wang *et al.* (2006). A. Por pontos ligados com média móvel (vermelho) em intervalos de cinco. B. Por ajuste de curva de tendência polinomial de ordem 3.

1.4.8. A bacia hidrográfica do rio Tubarão

1.4.8.1. Tributários e distributários

(...) since the Nile divides Egypt in two from the Cataracts to the sea, running as far as the city of Cercasorus in a single stream, but at that point separating into three branches, whereof the one which bends eastward is called the Pelusiatic mouth, and that which slants to the west, the Canobic. (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

O rio Tubarão nasce no município de Lauro Müller, a oeste de seu delta, nos “tabuleiros” da Serra Geral, entalhado em meio a basaltos e rochas sedimentares da Bacia do Paraná. No entanto, seus principais afluentes ou tributários vêm de drenagens dendríticas localizadas mais a norte, que correm através de lineamentos estruturais do Escudo Atlântico, formado de granitos e

granitóides pré-cambrianos, predominantemente da Suíte Pedras Grandes (SDM 1997, Silva *et al.* 2000, Beltrame 2003). Dentre os tributários de maior porte, destacam-se os rios Braço do Norte, interceptado no município de Pedras Grandes, e Capivari de Baixo, interceptado em Tubarão, este último na região do baixo curso do rio homônimo (SDM 1997).

Os principais distributários do rio Tubarão, na região de sua planície deltaica, podem ser enumerados hierarquicamente: 1. primeira ordem: rios Tubarão das Conchas e da Guarda, no município de Tubarão, e rio da Madre, no município de Laguna; 2. segunda ordem: rios Sambaqui Pequeno (Tubarão) e Mirim (Laguna); 3. terceira ordem: rios Carniça e Sambaqui (Laguna). Ocorrem também canais distributários de hierarquia ainda menor, de denominação controversa, mas cuja importância quanto ao afluo fluvial é reduzida por sua efemeridade e/ou influência de marés (Figuras 1.12, 1.13 e 1.14).

Fig. 1.12. Configuração das drenagens associadas ao delta do rio Tubarão, descontados os efeitos antrópicos de canalização durante o século XX (linhas pontilhadas).

Fig. 1.13. Vista para SW da desembocadura do rio Tubarão na laguna Santo Antônio, a partir do Morro da Glória, em Laguna.

Fig. 1.14. Vista para NE da desembocadura do rio Sambaqui na laguna Santo Antônio, a partir do Morro Grande, em Ponta do Daniel, Laguna.

A disposição geral dos distributários do rio Tubarão apresenta-se irregular, com frequentes truncamentos de paleocanais e drenagens que retornam a seu canal de origem,

especialmente nas porções mais jusantes da planície deltaica. Esse fato atesta para a importância de avulsões e influência de marés nestas porções.

A sudoeste da planície deltaica, município de Jaguaruna, ocorrem drenagens de menor porte que deságuam no lado oeste da laguna Garopaba do Sul, representadas pelos rios Congonhas, Sangão e Riachinho. Tais drenagens não possuem relação direta com o delta do rio Tubarão, mas tiveram importância considerável na evolução sedimentar de antigos vales de dissecação daquela região (Amaral 2008). Suas cabeceiras drenam principalmente os granitos tardi-transcorrentes da Suíte Pedras Grandes.

A situação atual das drenagens sobre a planície deltaica do rio Tubarão evidencia grande redução de sua descarga líquida (e sedimentar) rumo à bacia receptora nas últimas décadas. Canalizações, construção de tanques de carcinicultura, plantações de arroz e outras atividades humanas para aproveitamento de recursos hídricos são a causa principal (Giannini 1993, SDM 1997, Beltrame 2003). O fato tornou inativo ou insignificante o transporte horizontal de água e sedimento de alguns dos distributários do delta rumo à bacia lagunar receptora. Com isso, parte dos canais, como por exemplo o canal original do rio Tubarão, transformou-se em lagos estáveis semiestagnados (Figura 1.15); outra parte possui fluxo bidirecional tênue, controlado apenas por marés, em seus trechos externos, como é o caso do braço sul do rio Carniça.

Fig. 1.15. Vista para NW do canal desativado do rio Tubarão (coberto por vegetação aquática - "aguapés"), nas proximidades do bairro Madre, em Tubarão.

1.4.8.2. Características hidrográficas e sedimentológicas

A bacia hidrográfica do rio Tubarão drena uma área total de 5640km², englobando os municípios de Lauro Müller, Orleans, São Ludgero, Braço do Norte, Grão Pará, Rio Fortuna, Santa Rosa de Lima, Anitápolis, São Bonifácio, São Martinho, Armazém, Gravatal, Capivari de Baixo, Tubarão, Pedras Grandes, Treze de Maio, Jaguaruna e Sangão (SDM 2001). Seu rio homônimo é o principal contribuinte do aporte fluvial no complexo lagunar do sul catarinense, desembocando na laguna Santo Antônio após percorrer distância de cerca de 120km. Sua vazão média anual, calculada com base em dados colhidos entre 1976 e 1997, é de 50m³/s (SDM 1997). Medidas de descarga obtidas por um período de 30 anos em oito estações fluviométricas identificaram os meses de março a setembro como os de menor vazão e os de fevereiro e março como os de maior vazão.

Operam atualmente três estações sedimentométricas na bacia hidrográfica do rio Tubarão: Rio do Pouso (município de Tubarão), Orleans e Armazém. As estações de Rio do Pouso e Orleans realizam medidas hidrológicas e sedimentológicas no rio Tubarão, enquanto a

estação de Armazém obtém mesmos tipos de medidas no seu tributário, rio Capivari de Baixo. Estatisticamente, o resultado das estações Orleans e Armazém são escassos, porque o início do registro é recente (1997). Apesar disso, possuem valor qualitativo no que se refere à ordem de grandeza da vazão hídrica. Como exemplo, os valores médios anuais da estação de Orleans são quase cinco vezes menores que os da estação Rio do Pouso, e os da estação Armazém, cerca de vinte vezes menores. Isso sugere importante contribuição sedimentar do rio Braço do Norte, que aflui no rio Tubarão em posição a montante da estação Rio do Pouso.

Somente a estação Rio do Pouso, em Tubarão, ativa desde 1976, possui número satisfatório de medições. Sua série de medidas indica concentração média de sedimentos em suspensão em torno de 25ppm. Segundo SDM (2001), a descarga em suspensão do rio Tubarão deve corresponder, em média, a um valor entre 70 e 95% da sua descarga sólida total. Os dados da estação Rio do Pouso, constantes do sistema de informações hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA), encontram-se nos gráficos da Figura 1.16.

Fig. 1.16. Médias anuais de medidas históricas mensais das estações sedimentométricas de Armazém e Orleans (desde 1997) e Rio do Pouso (desde 1976). À esquerda, variação da vazão hídrica do rio Tubarão. À direita, variação da concentração média de sedimentos em suspensão no rio Tubarão.

A carga sedimentar suspensa média, calculada através dos valores históricos do produto da concentração pela descarga líquida (vazão), foi de 55.173,6 toneladas/ano (Rio do Pouso). O diagrama mostrado da Figura 1.17 indica que a partir de 1978, a carga sedimentar suspensa diminui para um valor aproximadamente constante, em função da vazão na seção do rio (primeiro ponto de inflexão no gráfico). Exceção ocorre no valor anual de 1986 (109.077,5 ton/ano), significativamente acima da média histórica aproximada de 55.000 ton/ano. De acordo com SDM (2001), a causa destes pontos de inflexão no diagrama permanece obscura em vista

da grande extensão em área da bacia hidrográfica à montante da estação. Mesmo trabalho sugere porém sua associação a modificações antrópicas relacionadas ao manejo do solo.

Fig. 1.17. Diagrama duplo acumulativo do volume de água e massa de sedimentos transportados, construído a partir de dados da estação Rio do Pouso (desde 1976). Fonte: SDM (2001).

1.4.8.3. Impactos ambientais

Para SDM (2001), o quadro atual de degradação ambiental da bacia hidrográfica do rio Tubarão e complexo lagunar associado começou no século XIX, com a chegada dos imigrantes europeus. A substituição das extensas áreas florestais por paisagem agropecuária foi então intensificada, o que favoreceu erosão nas encostas e incremento da carga sedimentar captada pela bacia hidrográfica.

No século XX, a degradação ambiental teria aumentado com a implantação da atividade extrativista de carvão e da siderurgia (Kux & Valeriano 1982, Garcia 1986, Tommasi 1987). Como consequência, vários núcleos de ocupação surgiram e cresceram rapidamente no entorno da região carbonífera, atravessada pela bacia hidrográfica do rio Tubarão (SDM 2001), especialmente nas áreas correspondentes ao ápice do sistema deltaico. Pouco depois, a criação de sistema portuário e ferroviário, subsidiado ao complexo siderúrgico, e a instalação da usina termelétrica Jorge Lacerda e do Complexo Carboquímico de Reaproveitamento e Beneficiamento dos rejeitos do carvão teriam intensificado a urbanização. Com o crescimento da urbanização, vieram a produção fundiária de arroz e fumo, que trouxeram grandes mudanças

para a área do complexo lagunar, tanto pela obliteração de feições morfológicas (pelo uso da terra) como pelas alterações na posição e no nível dos corpos de água (uso de recursos hídricos dos canais e das lagunas) (SDM 2001).

Até o ano de 2001, a região da chamada “sub-bacia do baixo rio Tubarão” (municípios de Tubarão, Capivari de Baixo, Jaguaruna e Sangão) e complexo lagunar, de 64.000 ha, possuía cerca de 3% de sua área coberta pela urbanização e 40% por cultivo de arroz (SDM 2001). A expansão das áreas de cultivo de arroz à custa de captação dos canais distributários da planície deltaica teria reduzido a vazão natural do delta e, por conseguinte, a pressão hidráulica nas desembocaduras lagunares (Giannini 1993). Como possível efeito, nas últimas décadas, houve redução da frequência de abertura natural da desembocadura lagunar do Camacho, vencida pelo intenso aporte eólico e pela deriva litorânea longitudinal. O fato comprometeu a mistura de salinidade e nutrientes das águas na laguna Garopaba do Sul, reduzindo drasticamente as populações de camarão cultivadas em corpos de água naturais (Giannini 1993, 2002). Este exemplo ensina que entender a dinâmica sedimentar na área em questão é requisito essencial no planejamento de novas áreas para agricultura, carcinicultura, pesca e ocupação urbana, além de auxiliar na recuperação das áreas degradadas.

Outro problema expressivo de degradação por atividades antrópicas na planície costeira são as várias lavras de conchas carbonáticas e de areia, bem como os “barreiros” utilizados como fonte de matéria-prima para olarias, especialmente nos municípios de Jaguaruna e Sangão. As áreas de barreiro constituem-se em zonas de forte degradação da paisagem no extremo sul da bacia hidrográfica, visto que a maioria dos locais utilizados para lavra é em seguida simplesmente abandonado, criando-se pequenos corpos de água sem usos específicos.

Mineração de areia fluvial para construção civil, como no caso do rio Capivari (Figura 1.18), também constitui fator de importância por reduzir a carga sedimentar de fundo disponibilizada ao delta, tornando-o mais sujeito à erosão e inundações em períodos de tempestades.

Fig. 1.18. Extração de areia no rio Capivari próximo a Armazém. Foto: SDM (2001).

1.4.9. Sambaquis e sua distribuição

(...) But in truth I do not believe that the Egyptians came into being at the same time with the Delta, as the Ionians call it; I think they have always existed ever since the human race began; as the land went on increasing, part of the population came down into the new country, part remained in their old settlements. (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

Na zona costeira catarinense entre os municípios de Tubarão, Jaguaruna e Laguna, doze sambaquis assentam-se diretamente sobre substrato do sistema lagunar *sensu* Giannini (1993), ao qual o delta do Tubarão (aqui tratado como sistema) pertence (Figuras 1.19 e 1.20). Eles correspondem a cerca de apenas 15% dos sambaquis reconhecidos até agora na região descrita (76), mas abrangem maior parte das datações obtidas até o momento (DeBlasis *et al.* 2007, Giannini *et al.* 2010). A maioria dos demais sambaquis da área, depositados sobre outros substratos, podem relacionar-se indiretamente à evolução sedimentar do delta, assumida a premissa de que a cultura sambaqueira era voltada para os corpos lagunares (Kneip 2004, Giannini *et al.* 2005, 2010, DeBlasis *et al.* 2007). Esta premissa parece validada tanto pelo adensamento dos sambaquis rumo às lagunas ao longo do tempo (ocupação “circum-lagunar” - DeBlasis *et al.* 2007) como pelo provável uso deliberado de material construtivo de origem deltaica ou lagunar (Silva *et al.* 2000, Giannini *et al.* 2005, 2010, DeBlasis *et al.* 2007, Tanaka 2007). Neste caso, incluem-se e destacam-se os sambaquis que se encontram em cotas mais

elevadas, mas adjacentes a depósitos deltaicos, como os de Jaboticabeira (I, II e III), Mato Alto (I e II), Morrinhos e Ribeirão Pequeno (Nascimento *et al.* 2007).

Fig. 1.19. Distribuição geográfica de sambaquis na área de estudo (DeBlasis *et al.* 2007, Giannini *et al.* 2010).

Fig. 1.20. Linhas de amplitude de distribuição cronológica (todas as idades) de 48 sambaquis entre Passagem da Barra e Lago Figueirinha, e seu respectivo substrato (*sensu* Giannini 1993, 2002). Dados de DeBlasis *et al.* (2007), Giannini *et al.* (2010) e Villagran (2010).

Na porção entre Passagem da Barra (município de Laguna) e Lago Figueirinha (município de Jaguaruna), recentes levantamentos sistemáticos de sítios e datações (i.e. Assunção & DeBlasis 2009) permitiram que Giannini *et al.* (2010) identificassem padrões de distribuição espacial nos sambaquis da região, quanto ao contexto sedimentar da época de construção, estratigrafia e idade. Reconheceram, desse modo, cinco diferentes contextos geológico-geomorfológicos de localização dos sítios, três padrões estratigráficos e quatro fases de ocupação sambaquieira baseadas na quantidade de sambaquis e no tipo de padrão construtivo dominante. O modelo integrado de evolução sedimentar e distribuição tempo-espacial de sambaquis proposto por estes autores sugere que estes sítios eram construídos em áreas já emersas e, preferencialmente, pouco alagáveis, a exemplo do que já era aventado para a porção média da planície deltaica do rio Tubarão (Nascimento *et al.* 2008). Giannini *et al.* (2010)

também ressaltam que parte dos sítios interiores, afastados dos corpos lagunares, podem não se ter preservado ou não estarem expostos devido ao processo de assoreamento contínuo que caracterizou a região após a máxima transgressão holocênica, e que isso constitui fator limitante às interpretações de sua distribuição original, no estado de conhecimento atual.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. FRONTEIRAS DO SISTEMA: BACIAS RECEPTORAS DE SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL

Toda análise sistêmica, idealmente, deve ir além dos limites físicos do sistema em questão, uma vez que a adequada compreensão de sua dinâmica interna e externa envolve o estudo do balanço entre as trocas de matéria e energia com sistemas vizinhos, ao longo do tempo (Bertalanffy 1968). No caso do delta do Tubarão, foco do presente estudo, esta proposição justifica uma revisão bibliográfica conceitual acerca de bacias receptoras semi-abertas ao mar (estuários, baías e lagunas), de cunho geral, e uma breve análise de sua bacia receptora em Santa Catarina, no âmbito particular.

No intuito de responder a esses questionamentos, as seções seguintes propõem: 1. Esmiúçar questões relacionadas a definições e classificações dos “elementos” estuário, baía e laguna; 2. Relacionar os elementos citados entre si e aos sistemas deposicionais presentes e pretéritos, no entorno da desembocadura do rio Tubarão.

2.1.1. “Estado da arte”: estuário, baía ou (e/ou?) laguna?

A confusão existente na literatura acerca de definições e classificações de estuários, baías e lagunas advém, principalmente, do simples fato de que estas três feições guardam em comum a característica de serem corpos de água costeiros semi-confinados. No entanto, algumas diferenças importantes entre estas feições tornam-se evidentes quando se correlacionam os processos de formação e sedimentação de cada uma delas com as respectivas morfologia e constituição dos produtos sedimentares resultantes. Este tipo de correlação transparece com maior ou menor clareza em parte dos trabalhos existentes sobre o tema na

bibliografia. Assim, a melhor explicitação das diferenças entre estuário, baía e laguna requer o estudo minucioso dos problemas de conflito entre definições e classificações para estas feições.

2.1.1.1. Problema de definições I: área do conhecimento

Autores de diferentes áreas do conhecimento elaboram definições que atendam a seus interesses particulares; nada mais justo. No entanto, definições criadas para determinada área são indiscriminadamente usadas por outra, fato que, ao gerar inadequação e, portanto, imprecisão, leva a novas tentativas de adaptação de definições e modelos aos problemas particulares de cada autor, e assim contribui para aumentar ainda mais a confusão terminológica.

A exemplo disso, a definição original de estuário de Pritchard (1967) (Quadro 2.1), criada com enfoque principal em oceanografia física (grau de mistura salina), vem sendo usada em estudos geológicos (i.e. Biggs 1978). Estes estudos valem-se de ferramentas essencialmente sedimentológicas e estratigráficas, como análise de fácies, para as quais detalhes oceanográficos (por exemplo: salinidade) são muitas vezes irrelevantes. Assim, a adoção de definição inapropriada para o enfoque dificulta o estabelecimento dos limites do sistema estuarino, especialmente nos casos de registro antigo (pré-quadernário) em que não exista modelo ativo remanescente na mesma área.

Quadro 2.1. Definições de estuário encontradas na literatura científica internacional.

AUTOR (S)	DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO
Pritchard (1967)	“Corpo de água costeiro semi-fechado que possui conexão livre com o mar aberto e dentro do qual a água do mar é diluída com água doce derivada de drenagem terrestre”.
Davis (1983)	“Uma baía costeira que é sujeita a aporte de água doce corrente superficial (<i>runoff</i>) e experimenta influência regular de marés astronômicas”.
Yáñez-Arancibia (1986)	“Desembocadura de um rio no mar sem a presença de barreiras que a limitem”.
Dalrymple <i>et al.</i> (1992)	“Porção marinha de um sistema de vale afogado que recebe sedimento de fontes tanto fluvial como marinha e que contém fácies influenciadas por marés, ondas e processos fluviais. O estuário estende-se do limite continental de fácies de maré (cabeceira) até seu limite marinho de fácies costeiras (desembocadura).”
Reinson (1992)	“Vales de rios afogados em ‘forma de funil’ (<i>funnel-shaped</i>) com poucas ou nenhuma barreira em sua desembocadura.”
Wright <i>et al.</i> (1999)	“Regiões onde um rio ou sistema de canais de rios se comunicam com o mar por <i>inlets</i> , mas mantêm características fluviais como o de trechos meandantes. Seu limite superior é geralmente considerado como sendo grosso modo o ponto rumo ao continente onde os efeitos de subida e descida da maré ainda agem.”

2.1.1.2. Problema de definições II: simplificação exagerada

Certas definições na literatura são demasiadamente simples para que se atribuam características específicas em termos de forma e processos/produtos de sedimentação (i.e. Davis 1983, Wright *et al.* 1999). Simplificações desse tipo chegam ao extremo de agrupar estuários, baías e lagunas numa única entidade (i.e. Yáñez-Arancibia 1986) (Quadro 2.1).

2.1.1.3. Problema de hierarquias: elementos constituintes

A abordagem sistêmica é muito útil e mesmo essencial em diversos campos do conhecimento que envolvem mudanças inter-relacionadas no tempo e no espaço, mesmo para campos de pesquisa não afins a ciências naturais (Bertalanffy 1968). Um dos primeiros trabalhos em geologia com este tipo de enfoque é devido a Fisher & McGowen (1967), versando sobre o controle de fácies e sistemas deposicionais na ocorrência de hidrocarbonetos. Desde então, numerosos trabalhos geocientíficos têm-se valido da análise sistêmica. Entretanto, seu uso em geologia conduziu alguns autores a problemas de conflito hierárquico em relação

aos limites de certos sistemas, com reflexo no número e tipos de fácies morfológicas considerados (elementos constituintes do sistema).

Neste aspecto, autores como Roy *et al.* (1980), Frey & Howard (1986), Allen (1991) e Dalrymple *et al.* (1992), por exemplo, consideram que sistemas estuarinos podem englobar elementos constituintes como lagunas, barreiras, planícies costeiras, canais fluviais e outras feições associadas (i.e. deltas de maré enchente, leques de sobrelavagem, desembocaduras de maré, “bancos de areia” [*shoals*], praias retrobarreira, esporões, “barras de lavagem” [*swash bars*], barras em pontal, planícies de maré, pântanos, “bancos de canais fluviais” [*stream banks*] etc.). Embora permitido pela análise sistêmica, isso agruparia fácies morfológicas geradas por processos muito diversos de transporte e sedimentação em torno da zona costeira, tipo de abordagem que se torna inapropriada por simplificar em demasia a dinâmica do sistema.

Em adição, Frey & Howard (1986) afirmam que a mesma gama de elementos pode ser encontrada em sistemas lagunares e que, apesar disso, a distinção entre eles seria possível: “depósitos de estuários e lagunas podem ser reconhecidos como entidades distintas, consistindo de numerosas fácies componentes”.

2.1.1.4. *Problemas de classificação*

Os problemas de classificação acompanham, em geral, os de definição. Destacam-se aqueles surgidos para satisfazer certas áreas do conhecimento, como oceanografia, mas usados em outras áreas. Exemplos são as classificações de estuários de Pritchard (1967)¹ e Biggs (1978) (tópico 2.1.1.1) (Quadro 2.2).

¹ Vale notar que este autor também possui uma classificação geológica para estuários (Tabela 3), mas que não é contemplada nos trabalhos de Biggs (1978) e Dyer (1979).

Quadro 2.2. Classificações de estuário encontradas na literatura científica internacional.

AUTOR(ES)	NATUREZA OU CRITÉRIO DA CLASSIFICAÇÃO	TIPOS
Pritchard (1967), Biggs (1978)*	Oceanografia física – grau de mistura salina	1. Mistura parcial (tipo B). 2. Verticalmente homogêneo (tipo C).
	Origem geológica	1. Vale fluvial afogado. 2. Fiorde. 3. Construído por barreira. 4. Tectônico.
Biggs (1978), Boothroyd (1978) e Chappel & Woodroffe (1997)	Amplitude de marés	1. Micromaré. 2. Mesomaré. 3. Macromaré.
Hayes (1979), Davis & Hayes (1984) e Dalrymple <i>et al.</i> (1992)	Influência relativa dos agentes de transporte	1. Dominado por marés. 2. Dominado por ondas.
Reinson (1992)**	Morfologia	1. Lagunar. 2. Parcialmente fechado. 3. Aberto. 4. De maré.

* Este autor considera lagunas como um tipo de estuário.

** Classificação equivalente à de lagunas de Nichols & Allen (1981) (Quadro 2.4).

Outro problema comum vem de classificações focadas na forma do sistema natural, em que cada categoria pode representar apenas etapas evolutivas diferentes do próprio sistema. Como exemplo disso, Reinson (1992) classifica estuários em quatro categorias que, a rigor, denotam principalmente seu grau de conexão com o mar aberto (Quadro 2.2). Destaca-se que, nesta classificação, o “tipo” de estuário mais fechado em sua conexão com o mar é denominado “lagunar”.

Problemas resultantes do foco na morfologia atual do sistema também são comuns em definições e classificações de baías e lagunas (Quadros 2.3 e 2.4).

Quadro 2.3. Definições e classificações de baías encontradas na literatura científica internacional.

AUTOR	DEFINIÇÃO	CLASSIFICAÇÃO
Biggs (1978)	Sinônimo de estuário <i>sensu</i> Pritchard (1967) (Tabela 1).	Classificação de estuários de Pritchard (1967).
Davis (1983)	“Corpos de água relativamente pequenos e semi-encerrados na zona costeira. Este termo (baías costeiras) é usado com amplo sentido, incluindo origem, hidrodinâmica, salinidade e/ou estilo de sedimentação”.	Estuário (cf. Pritchard 1967) ou “laguna” (<i>sabkha</i>).

Quadro 2.4. Definições e classificações de lagunas encontradas na literatura científica internacional.

AUTOR	DEFINIÇÃO	CLASSIFICAÇÃO
Biggs (1978)	“Tipo de estuário de áreas costeiras inundadas e encerradas por praias de barreira”.	-
Nichols & Allen (1981)*	-	1. Fechada. 2. Parcialmente fechada. 3. Aberta. 4. Estuarina.
Davis (1983)	“Baía costeira, geralmente alongada paralelamente à linha de costa, que não recebe aporte significativo de água doce corrente superficial e é restrita em sua circulação com o mar aberto por uma barreira ou recife de coral. São geralmente feições de baixa a média latitude associadas com condições semi-áridas ou áridas”.	-
Yáñez-Arancibia (1986)	“Embaçamento separado do mar por ilhas-barreiras”.	-
Carter (1988)	-	1. Evaporação > aporte de água doce (<i>sabkha</i>). 2. Aporte de água doce > evaporação. 3. Equilíbrio entre evaporação e aporte de água doce.
Ward & Ashley (1989)	“Corpos de água costeiros que são fisicamente separados do oceano, em maior ou menor grau, por uma porção de terra”.	-

* Classificação equivalente à de estuários de Reinson (1992) (Quadro 2.2).

2.1.2. Estuários, baías e lagunas costeiras: considerações finais

As definições e classificações apresentadas denotam alguma dificuldade na literatura científica em diferenciar estuários, baías e lagunas. Ao mesmo tempo, apresentam pistas para contornar o problema, ainda que involuntariamente.

Em primeiro lugar, os termos “baía” e “laguna” apresentam conotação principalmente morfológica, especialmente baía (i.e. Biggs 1978, Davis 1983). Assim, baías e lagunas não seriam claramente diferenciados entre si quanto a processos de sedimentação. Isso significa que, idealmente, não devem ser contempladas em termos de modelos de fácies específicos. No entanto, baías e lagunas podem ser reconhecidas como componentes em modelos de fácies de outros sistemas deposicionais, inclusive antigos (delta, estuário etc.), mediante reconstruções paleogeográficas baseadas, por exemplo, em estudo fossilífero (cf. Angulo 1992; exemplos em Demarest & Kraft 1987, Wheeler *et al.* 1990, Reinson 1992) (Figura 2.1).

Do ponto de vista morfológico, a única diferença entre baías e lagunas seria seu grau de conexão (abertura) com o mar (i.e. Nichols & Allen 1981, Reinson 1992) (Figura 2.2). No caso de lagunas costeiras, essa conexão seria restrita por uma ou mais barreiras (barras-barreiras, ilhas-barreiras, corais etc.). Em geral, baías podem evoluir para lagunas por isolamento do mar, tal qual observado em várias regiões do mundo, de duas maneiras: 1. através da formação de barreira transgressiva (sob taxa de aporte sedimentar menor que a de geração de espaço de acomodação), especialmente durante a desaceleração da subida de NRM (i.e. Reinson 1992, Cooper 1997); 2. por crescimento de esporão costeiro no rumo de deriva litorânea (portanto, em contexto de linha de costa progradante).

ESTUÁRIOS DE PLANÍCIE COSTEIRA				
	← DOMINADO POR ONDAS →			← DOMINADO POR MARÉS →
	LAGUNAR	PARCIALMENTE FECHADO	ABERTO	DE MARÉS
CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA	FECHADO, PARCIALMENTE ABERTO, PARALELO À COSTA	PARALELO A PERPENDICULAR À COSTA	PERPENDICULAR À COSTA	PERPENDICULAR À COSTA
AMPLITUDE DE MARÉ	MICROMARÉS	MICRO A MESOMARÉS	MESOMARÉS A FRACAS MACROMARÉS	FORTES MACROMARÉS (MARÉS EXTREMAS)
PADRÃO DE CIRCULAÇÃO	PARCIALMENTE MISTURADO	PARCIALMENTE MISTURADO A BEM ESTRATIFICADO (DEPENDENTE DA DESCARGA FLUVIAL)		HOMOGÊNEOS (VERTICAMENTE E LATERALMENTE)
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS		SEDIMENTOS LAMOSOS AREIA FLUVIAL AREIA LITORÂNEA
SEÇÃO AXIAL
EXEMPLO:	GREAT SOUND, NOVA JÉRSEI	MIRAMICHI, NEW BRUNSWICK	GIRONDE	BROAD SOUND, AUSTRÁLIA

Fig. 2.2. Esquema de classificação de estuários, traduzido de Reinson (1992). Seu modelo “lagunar” baseia-se na popularmente chamada “laguna Great Sound” (Nova Jérsei, EUA). Os demais modelos são comumente chamados de “baías”. Embora o autor relacione os diferentes tipos morfológicos a regimes particulares de maré e de ondas, a evolução natural (autogênica) do sistema permite, por exemplo, alterar a forma de um estuário do tipo aberto para parcialmente fechado.

Portanto, baías e lagunas costeiras compartilham os mesmos tipos de gênese: o afogamento de uma região semi-isolada do mar cuja herança fisiográfica que as condiciona é em geral produto de atividade tectônica ou glacial, seja ela pretérita (condicionamento estrutural e vales incisos) ou atuante (tectônica ativa e fiordes), mas que também pode envolver fatores como isolamento por barreiras de corais, arcos vulcânicos e mesmo o impacto de bólidos (vide, por exemplo, Pritchard 1967, Biggs 1978, Dyer 1979, Davis 1983, Yáñez-Arancibia 1986).

Em segundo lugar, de senso algo comum, verifica-se forte conotação do termo “estuário” com processos sedimentares, tanto herdados (relacionado ao afogamento de um vale aluvial, outrora escavado em período de forte regressão marinha) como atuantes (interação entre marés e canais fluviais) (i.e. Pritchard 1967, Biggs 1978, Reinson 1992, Dalrymple et al. 1992, Roy *et al.* 1997, Wright *et al.* 1999, Boyd *et al.* 2006). E embora persistam dificuldades em relação ao estabelecimento dos limites nos rumos continental e marinho desse tipo de sistema (tópicos 2.1.1.1 e 2.1.1.3), suas fronteiras “laterais” são sempre relacionadas aos limites do próprio vale

aluvial afogado (i.e. Dalrymple *et al.* 1992, Wright *et al.* 1999) (Figura 2.3). No âmbito morfológico, Reinson (1992, p.190) afirma que a transgressão marinha em uma planície costeira previamente dissecada por episódio de significativa queda no nível do mar produzirá estuários perpendiculares à linha de costa (em costas mais dissecadas durante a glaciação) e lagunas paralelas à linha de costa (costas menos dissecadas).

Fig. 2.3. Exemplos de estuários na literatura geocientífica. À esquerda, estuário da baía Mobile (Golfo do México, EUA) (extraído e traduzido de Yáñez-Arancibia, 1986). À direita, distribuição de tipos de energia (A), componentes morfológicos em visão de mapa (B) e fácies sedimentares em seção longitudinal (C), dentro de um estuário idealizado dominado por ondas (ilustração traduzida de Dalrymple *et al.* 1992). Nota-se, nos exemplos apresentados, que os limites do estuário correspondem aos limites do próprio vale aluvial afogado.

Em adição, para diversos autores, estuários ora incluem baías e lagunas (i.e. Roy *et al.* 1980, Frey & Howard 1986, Allen 1991, Dalrymple *et al.* 1992), ora são incluídos como elementos daqueles (i.e. Davis 1983, Yáñez-Arancibia 1986).

2.1.3. A bacia receptora do delta do rio Tubarão: estuário, baía ou laguna?

Na região do rio Tubarão, seguindo uma abordagem sistêmica nos moldes dos estudos de Fisher & McGowen (1967), Giannini (1993, 2002) subdividiu o sistema deposicional lagunar em dois tipos distintos, ambos formados inicialmente no âmbito da subida do NRM durante o início do Holoceno: subsistemas baía-laguna, a sul, e vale-laguna, mais desenvolvido a norte.

O segundo subsistema teria sido formado por afogamento de antigos vales de dissecação fluvial no contexto de subida do NRM. Ele engloba atualmente as lagunas Santo Antônio, Imaruí e Mirim, as mais profundas da região (Oliveira 2004) e que, a rigor, correspondem a um complexo lagunar contínuo, situado entre depósitos marinhos pleistocênicos a leste e rochas cristalinas a oeste. Algumas drenagens de pequeno porte deságuam nestas lagunas, com destaque para os rios Aratingaúba e d'Una.

O rio Tubarão, no entanto, deságua no subsistema baía-laguna, que teria se formado inicialmente como um amplo corpo aquoso contínuo e único (“baía de Santa Marta”, *sensu* DeBlasis *et al.* 2007), aberto ao mar em suas porções sul e leste, e encerrado por rochas cristalinas a norte e a oeste (Giannini 1993, 2002). A configuração pretérita inferida do subsistema baía-laguna não permite descartar a possibilidade de um estuário (e, possivelmente, um delta de cabeceira de baía) associado à desembocadura do rio Tubarão; entretanto, o sistema “maior” ainda seria o da baía de Santa Marta.

Posteriormente, o aporte sedimentar sobre a região superou a taxa de geração de espaço para sua acomodação a partir da desaceleração da subida do NRM no Holoceno Médio, fato que isolou do mar parcialmente a antiga baía e deu lugar à extensa laguna (ou baía-laguna). O sistema maior da região passou então a ser esta baía-laguna. Esse isolamento deu-se pela formação de uma barreira transgressiva; em seguida, a baía-laguna formada com a barreira transgressiva subdividiu-se, por meio da progradação do delta do rio Tubarão e do desenvolvimento de feições de retrobarreira (paleopontais e deltas de maré enchente, por exemplo), em uma série de lagunas e lagos de profundidade mais rasa, isolados entre si (Giannini 1993).

Portanto, uma vez adotado o modelo evolutivo de Giannini (1993, 2002) para a região, e do ponto de vista de modelos de fácies e análise estratigráfica de Dalrymple *et al.* (1992) e Boyd *et al.* (2006), a foz do rio Tubarão encontra-se numa “bacia central” (*sensu* Dalrymple *et al.* 1992; geomorficamente, uma laguna) de um sistema que, na hierarquia adotada no presente estudo, não pode ser considerado estuarino. Pelo mesmo motivo, o atual delta do rio Tubarão não pode ser considerado delta de cabeceira de baía na acepção daqueles autores.

2.2. DELTA: DEFINIÇÕES E REVISÃO

Embora a introdução da palavra delta, com o sentido que tem hoje em geologia, seja atribuída ao historiador Heródoto (450 a.C.), seu uso foi limitado à descrição morfológica da planície associada à desembocadura do rio Nilo, semelhante à quarta letra do alfabeto grego (Coleman & Prior 1982). Sem especificar quando e em quais trabalhos, Nemec (1990) afirma que essa associação à forma foi com o tempo substituída pela conotação genética, geralmente vinculada à deposição de sedimentos fluviais no interior de um corpo de água maior.

Os primeiros trabalhos de cunho geológico no estudo de deltas foram realizados nos Estados Unidos, e são devidos a Gilbert (1885), em depósitos pleistocênicos do lago Bonneville (EUA), e a Barrell (1912), em depósitos devonianos dos Apalaches (Best 2007).

Logo em seu trabalho pioneiro, Gilbert (1885) definiu três conjuntos de fácies deposicionais, de topo (*topset*), frontais (*foreset*) e de base (*bottomset*), respectivamente correspondentes às fácies morfológicas de planície deltaica, frente deltaica e pró-delta (Medeiros 1978). Nenhuma definição formal de delta foi entretanto fornecida por aquele autor, apesar de ser presumível o intuito de classificar corpos sedimentares progradantes em bacias inundadas. O objeto de seu estudo era um leque aluvial que progradou no interior do lago Bonneville (portanto, um *fandelta*).

Barrell (1912), em seus estudos nos Apalaches, foi o primeiro a fornecer uma definição de delta: “depósito parcialmente subaéreo construído por um rio dentro ou contra um corpo de água permanente (bacia receptora)”. Nas décadas de 1950 e 60, aparece grande número de publicações sobre o tema, especialmente de autores estadunidenses, motivada sobretudo pela pesquisa petrolífera, com destaque para o delta do Mississippi (Morgan 1970)².

A partir das décadas de 50 e 60, alguns trabalhos pareciam reduzir o conceito de delta a depósitos de desembocadura fluvial ligados à ação do próprio rio. Outros, ao perceberem a diversidade de depósitos e desembocaduras fluviais, passaram a entender a definição de Barrell como aplicada a qualquer depósito nas proximidades da desembocadura de um rio. Um grande número de classificações passou então a permear o meio científico, muitas das quais na tentativa de incorporar ou adaptar ao conceito de delta um crescente número de desembocaduras fluviais

² Morgan (1970) descreve que o delta do Mississippi, em apenas uma década (1950-1960), tornou-se virtualmente o exemplo-tipo de sistema deltaico moderno, graças ao trabalho de Harold N. Fisk e colaboradores, que se valeram de “... literalmente, dezenas de milhares de perfurações...”

em estudo. Este fato motivou vários pesquisadores, nas últimas três décadas, a “fazerem o caminho de volta”, ou seja, reverem definições (Nemec 1990). A maioria dos autores, porém, ao invés de resgatar definições antigas e simplificar as classificações existentes, manteve a tendência para criar novas definições de modo a ajustar os estudos de caso a classificações existentes (Wright 1978, Coleman & Prior 1982, Elliott 1986, Nemec 1990, Bhattacharya 2006) (Quadro 2.5).

Quadro 2.5. Principais definições de delta encontradas na literatura científica internacional, e seus autores.

AUTOR	DEFINIÇÃO
Barrell (1912)	“Depósito parcialmente subaéreo construído por rio dentro ou contra um corpo de água permanente.”
Wright (1978)	“Acumulações costeiras subaquosas e subaéreas construídas a partir de sedimentos trazidos por um rio, adjacentes e/ou em estreita proximidade com o mesmo, incluindo os depósitos que foram modelados secundariamente pelos diversos agentes da bacia receptora, tais como ondas, correntes e marés.”
Coleman & Prior (1982)	“Sedimentos clásticos de origem fluvial retrabalhados pela interação de processos físicos intrabaciais (energia de ondas, ação de marés etc.).”
Elliott (1986)	“Protuberâncias discretas da linha de costa formadas onde rios adentram oceanos, mares semi-fechados, lagos ou lagoas e suprem sedimentos mais rapidamente do que processos bacinais possam redistribuí-los.”
Nemec (1990)	“Depósito construído por sistema alimentador terrestre, tipicamente aluvial, no interior ou contra um corpo de água permanente, tal como lago ou o mar.”
Bhattacharya (2006)	“Sistemas deposicionais tridimensionais complexos formados primariamente como consequência da interação de pluma sedimentar fluvial com processos bacinais, principalmente marés e ondas.”

Geomorficamente, o termo delta é por vezes agrupado com outras feições em “forma de leque” (*fan-shaped*), ou mesmo com elas confundido. Segundo Suguio (1980), feições em forma de leque incluiriam, além de “delta *sensu strictu*”, leque aluvial (incluindo deltas em leque – *fan deltas* – quando crescem contra uma bacia inundada), delta de cabeceira de baía (*bay-head delta*), deltas de maré (enchente e vazante), delta de borda de plataforma (*shelf-edge delta*), leque submarino, leque de sobrelavagem (*washover fan*) e leque de crevassa. As feições citadas abrangem um amplo espectro de agentes geradores (i.e. marés, ondas, correntes fluviais etc.), às vezes com ação efêmera e/ou episódica, e são de diferentes hierarquias em termos de tamanho e tempo de formação (i.e. delta vs. leque de crevassa).

A partir dos anos 1980, o termo delta passou a ser usado para qualquer depósito que alimente a borda de uma bacia inundada (Nemec 1990). Nesse contexto, surgiram termos como “deltas em lençol” (*scree apron deltas* – Nemec & Steel 1988), “deltas entrelaçados” (*braid*

deltas – McPherson *et al.* 1987), deltas piroclásticos (*pyroclastic deltas* – Holmes 1978) e deltas de lava (*lava deltas* – Porębski & Gradziński 1990).

Segundo Dominguez (1990), mesmo no âmbito mais restrito do termo delta em sua concepção original, muita confusão surgiu da inclusão de diferentes processos e agentes geradores no entorno de desembocaduras fluviais. Por isso, seguindo a recomendação de Dominguez (1990), a definição aqui adotada será a de Barrell (1912), ou seja: “depósito parcialmente subaéreo construído por rio dentro ou contra um corpo de água permanente (bacia receptora)”.

Esta definição implica inexistência de sistemas deltaicos ativos no entorno de alguns dos grandes rios da costa brasileira como Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ), embora as planícies costeiras adjacentes a estes rios possuam registro sedimentar mais antigo (holocênico) incluído na classificação de Barrell (i.e. Lamego 1955, Bandeira *et al.* 1975). É provável que a sedimentação atual do rio Tubarão (SC) sobre a laguna Santo Antônio seja um análogo de antigas fases deltaicas daqueles rios, que hoje deságuam diretamente no mar aberto.

Por outro lado, chamar de delta a planície costeira atual desses e de outros rios, em que depósitos construídos diretamente pelo rio sobre a bacia encontram-se inativos, seria viável no mesmo sentido, por exemplo, em que a bacia paleozóica do Paraná é chamada simplesmente de “Bacia do Paraná” (a despeito de que, atualmente, seus depósitos comportem-se mais como área-fonte de sedimentos). Assim como a Bacia do Paraná é, a rigor, uma bacia sedimentar fóssil, as desembocaduras dos rios Doce e Paraíba do Sul seriam deltas quaternários hoje inativos.

2.2.1. Classificações de delta

(...) But the Delta, as the Egyptians affirm, and as I myself am persuaded, is formed of the deposits of the river, and has only recently, if I may use the expression, come to light. (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

Grande número de classificações de deltas surgiu a partir da metade do século XX (Quadro 2.6). Bates (1953) criou possivelmente a primeira delas, com base na densidade do efluente em relação à densidade das águas da bacia receptora, o que originou os termos hipopícnal, homopícnal e hiperpícnal. Posteriormente, Wright (1978) renomeou a classificação

de Bates (1953), alegando que o processo decorrente do tipo de efluente é que deve ser contemplado ao classificar-se um delta (*sensu lato*). Desse modo, sua classificação baseia-se no tipo de interação entre as águas do efluente e da bacia. Assim, o fluxo hipopícnal, menos denso que as águas da bacia, gera deposição dominada por sedimento flutuante (*buoyancy-dominated*). O fluxo homopícnal, de densidade semelhante à das águas da bacia, gera deposição dominada por inércia (*inertia-dominated*). E o fluxo hiperpícnal, mais denso, gera deposição dominada por fricção com o fundo (*friction-dominated*).

A mais famosa classificação de deltas é devida a Galloway (1975), também difundida em Coleman & Wright (1975), baseada em processos de sedimentação dominantes no controle da forma. Nesta proposta, reconhecem-se os seguintes tipos de delta: 1. dominado por rio, de forma alongada ou “pé-de-pássaro” (*birdfoot*) ou, quando sob fraco retrabalhamento bacinal³, em forma lobada; 2. dominado por maré, de forma “em franja”; e 3. dominado por ondas, de forma “em cúspide”. Reading & Collinson (1996) expandiram esta classificação, inserindo como parâmetro a granulação do sedimento fornecido, inclusive cascalho (com origem em leques aluviais). Complementos à mesma classificação foram introduzidos também por Bhattacharya & Giosan (2003), ao considerarem a existência de tipos intermediários (deltas influenciados por ondas e marés, e suas subdivisões).

No livro de Collella & Prior (1990), *Coarse-Grained Deltas*, três classificações independentes aparecem nos capítulos 1, 2 e 8.

No capítulo 1, Nemec (1990) apresenta uma classificação simples, onde separa os deltas em dois tipos: “aluviais” e “não-aluviais”. A categoria “não-aluviais” abrange uma infinidade de deltas no sentido lato do termo, sendo o único critério a alimentação de uma bacia inundada por qualquer tipo de sistema deposicional.

No capítulo 2, Postma (1990) utiliza como parâmetro de classificação a relação gradiente da área emersa / profundidade da bacia. Abrangem-se, com base neste critério, três tipos de deltas: 1. “tipo Gilbert”, onde a topografia da área emersa adjacente ao delta (*hinterland*) possuiria “forte” declive (*steep slope*), e com bacia “profunda”; 2. “tipo Hjulström”, com a área emersa também em forte declive, mas com bacia rasa; e 3. “tipo barra de desembocadura”, que englobaria todos os deltas possuidores de área emersa com declive “suave” (*gentle slope*).

³ Ao longo do texto, bacinal referir-se-á a depósitos relacionados à bacia receptora pretérita do sistema deltaico, sem comprometer-se com sua natureza lagunar, marinha etc.

A classificação de Corner *et al.* (1990), no capítulo 8 de mesmo livro, considera a relação granulometria / gradiente da margem da bacia. Pode ser tida como uma segunda versão da classificação de Postma (1990). A diferença reside apenas nos termos usados: 1. “Gilbert”, com camadas frontais muito desenvolvidas (*megaforesets*); 2. barra de desembocadura com “séries de cruzadas” (*mouth bar-type with cross-sets*), expressão de frente deltaica bem desenvolvida; e 3. barras de desembocadura “pobres em séries de cruzadas” (*mouth bar-type lacking cross-sets*), em que a frente deltaica seria mal desenvolvida.

Quadro 2.6. Principais classificações de deltas encontradas na literatura científica internacional.

Autor	Parâmetros usados	Tipos reconhecidos	Modificações e/ou acréscimos posteriores
Bates (1953)	Densidade do efluente em relação à da bacia receptora.	Hipopicnal, homopicnal e hiperpicnal.	Wright (1978).
Galloway (1975)	Processos de sedimentação dominantes no controle da morfologia.	Dominado pelo rio, por marés e por ondas.	Reading & Collinson (1996), Bhattacharya & Giosan (2003).
Nemec (1990)	Tipo de alimentação.	Aluviais e não-aluviais.	-
Postma (1990)	Relação gradiente da área emersa / profundidade da bacia.	Hjulström, Gilbert e barra de desembocadura.	-
Corner <i>et al.</i> (1990)	Relação granulometria / gradiente da margem da bacia.	Gilbert, barra de desembocadura com série de cruzadas e barra de desembocadura pobre em séries de cruzadas.	-

2.2.2. O sistema deltaico e seus constituintes

2.2.2.1. Lobos

Lobos deltaicos são feições deposicionais com geometria elíptica em planta, e que em corte longitudinal são inclinados com mergulho para a bacia, formados durante fases de construção de cada distributário. Constituem o registro sedimentar mais evidente da morfologia deltaica e incorporam, portanto, elementos pertencentes aos subsistemas planície deltaica e frente deltaica. Desse modo, incluem argilas siltosas ou siltes argilosos de planície deltaica, na porção mais proximal (e de topo, na sucessão vertical) e corpos isolados ou semi-isolados de

barras de desembocadura que avançam bacia adentro, com respectivas franjas distais, mais siltosas, de frente deltaica (Einsele 2000).

À medida que o lobo avança, os antigos canais, cada vez mais a montante, sofrem perda de gradiente e tornam-se pouco capazes de mover as águas de inundação através do sistema. Com isso, o canal principal pode sofrer avulsão em busca de uma rota mais curta para a bacia receptora. O lobo antigo é abandonado e um novo começa a ser construído num dos lados do lobo antecedente. Como a subsidência (por compactação e/ou tectônica) é grosso modo contínua, e a progradação é restrita ao lobo ativo, os lobos mais velhos, abandonados, tendem à submersão abaixo do nível de base local (Scruton 1960, Woodcock 1994). A sedimentação sobre o lobo abandonado passa assim a ser lamosa, por suspensão, mas sua atividade pode vir a ser retomada, com reaparecimento de sedimentação trativa mais grossa (podendo conter, por vezes, restos vegetais), num ciclo que pode repetir-se tantas vezes quantos episódios houver de avanço ou retomada do lobo (Woodcock 1994).

Lobos sucessivos em padrão de crescimento amalgamado progradam tanto mais rápido quanto mais reduzido o espaço de acomodação vertical. A partir do Paleozóico, imbricação de lobos em complexos deltaicos de grande escala deixa comumente no registro estratigráfico sucessão cíclica em que camadas ricas em matéria orgânica vegetal autóctone (turfa ou carvão) representam fases de abandono (Einsele 2000).

Uma vez abandonados, lobos deltaicos alongados ficam temporariamente sujeitos à ação de fatores extra-aluviais, sejam internos ao sistema deposicional ou bacia receptora, como compactação de lama e turfa e retrabalhamento por ondas e marés, sejam externos ou macroambientais, como mudanças no NRM local. Um dos possíveis efeitos da influência de ondas e marés nesses momentos é a suavização do contorno ou margem externa do delta, o que torna a forma do lobo mais próxima a de leque (Davis 1983, Bhattacharya & Walker 1992, Einsele 2000, Elliott 2005).

O rio Mississippi (costa sul-sudeste dos EUA) tem mudado seu curso a montante de sua desembocadura várias vezes durante os últimos 5 a 6 mil anos. Em cada mudança, um novo lobo deltaico é formado e o antigo lobo, abandonado, entra em colapso e submerge. Esta submersão é em parte devida à ascensão do NRM regional, e em parte à compactação dos depósitos sob o lobo abandonado. Nesse delta, onde cinco lobos de idades entre 30 e 4000 anos

e dimensões entre 30 e 100km são distintos na planície deltaica, o ciclo de formação, abandono e colapso de cada lobo varia de 1 a 5 mil anos (Leeder 1978, Reading 1996).

As características apresentadas pelo delta do Tubarão devem diferir das largamente estudadas no Mississipi pelo menos nos seguintes aspectos: i) conexão apenas indireta do delta do Tubarão com o oceano, dado o caráter lagunar da bacia receptora; ii) contexto de estabilidade de NRM da costa sul catarinense, com queda suave (menos de 3m), nos últimos 5 a 6 mil anos; iii) presença insignificante ou pouco aparente de antigos lobos submersos neste delta (talvez por menor atuação de fenômenos de subsidência e pela queda do nível de base, o que resulta em rápida progradação e emersão).

2.2.2.2. *Subsistema planície deltaica*

A planície deltaica corresponde à superfície sub-horizontal, adjacente ao interior à desembocadura dos distributários sobre a bacia receptora, que abrange a parte predominantemente subaérea de um delta. Seus limites interno e externo são, respectivamente, a região a montante a partir da qual o canal principal se divide em distributários, e a região a jusante onde os mesmos distributários encontram a bacia receptora. Planícies deltaicas constituem a região mais destacada de um delta em superfície exposta, pois, dado o caráter progradante deste tipo de sistema, recobrem sucessivamente, com o decorrer do tempo, antigos depósitos dos outros subsistemas (frente deltaica e pró-delta). Também são tidas como a parte mais complexa do sistema, em vista da grande diversidade e dinâmica de processos sedimentares (Suguio 1980).

Feições morfológicas da planície deltaica incluem as associadas ao interior de canais (aqui chamadas feições de canal) e as relacionadas à região entre os canais ou nas suas adjacências (aqui chamadas feições intercanais, correspondente ao domínio de transbordamento ou *overbank*). Muitas destas feições guardam estreita correspondência com feições homólogas em sistemas aluviais. O conjunto de fácies gerado na planície deltaica, especialmente seu produto estratigráfico, é por vezes chamado sucessão de topo (*topset*) (Gilbert 1885).

Depósitos de canais são dominados por sedimentos grossos tais como areia e cascalho. A exceção à essa generalização é o preenchimento de canais abandonados, que passam a receber sedimentação fina, pelítica (Fisk 1947 *apud* Middleton 2003). Sedimentos orgânicos, como

turfas, também são importantes constituintes destes depósitos em alguns sistemas deltaicos (Flores 1981).

Depósitos intercanais consistem primariamente de argila, silte e menores quantidades de areia (Farrel 1987, Middleton 2003). Sedimentos intercanais são geralmente reconhecidos na forma de sucessões monótonas de sedimento fino (silte e argila), e têm recebido pouca atenção na maioria dos trabalhos, embora estudos detalhados de paleossolos em meio a estes depósitos tenham aumentado significativamente seu interesse (Middleton 2003). Superfícies correlatas de paleossolos são potenciais marcadores estratigráficos, podendo guardar relação com flutuações de NRM (Autin & Aslan 2001) ou com mudanças em padrões morfológicos de canais (Weerts & Bierkens 1993 *apud* Kraus 1999).

2.2.2.2.1. Feições de canal

Fácies morfológicas de canal são representadas por barra em pontal (*point bar*) e canal abandonado, que representam respectivamente o registro de seus períodos de atividade e inatividade. Tais períodos podem alternar-se indefinidamente num canal em sucessões cíclicas, o que permite a intercalação dos dois tipos de depósitos.

2.2.2.2.1.1. Barra em pontal

As barras em pontal são feições em “lua crescente” formadas nas curvas ou meandros (*meanders*) internos (côncavos) de rios e outros cursos de água canalizados (*streams*) (Tarbuck & Lutgens 2002). O termo mais usado para barra em pontal na literatura internacional é *point bar*, mas o termo *scroll bar* também é usado (Davis 1983).

À medida que a água entra no meandro de um rio, seu fluxo gira em espiral, mas é mais forte em seu lado externo ou convexo, onde provoca erosão marginal (margem erosiva – *cut bank*) (Figura 2.4). Conforme flui para longe da margem erosiva e ascende o declive mais suave da margem interna, onde fica a barra em pontal, a água perde parte de sua energia e começa a aí depositar os sedimentos erodidos na margem oposta a montante. Os grãos grossos depositam-se primeiro, próximo à base da barra em pontal, e então os grãos mais finos são depositados à medida que a água flui para o topo da barra (Figura 2.5). Dunas e ondulações são construídas na

superfície da barra em pontal, à medida que ela cresce, orientadas segundo o fluxo da corrente. Estas formas de leito e suas estratificações internas podem preservar-se ao longo do tempo e constituir características distintivas desta fácies (Tarbuck & Lutgens 2002). Barras em pontal têm declive muito suave, e a elevação depende da amplitude de variação do nível da água do rio. Quando se apresentam como cristas baixas e suaves, são eventualmente cobertas por águas oriundas de inundações fluviais, e podem então acumular madeira e outros detritos orgânicos.

Depressões interbarras (*swales*) formam-se entre as cristas de barras em pontal acrescidas, chamadas cordões (*ridges*), o que confere ao conjunto aspecto ondulado (*swell bar*). Por acumularem água após inundações, as depressões interbarras podem ter decantação de sedimentos finos na forma de filmes delgados (*drapes*) e desenvolver com o tempo vegetação diferenciada (Davis 1983), favorável à detecção de barras em pontal em planta, por sensoriamento remoto. Desse modo, barras em pontal são compostas desde cascalho até argila, em diferentes proporções, que podem refletir tanto a capacidade geral de transporte do sistema fluvial como a disponibilidade de clastos na área fonte. Apesar disso, seus sedimentos são relativamente bem selecionados e apresentam contatos bem definidos entre as camadas: o interior do depósito de uma mesma barra em pontal possui partículas mais grossas (areia e pequenos seixos) na base e partículas mais finas (silte e argila) no topo (Tarbuck & Lutgens 2002). As estruturas sedimentares no interior da barra são predominantemente estratificações cruzadas acanaladas, com desenvolvimento ocasional de laminações de ôndulas cavalgantes (*ripple-drift cross-laminations*) nas proximidades das margens dos canais. Processos deformacionais associados à compactação, excepcionalmente marcantes na base das sucessões, comumente destroem parte das estruturas primárias sindeposicionais (Guerra 1991).

Fig. 2.4. Modelo de sedimentação em sistema de rio meandrante arenoso, baseado na clássica barra em pontal de Bernard *et al.* (1962) e Allen (1963). O fluxo helicoidal (ou espiralado) em torno das curvas de meandro é indicado pela divergência entre as correntes de superfície (setas tracejadas) e de fundo (setas cheias). A construção de sucessivas barras em pontal no flanco direito do rio materializa-se em incrementos deposicionais separados por estratificação cruzada de baixo ângulo com mergulho para o canal. Estruturas de pequena a média escala formadas pela migração de formas de leito orientam-se transversais à estratificação cruzada maior. Típica sucessão vertical através de uma barra em pontal é mostrada à direita. O= ondulações (*ripples*), T=barras transversais e ondas de areia, D= dunas. Traduzido de Reading (1996).

2.2.2.2.1.2. Canal abandonado

Em termos de feições morfológicas superficiais, não há diferença clara entre canais ativos e abandonados. A própria distinção dos dois termos pela adjetivação do mesmo substantivo, canal, implica diferenciação mais relacionada a processo que a forma. O maior ou menor período de atividade de um canal pode ser estimado pela relação, por exemplo quanto a espessura, entre feições depósitos de barra em pontal e depósitos preenchimento de canal abandonado. A literatura geocientífica em geral define preenchimento de canal (*channel-fill*) como todo depósito confinado a um canal, reconhecido em perfil por sua geometria lenticular côncava para cima, com caráter erosivo na base, e plana, no topo (Fisher & Brown 1979, Davis 1983, Guerra 1991, Bridge 2003).

O processo mais comum de abandono de canal de meandro dá-se por “atalho em colo” (*neck cutoff*), tipo de avulsão favorecida pela forte sinuosidade desenvolvida pelo canal, e que leva à formação do chamado lago de meandro abandonado (*oxbow lakes*) (Fisk 1947 *apud* Middleton 2003). Por perder ligação à montante com os canais do sistema fluvial, o meandro, abandonado deixa de receber sedimentos de carga trativa (*bed-load*) e passa a ser dominado por sedimentação de carga suspensa (Bridge 2003). Além de lama, o preenchimento de canais abandonados normalmente contém abundantes detritos vegetais, conchas ou moluscos de água doce, ossos de vertebrados e bioturbações (escavações, trilhas e outras marcas).

Em seção transversal a paleocanais, depósitos de preenchimento de canais abandonados apresentam por vezes contatos interdigitados com depósitos de barra em pontal, situação em que são chamados de êmbolos de lama (*mud plugs*).

2.2.2.2.2. Feições intercanais (*overbank*)

Chamam-se feições intercanais, em sistemas deltaicos, os vários tipos de elementos morfológicos criados por deposição de sedimentos sobre a planície de inundação dos distributários (*floodplain*). Incluem bacia de inundação (*flood-basin*) (Bridge 2003) e, na interface entre canais e planície de inundação, diques naturais e leques de crevassa (Middleton 2003).

2.2.2.2.2.1. Bacia de inundação (flood-basin)

Bacias de inundação correspondem às regiões deprimidas das áreas entre os canais, onde se depositam principalmente argila, silte e sedimentos orgânicos, na forma de corpos tabulares a ligeiramente lenticulares (côncavo-planos). Lagos e pântanos podem desenvolver-se nesta região, sendo diferenciados no registro estratigráfico pela predominância de lama bioturbada, no primeiro caso, e de detritos de plantas, no segundo caso (Davis 1983). Em grandes sistemas flúvio-deltaicos, como o Mississipi, sedimentos da bacia de inundação possuem mais de 40m de espessura, incorporando corpos de canais arenosos, e interdigitando-se com depósitos de leques de crevassa e diques naturais (Aslan & Autin 1999).

Lentas taxas de acúmulo de sedimentos em bacias de inundação favorecem bioturbação e desenvolvimento de solos. Em locais onde o nível da água flutua sazonalmente, podem desenvolver-se “falhas” pedogênicas (*pedogenic slickensides*) sobre argilas esmectíticas, manchas pedogenéticas marrons e vermelhas (contendo óxi-hidróxidos de ferro) e crescimento de minerais autigênicos variados (óxidos de ferro e manganês, calcita, gipso, pirita, vivianita e jarosita, entre outros). Em contraste, quando predominam condições de saturação perene, especialmente se sob baixas taxas de acúmulo clástico, amplos depósitos de turfa e carvão podem formar-se (Flores 1981). Minerais autigênicos restringem-se a assembleias indicativas de condições redutoras (pirita, marcassita, ankerita etc.).

2.2.2.2.2.2. Dique marginal natural (natural levee)

Os diques naturais são elevações geralmente métricas que margeiam e delimitam canais, melhor desenvolvidas ao longo das curvas externas de meandros em rios sinuosos de baixo gradiente. Seus depósitos constituem-se de cunhas com granulação variável desde areia até argila, tipicamente granodecrescentes, e que se tornam tipicamente mais delgadas e de granulação mais fina à medida que se distanciam das margens do canal. Areia e silte podem intercalar-se ritmicamente nos depósitos de diques naturais, às vezes com presença subordinada de acúmulos de argila ligadas a períodos de inundação (Farrel 1987, Middleton 2003). Nos casos, como o do rio Mississipi, em que argila é fornecida em quantidade significativa, esta granulação pode tornar-se a predominante nos diques.

Estruturas sedimentares incluem estratificação horizontal em depósitos arenosos, tida como resultado de condições de regime de fluxo superior (Singh 1972), laminação ondulada e bioturbações por raízes e/ou animais, estas às vezes ressaltadas por concreções ferruginosas (Guerra 1991).

2.2.2.2.3. Crevasças (crevasses)

Feições morfológicas de crevasa relacionam-se a processos de rompimento de diques (*levee breaking*) de canais “perenes” (principais e distributários) durante episódios de inundações. Incluem leques (*crevasse splays*) e canais (*crevasse channel*).

Leques de crevasa são feições lobadas em visão de planta, às vezes ligeiramente sinuosas, que podem estender-se individualmente por centenas de metros, e em conjunto por mais de 10km bacia de inundação adentro (Smith 1986, Smith *et al.* 1989). Seus depósitos possuem espessura centimétrica a métrica, com geometria lenticular côncavo-plana, em seção normal ou oblíqua à direção de fluxo de crevasa, mas grosso modo triangular, em seção longitudinal (Bridge 2003). Constituem-se de areia e silte e subordinadamente de argila, acumulados principalmente sobre depressões úmidas da planície de inundação tais como charcos (*wetlands*). Seus depósitos geralmente possuem base bem definida, às vezes erosiva (Selley 1996), e tornam-se mais delgados e finos à medida que se afasta das margens do canal (Davis 1983; Willis & Behrensmeyer 1994). Segundo Selley (1996), areias de leques de crevasa comumente são ricas em detritos carbonáceos e “flocos de mica”, reflexo da deposição rápida de material trativo e em suspensão, com retrabalhamento desprezível. Os estratos são comumente bioturbados e com laminação ondulada (Farrel 1987). Leques de crevasa individuais apresentam internamente granocrescência ou granodecrescência ascendente, padrões que refletem respectivamente intensificação (progradação) ou decréscimo (ou abandono) de aporte durante fenômenos episódicos de inundação (Smith & Perez-Arlucea 1994). Momentos de abandono, em particular, podem registrar-se em camadas de detritos vegetais que evidenciam colonização por vegetação pantanosa (Selley 1996).

Depósitos de leques de crevasa tendem a ser mais espessos e granulometricamente mais grossos que os de diques naturais, embora suas bordas, próximo ao canal principal, possam oferecer dificuldade de distinção com o dique (Davis 1983, Bridge 2003). Camadas relacionadas

a inundações são similares em crevassas e diques, mas estratificações cruzadas de porte médio, em séries decimétricas (formadas por migração de dunas), são mais comuns em depósitos de leques de crevassa (Bristol *et al.* 1999 *apud* Bridge 2003). Mesmas camadas, quando nas partes não canalizadas de leques de crevassa, apresentam-se inclinadas, em baixo ângulo, com mergulho no rumo de avanço do leque.

Canais de crevassa são os condutos principais da água de rompimento do dique natural, com caráter temporário ou mesmo episódico. Seus depósitos apresentam geometria tipicamente lenticular e de granulação mais grossa que outros tipos de feições deposicionais intercanais da mesma área. Composição, estruturação e principalmente granulação podem, no entanto, ser equivalentes aos de canais “perenes”, especialmente quando estes últimos se encontram na iminência de avulsão (Bridge 2003). Estruturas típicas de canais de crevassa incluem estratificação cruzada côncava de pequena escala e laminação ondulada (Smith & Perez-Arlucea 1994). Depósitos de canais de crevassa podem apresentar no topo evidências de cessação da descarga que os gerou (i.e. camadas de lama com gretas e horizontes com marcas de raízes e/ou bioturbações).

2.2.2.3. *Subsistema frente deltaica*

O subsistema frente deltaica corresponde à porção intermediária do sistema deltaico, que marca o início das áreas permanentemente afogadas por águas da bacia receptora. Constitui a frente de avanço principal do sistema, em declive rumo à bacia. Por isso, é a parte do delta que ocupa a menor área visível em planta, especialmente se seus distributários o constroem por fluxo hipopical. Também representam a região de mais alta energia do sistema deltaico (Allen 1970). Devido ao caráter submerso, agentes intrabaciais (marés, ondas etc.) podem ter papel importante em retrabalhar e mesmo fornecer sedimentos para a frente deltaica (Davis 1983). O conjunto de fácies criado na frente deltaica, especialmente seu produto estratigráfico, é às vezes chamado de série frontal (*foreset*) ou fácies frontais (Gilbert 1885).

Os principais elementos morfológicos da frente deltaica são: canal distributário submerso, dique natural submerso, baía interdistributários, barra de desembocadura de distributário e barra distal.

2.2.2.3.1. Canal distributário submerso

O canal distributário submerso corresponde ao prolongamento natural subaquático de um canal distributário subaéreo da planície deltaica, que se alarga ao atingir a bacia e conduz sedimentos para a barra de desembocadura de distributário e a barra distal (Suguio 1980). Os processos deposicionais relacionados a sua gênese são quase equivalentes ao de canais subaéreos, exceto pelo retrabalhamento por processos intrabaciais, pela influência de desaceleração de fluxo, com elevação da taxa de sedimento em suspensão, e pela maior quantidade de estruturas eodiagênicas ligadas à saturação em água.

2.2.2.3.2. Dique natural submerso

À semelhança do que acontece na porção emersa do delta, os diques submersos delimitam canais. Formam-se quando da redução de velocidade da corrente fluvial na frente deltaica, ao final de episódios de inundação ou aumento de vazão. Seus sedimentos são geralmente areias muito finas e siltes, cujo retrabalhamento os torna melhor selecionados que os dos diques emersos (Suguio 1980). Lâminas delgadas de detritos vegetais e/ou lama podem ocorrer em meio às areias e siltes. Predominam estruturas geradas por corrente.

2.2.2.3.3. Baía interdistributários

A baía interdistributários é a região de “embaçamento” predominantemente submersa, em geral relativamente rasa, localizada entre desembocaduras de distributários ou entre lobos (Einsele 2000). A maioria dos autores considera a baía interdistributários como pertencente ao subsistema frente deltaica (Davis 1983). Sua sedimentação é principalmente de lama ou silte, com bioclastos dispersos, e às vezes colonizada por vegetação pantanosa que pode se acumular na forma de turfa e se preservar próximo ao topo do depósito (Woodcock 1994).

2.2.2.3.4. Barra de desembocadura de distributário

A barra de desembocadura de distributário origina-se da sedimentação da carga trativa de um rio, em sua foz na bacia receptora. A deposição da barra é consequência direta do decréscimo da velocidade e rápida diminuição da competência da corrente, ao atingir águas mais profundas e desconfinadas. São formadas de areia e silte com laminações sub-horizontais de grande continuidade lateral, concordante com a forma maior do corpo sedimentar, sujeitas a algum retrabalhamento, não só por correntes fluviais como também por ondas e/ou marés. Laminações cruzadas, principalmente cavalgantes, se presentes, tornam-se importantes apenas nas porções distais. Alguns autores destacam também a presença de detritos vegetais e mica grossa (Fisk *et al.* 1954 *apud* Medeiros 1983; Scruton 1960). A coalescência lateral de várias dessas barras, especialmente em condição de retrabalhamento por ondas, forma os chamados lençóis de areia de frente deltaica, e seu prolongamento frontal, as chamadas barras digitais (Fisk 1955 *apud* Suguio 1980).

2.2.2.3.5. Barra distal

É formada pelos sedimentos do declive marginal da faixa frontal progradante do delta, como continuação da barra de desembocadura de distributário. A barra distal marca a região de declive mais acentuado da frente deltaica. Esses sedimentos são diferenciados das argilas do prodelta pela granulação mais grossa, com propensão ao acúmulo de siltes e argilas ritmicamente interlaminados. Restos de conchas e perfurações de organismos são comuns. Estruturas até centimétricas de laminações cruzadas e pequenas estruturas de escavação e preenchimento podem refletir momentos de cheias fluviais mais fortes.

2.2.2.4. *Subsistema pró-delta*

O subsistema pró-delta configura a parte mais distal e submersa do delta, geralmente indivisa em termos morfológicos. Seus depósitos, de composição essencialmente argilosa, apresentam geometria em lençol, sem contornos bem definidos. Embora a fonte seja essencialmente fluvial, a sedimentação e algum suprimento planctônico podem ser em grande

parte controlados por variáveis e agentes da bacia receptora. A extensão dos depósitos aparentemente aumenta em fluxos hipopícnais, quando uma “nuvem” de pelitos permanece suspensa por mais tempo e pode avançar mais bacia adentro, mais uma vez na dependência da sua interação com processos intrabaciais. As fácies de planície deltaica também são conhecidas como fácies de fundo (*bottomset*) (Gilbert 1885).

Embora pareça homogênea e maciça ao exame macroscópico, a argila depositada no pró-delta pode conter laminações horizontais delgadas, em alternância com silte, perceptíveis por exemplo em estudos por raios-x (Davis 1983). Além de argila, o pró-delta pode possuir alguma fauna de invertebrados cujo registro conchífero é geralmente pobre em número de espécies e em diversidade específica, mas que em parte depende das taxas locais de sedimentação. Neste subsistema, areia só ocorre se transportada por escorregamentos (*slumpings*) a partir de barras da frente deltaica (Davis 1983) ou, a partir de outras áreas da bacia, por intensa atividade de tempestades. Estruturas eodiagênicas deformacionais como convolução das camadas e lutocinese, podem ocorrer, geralmente próximo ao término do subsistema frente deltaica (Davis 1983).

2.3. REVISÕES E CLASSIFICAÇÕES DE DELTAS QUATERNÁRIOS DO BRASIL

Dois trabalhos de revisão bibliográfica sobre deltas brasileiros destacam-se a seguir: o de Bacoccoli (1971) e o de Dominguez (1990).

Bacoccoli (1971) fez a primeira compilação sistemática acerca de estudos sobre a sedimentação no entorno dos grandes rios da costa do Brasil, onde concluiu que todos⁴ possuem deltas ativos em sua desembocadura. Para esse autor, a única condição necessária ao estabelecimento de um delta é que parte da carga sedimentar trazida pelo rio seja retida junto à sua desembocadura, o que provocaria avanço da linha de costa. Ele rejeita a ideia de “delta submarino” (em caso de fluxo hiperpícnal bacia adentro), admitida por Bates (1953), bem como a de “outros autores (i.e. Wright 1978) que admitem existência de deltas para praticamente todo depósito resultante da perda de velocidade da corrente ao penetrar num corpo de água mais volumoso, sejam subaéreos ou subaquáticos (i.e. deltas de maré)”. Mesmo autor sugere

⁴ Com “todos”, o autor quer referir-se aos rios Amazonas (PA), Parnaíba (PI, MA), Jaguaribe (CE), São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ).

classificação, baseada principalmente nas propostas de Fisher (1969) e Morgan (1970), em que se considera a análise de quatro elementos, nesta ordem: bacia receptora, agente de remobilização sedimentar, geometria do corpo deltaico e tectonismo vertical. Dentro deste esquema, sugere que o delta do Amazonas, por exemplo, seja classificado como marinho, altamente destrutivo (marés), franjado e de área “algo subsidente” (Quadro 2.7).

Quadro 2.7. Classificação de deltas proposta por Bacoccoli (1971), baseada principalmente nos trabalhos de Fisher (1969) e Morgan (1970). Embora recomende o uso das colunas B a E para classificação, o autor incorpora na coluna A adaptação das ideias de Bates (1953) quanto à densidade do efluente em relação à bacia receptora.

A. Densidade do influxo	B. Bacia receptora	C. Agente de remobilização	D. Geometria do corpo deltaico	E. Tectonismo vertical
Hiperpicnal	Submarino	Não há delta – depósito tipo turbidito	-	-
Homopicnal	Continental (lagos)	“Tipo Gilbert”	-	Estável, subsidente ou em soerguimento
Hipopicnal	Marinho	Construtivo – correntes fluviais	Elongado (“pé-de-pássaro”)	Estável, subsidente ou em soerguimento
			Lobado	Estável, subsidente ou em soerguimento
		Destrutivo – ondas e correntes marinhas e de marés	Cuspidado (dominado por ondas)	Estável, subsidente ou em soerguimento
			Franjado (dominado por marés)	Estável, subsidente ou em soerguimento

Dominguez (1982, 1990, 1996) e Dominguez *et al.* (1982, 1983, 1986, 1987) expuseram críticas às ideias até então vigentes de que os grandes rios da costa leste brasileira, especialmente São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul, formariam deltas no entorno de suas desembocaduras. Nestes trabalhos (principalmente Dominguez 1990), destaca-se a crítica aos textos de Coleman & Wright (1971, 1975) que, segundo eles, propunham esquema de classificação limitado, mesmo no escopo do próprio sistema deltaico no qual havia se baseado (Mississipi). De acordo com Dominguez (1982, 1990), a famosa classificação proposta por estes autores teria sido usada indiscriminadamente no meio científico a partir de então, sem levar em conta fatores próprios de cada região, o que acarretou interpretações errôneas. Somadas às observações locais, tais equívocos teriam motivado um constante “reajuste” das definições sobre delta, que levaram ao surgimento de classificações como “dominado por ondas/marés” (Coleman & Wright 1971, 1975), e que culminaram com a

generalização de Wright (1978), segundo a qual os deltas são “... acumulações costeiras subaquosas e subaéreas construídas a partir de sedimentos trazidos por um rio, adjacentes e/ou em estreita proximidade com o mesmo, incluindo os depósitos que foram modelados secundariamente pelos diversos agentes da bacia receptora, tais como ondas, correntes e marés”. De acordo com Dominguez (1982), esta concepção estenderia a definição e classificação de delta a vários depósitos costeiros de diferentes origens em termos de processo, e ainda dificultaria sobremaneira sua identificação precisa e sua correlação estratigráfica em depósitos mais antigos (pré-quadernários).

Inspirados nesse tipo de enfoque, muitos trabalhos clássicos acerca de deltas no Brasil apontaram para clara predominância de “deltas dominados por ondas”. No entanto, segundo Dominguez (1990), estes trabalhos subestimaram pelo menos três aspectos principais: 1. o padrão de variação do NRM durante o Holoceno⁵ no Brasil, diferente do de regiões deltaicas usadas como modelos clássicos (principalmente nos Estados Unidos), e de importância fundamental na construção das planícies de cordões litorâneos brasileiras, não deltaicas; 2. o tipo de alimentação deltaica, que seria controlada pela modalidade de aproximação de trens de ondas; sob aproximação oblíqua à costa, situação comum no caso brasileiro, o efluente fluvial bloquearia a corrente de deriva litorânea longitudinal à barlar (“efeito de molhe” – *groine effect*), que ficaria alimentado predominantemente por sedimento marinho, em oposição ao lado sotamar, alimentado pelo rio; essa situação não é aventada em trabalhos antigos nos “deltas clássicos”; 3. o controle autocíclico (ou autogênico: Stouthamer & Berendsen 2007) na mudança da posição de canais (avulsão), tido como predominante em “sistemas deltaicos clássicos”, mas que seria um fator secundário se comparado ao efeito alocíclico (ou alogênico) das variações do NRM⁶ ao longo da costa no Brasil (como exemplificado pelo autor para a desembocadura do rio Jequitinhonha). Por fim, Dominguez (1990) recomenda que o uso do termo “delta” seja restrito a sistemas sedimentares que obedeçam às primeiras definições, simples mas precisas, como a de Barrell (1912).

⁵ Uma discussão prévia nesse escopo também se encontra em Suguio & Martin (1981): *Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast*.

⁶ Aqui, cabe ressaltar que a curva de variação holocênica do NRM adotada por Dominguez (1990) é a de Martin *et al.* (1980), onde ocorreriam duas fortes oscilações negativas (submersões) nos intervalos 3,8-3,5 e 3,0-2,5 ka AP.

2.3.1. Casos particulares

São poucos os estudos sobre deltas no Brasil, sobretudo naqueles de idade quaternária. Em parte, isso decorre do amplo domínio marinho (“por ondas”) da sedimentação na zona costeira do Brasil e da aparente ausência de tectonismo gerador de espaço de acomodação sedimentar neste período de tempo, ao contrário de alguns dos grandes deltas do mundo (i.e. Mississipi, Nilo etc.). A maioria dos trabalhos sobre deltas brasileiros encontra-se no contexto de unidades pré-quaternárias, especialmente paleozóicas, onde se destaca a atenção dada a estudos estratigráficos de bacias com potenciais reservatórios para combustível fóssil⁷ (carvão e petróleo), como no caso da Bacia do Paraná (Warren 2006).

No âmbito de deltas quaternários, destacam-se os trabalhos no entorno da foz de grandes rios como Amazonas (Rezende & Ferradaes 1971, Nittrouer *et al.* 1986), São Francisco (Coleman & Wright 1972, 1975; Bittencourt *et al.* 1982, 1983; Dominguez *et al.* 1987; Dominguez & Barbosa 1994; Guimarães 2010), Doce (Bandeira *et al.* 1975; Suguio *et al.* 1982; Dominguez & Wanless 1991) e Paraíba do Sul (Lamego 1945, 1955; Martin *et al.* 1984, 1985). De porte discreto em relação aos demais, o rio Tubarão aparece nos trabalhos de Pimienta (1958) e Giannini (1993, 2002).

2.3.2. Amazonas

Os depósitos sedimentares relacionados à desembocadura do rio Amazonas são até hoje mal compreendidos. Já foram chamados de deltaicos (Wright 1978, Nittrouer *et al.* 1986), mas carecem de depósitos subaéreos e, por isso, conflitam com a definição clássica de Barrell (1912). Não atendem sequer à definição controversa de “delta subaquoso” de Bates (1953), uma vez que possuem efluente hipopical (e não hiperpical). Também já foram considerados estuarinos (Ottman 1965 *apud* Suguio 1980, Friedman & Sanders 1978), mas a maioria dos autores ainda prefere designar seu conjunto como “cone do Amazonas”. Neste último caso, os autores agrupam e relacionam esses depósitos à feição proeminente da transição plataforma-

⁷ Embora destacada em estudos de deltas pré-quaternários, a pesquisa por recursos energéticos encontra uma exceção no delta quaternário do rio Doce (ES), em que o interesse em possíveis acumulações petrolíferas levou à pesquisas conjuntas entre Petrobrás S.A. e Universidade de São Paulo durante a década de 70 (Bandeira *et al.* 1975). Lamego (1955), em seu trabalho pioneiro, também faz menção sobre a possibilidade de acumulação petrolífera no delta do Paraíba do Sul (RJ).

talude existente mais a norte (i.e. Rezende & Ferradaes 1971, Damuth & Kumar 1975, Jeck *et al.* 2007). Assim, de acordo com esta perspectiva, haveria uma extensão submersa rasa de seus depósitos por um longo trecho plataforma afora (de fato, por mais de 200km, sua batimetria não supera -20m). Em particular, Rezende & Ferradaes (1971) atribuíram a grande extensão e volume sedimentares do cone do Amazonas à baixa razão entre as descargas máxima e mínima dos grandes rios que o sustentam (além do Amazonas, os rios Pará e Tocantins).

Nittrouer *et al.* (1986) realizaram uma série de levantamentos sísmicos e testemunhagem na plataforma “rasa” adjacente à foz do rio Amazonas, para compreender a natureza de sua sedimentação e estratigrafia. Reconheceram, com isto, conjunto de estratos que relacionaram a um corpo sigmóide com típicos depósitos de topo, frontais e de base. Embora sem dados conclusivos, os autores supõem que uma subsidência tectônica em andamento seria responsável pelo caráter de “delta submerso” do Amazonas, a despeito de sua descarga sedimentar anual superior a 1 bilhão de toneladas/ano (Nittrouer *et al.* 1986).

2.3.3. São Francisco

Inicialmente, a planície costeira adjacente ao rio São Francisco foi brevemente descrita sob a designação de delta por Bacoccoli (1971). Trabalhos mais específicos a respeito são devidos a Coleman & Wright (1971, 1975) e Bittencourt *et al.* (1982, 1983).

Coleman & Wright (1971, 1975) descreveram a foz do rio São Francisco como exemplo de delta dominado por ondas, mas antecedido por uma fase de delta de domínio fluvial. Em seu modelo, essa primeira fase consistiria de assoreamento de lagunas retrobarreira em duas frentes: uma a partir do continente, por delta de cabeceira de baía, e outra a partir da barreira, por leques de sobrelavagem.

Bittencourt *et al.* (1982, 1983) destacaram a importância geomórfica e estrutural da Formação Barreiras para a planície costeira do rio São Francisco. Na região, essa unidade constitui um contraforte em forma de “V” no limite continental daquela planície. Segundo os autores, esta unidade pré-quadernária teria sido muito erodida por ondas, durante o máximo NRM do Pleistoceno (120ka AP), formando uma reentrância que seria em parte influenciada por reativação tectônica do embasamento pré-cambriano adjacente. A presença desta reentrância teria servido de “armadilha” para a sedimentação costeira, que Bittencourt *et al.* (1982)

reconheceram como predominantemente marinha. Os autores também destacam equívocos na concepção dos trabalhos de Coleman & Wright (1971, 1975) acerca da planície costeira do rio São Francisco. O mapa apresentado nestes trabalhos possuiria elementos morfológicos (“pântanos”, dunas etc.) ora mal posicionados, ora inexistentes, além de uma diminuição de 20% da área da planície costeira norte do rio São Francisco (onde predominam cordões litorâneos).

Dominguez *et al.* (1987) e Dominguez & Barbosa (1994) reforçam as críticas aventadas por Bittencourt *et al.* (1982) acerca do delta do São Francisco, mas dando ênfase ao comportamento da curva de variação do NRM holocênico no Brasil (e à importância de suas variações nesse período). Segundo eles, uma queda do NRM após ca. 5000 anos AP teria disponibilizado nova fonte de areias a partir da plataforma interna (*inner shelf*), que seriam então retrabalhadas e incorporadas à planície costeira por deriva litorânea.

Em recente tese de doutorado, Guimarães (2010) descreveu de maneira inédita a arquitetura deposicional do delta do São Francisco com base em análises sedimentológicas e datações em furos de sondagem de percussão a trado. Seu modelo destaca o início da progradação em cerca de 8ka AP, em costa de fisiografia embaiada, antes dominada por sistemas sedimentares que eram regidos principalmente por variações de NRM. Posteriormente, já em fase deltaica, a influência de correntes de deriva litorânea junto ao efeito molhe hidráulico da descarga fluvial teriam se tornado os fatores preponderantes, com consequentes mudanças fisiográficas da linha de costa: inicialmente, para retilínea (4,7ka AP), e em seguida, em cúspide (situação atual).

2.3.4. Doce

A planície costeira adjacente ao rio Doce, norte do litoral capixaba, foi inicialmente detalhada em estudo envolvendo parceria entre Petrobrás S.A. e Universidade de São Paulo, motivado pelo interesse em modelos de sedimentação deltaica aplicáveis à costa brasileira, para prospecção de combustível fóssil (Bandeira *et al.* 1975). Neste estudo, os autores valeram-se de aerofotointerpretação, amostragem de campo e sondagens e testemunhagens de até 20m de profundidade. Seus resultados destacam duas variáveis primárias no controle da evolução costeira holocênica: NRM e aumento da competência da descarga fluvial. A exemplo dos

trabalhos de Lamego (1945, 1955) na região dos “lagos” fluminenses, Bandeira *et al.* (1975) criaram um modelo de evolução geológica dividido em três fases: 1. durante e logo após o máximo NRM da “Transgressão Flandriana”: início do assoreamento da “Enseada de Linhares” por canais meandantes do antigo rio Doce (paleocanais a NE do município de Linhares); 2. fase “pré-atual”: ligeiro aumento da competência de transporte do rio Doce, que substitui seus canais meandantes por dois braços (norte e sul) mais largos e retilíneos; 3. fase “atual”: novo aumento da competência do rio Doce, com substituição dos braços norte e sul por um único canal central entrelaçado (*braided*). A fase 2, em especial, seria correlata à dos rios Nilo⁸ (Egito) e Pó (Itália). Os autores destacaram ainda a necessidade da execução de sondagens mais profundas e de datações ¹⁴C, inclusive para testar hipótese de múltiplas fases de “deltação” (“Complexo Deltaico do Rio Doce”).

Suguio *et al.* (1982), em continuação ao trabalho de Bandeira *et al.* (1975), elevam o número de fases de construção da planície costeira do rio Doce para seis. Para tanto, incluem a Época Pleistoceno em sua evolução, a partir do penúltimo máximo NRM (*ca.* 120 ka AP), e uma fase holocênica de submersão marinha (oscilação negativa da curva de variação do NRM, entre 3 e 2,5 ka AP: terceira fase da curva de NRM de Martin *et al.* 1980). Esta fase de submersão, em particular, é justificada pelos autores na datação de conchas de sambaqui supostamente situado na borda externa de uma primeira geração de cordões litorâneos, que seria separada da posterior por discordância ligada à inundação lagunar (após rápida emersão subsequente). Supõe-se, portanto, que o sambaqui teria sido construído às margens de antiga laguna em meio aos cordões litorâneos, da qual não existe registro aparente, segundo os próprios autores. Uma vasta planície paleolagunar de origem pré-máximo NRM holocênico (>5100 anos AP), porém, foi mapeada pelos autores como correspondente às zonas pantanosas do interior da planície, mais interiorizadas que as gerações de cordões mencionadas. Estas zonas apresentam camada de turfa de 0,5m de espessura, abaixo da qual se encontram argilas com frequentes conchas de moluscos marinhos e lagunares (Família Ostreidae, *Anomalocardia sp.* e *Lucina sp.*) e fragmentos vegetais. Inúmeros paleocanais atravessam essa planície, onde contribuem com areia na composição do terreno. Suguio *et al.* (1982) dataram madeira de “uma extremidade” do paleocanal norte do rio Doce, obtendo idade não calibrada de 4250±200 anos

⁸ Para Bandeira *et al.* (1975), a evolução dos “paleo-braços” (distributários) Norte e Sul do rio Doce seria similar à dos “braços” leste (Rosetta) e oeste (Damiatta) do delta do rio Nilo.

AP. Essa idade, segundo os autores, corresponderia aproximadamente ao fim da “quinta fase” de construção da planície (fase de assoreamento da paleolaguna por delta tipo “pé-de-pássaro”, construído entre 6500 e 4000 anos AP).

Dominguez & Wanless (1991) realizaram mapeamento detalhado e análises sedimentológicas, sem porém modificar o modelo de Suguio *et al.* (1982) de forma significativa. A suposta segunda fase de submersão de Dominguez & Wanless (1991), porém, situa-se entre 3,8 e 3,5 ka AP (segunda fase da curva de NRM de Martin *et al.* 1980), e associa-se a fácies composta de sedimentos e restos de fauna atribuídos à “ambiente” de face litorânea inferior (*lower shoreface environment*).

2.3.5. Paraíba do Sul

Estudando a geologia relacionada às lagunas e baías fluminenses, com destaque para a região de Campos (RJ) e arredores, Lamego (1945, 1955) propôs o primeiro modelo evolutivo para a planície do rio Paraíba do Sul. O autor relaciona a evolução da foz do rio a variações holocênicas de NRM (Lamego 1955), e divide-o em três fases: 1. Holoceno “antigo” – delta tipo Mississipi ou “pé-de-pássaro”, com divisão da zona costeira em duas paleobaías (Feia, a sul, e Campos, a norte); 2. Holoceno “médio” – delta tipo Ródano ou “lobado”, após abandono de canais relacionados à fase anterior e deslocamento da rede fluvial para N; 3. Holoceno “atual” – delta tipo “Paraíba” (classificação proposta pelo autor) ou “cuspidado”, após novo abandono e deslocamento do sistema fluvial para NE. Embora a considerasse deltaica, o autor já admitia domínio de processos de transporte e sedimentação bacinais (dominados por ondas) para esta terceira fase.

Posteriormente, Martin *et al.* (1984, 1985) realizaram estudos complementares na planície costeira a sul e a norte do cabo de São Tomé, valendo-se de datações (não localizadas em mapa, nem georreferenciadas) e geofísica (mapa de anomalia Bouguer da Bacia de Campos). Apontaram para existência de terraços pleistocênicos melhor desenvolvidos a sul da planície, sem explicar, no entanto, os motivos para a idade assumida, e sem dispor de datações desse período. Também atribuem a altitude “anormalmente baixa” desses terraços (mais baixos que os terraços holocênicos) a subsidência tectônica em andamento, que seria reforçada pela barreira holocênica ainda em avanço sobre depósitos lagunares a sul de São Tomé, e por

anomalias gravimétricas negativas na mesma região. Essa subsidência, segundo os autores, seria responsável por diferenças morfológicas entre as regiões a sul e a norte de São Tomé, fato já afirmado por Lamego (1945, 1955). No entanto, Martin *et al.* (1984) refutaram a ideia, daquele autor, de construção de um delta “tipo Mississipi” nas fases iniciais de assoreamento lagunar do rio Paraíba do Sul, ao sul de São Tomé⁹. Reconheceram apenas que uma paleolaguna existente ali já se encontrava protegida do mar aberto por barreiras.

2.3.6. Tubarão

O delta do Tubarão é descrito por Pimienta (1958) em seus trabalhos na faixa costeira meridional de Santa Catarina. É de sua autoria a primeira proposição da relação entre o “fechamento dos pontais” (crescimento de barreiras longitudinais holocênicas que uniram os pontões rochosos) e o “entulhamento” de sedimento à retaguarda (divisão das lagunas e formação do delta), por inibição do retrabalhamento marinho. Também faz menção a fenômenos de avulsão, ao dizer que “...o rio trocou, certamente, muitas vezes de leito, e ao sul do curso atual subsiste um antigo trajeto localizado pelas lagunas de Garopaba e de Santa Marta”. Na frente deltaica ativa, cita que o delta prograda através do “acréscimo de ilhotas triangulares” em períodos de “precipitações acompanhadas de enchentes”, onde a vegetação das áreas alagadiças (“banhados”) seria essencial em “fixar” os sedimentos trazidos. Neste aspecto, o autor descreve a capacidade da vegetação alastrar-se a partir de “considerável” lâmina de água – 1,5m – em relação à pouca profundidade das lagunas – 2 a 3m de profundidade, onde se deposita “fina vasa negra”. Pimienta (1958) afirma também que na planície deltaica ativa ocorre “solo de 20 a 50cm de húmus”, abaixo do qual se encontra “terreno arenoso” que, segundo ele, é de “origem eólica” e apresenta “...4 a 5 níveis ferruginosos, ...testemunhos de solos antigos, correspondendo a etapas que separam invasões arenosas sucessivas, sobrevindas, talvez, no decorrer de pequenos ciclos climáticos”¹⁰.

Em seu doutorado, versando sobre sistemas deposicionais quaternários do litoral centro-sul de Santa Catarina, Giannini (1993) descreve a particularidade do delta do Tubarão enquanto

⁹ “Entretanto, a formação de um delta daquele tipo ao longo de um litoral de alta energia de ondas, como o da região de Campos, é absolutamente impossível!!!” (p. 87).

¹⁰ Pimienta descreve que essa sucessão foi observada em “corte de ribanceira no lugarejo de Campos Verdes”. Desse modo, o perfil descrito pelo autor pode corresponder em parte a depósitos de cordões litorâneos (Giannini 1993, Tanaka 2007), truncados quando da “chegada” da rede fluvial associada ao delta.

sistema ativo em relação aos demais sistemas quaternários associados a desembocaduras fluviais do litoral brasileiro. No delta do Tubarão, a influência significativa da maré seria restrita a sua frente deltaica, representada por baixos distributários fluviais em zona intermarés, e a influência das ondas seria restrita a períodos tempestuosos no interior das lagunas maiores. Em adição à constatação inicial de fenômenos de avulsão feita por Pimienta (1958), Giannini (1993) atribui diferentes padrões e amplitudes de meandramento, combinados de modo complexo, a mudanças constantes na posição de avanço preferencial do delta do Tubarão, onde cita como exemplos os distributários (abandonados) rio da Guarda e rio Mirim. Segundo o autor, a frente deltaica ainda incluiria feições de hierarquia menor (“microdeltas lagunares”), com típica forma “pé-de-pássaro”, especialmente na foz do rio Congonhas e na margem norte dos lagos Jaguaruna e Manteiga.

2.4. DINÂMICA DELTAICA

2.4.1. Inundações

2.4.1.1. Inundações em sistemas deltaicos

(...) *One fact which I learnt of the priests is to me a strong evidence of the origin of the country. They said that when Moeris was king, the Nile overflowed all Egypt below Memphis, as soon as it rose so little as eight cubits.*
(...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

Sistemas deltaicos constituem áreas naturalmente sujeitas a inundações, devido a sua topografia aplainada drenada por canais e à vocação de seus depósitos (principalmente em turfas) para subsidência por compactação (Snowden 1986, Waltham 2005). Constituem, ao mesmo tempo, regiões atrativas ao estabelecimento humano desde tempos remotos, tanto pelo acesso facilitado por embarcações quanto pela abundância de recursos naturais disponíveis (Stanley 1997, Stanley & Warne 1998, Waltham 2005, Day *et al.* 2007). Passam assim a caracterizar áreas de risco, especialmente quando há ocupação não planejada das margens dos rios.

Neste âmbito, o delta do Mississippi, um dos mais estudados do mundo, deu e tem dado mostras do perigo do crescimento urbano descontrolado em regiões desse tipo. A planície deltaica sob a cidade de Nova Orleans, por exemplo, sofreu subsidência de mais de 2m somente no último século, especialmente devido à urbanização acelerada (Snowden 1986; Figura 2.6). Obras de engenharia como diques artificiais, drenagens e canalização (o canal principal é mantido em sua posição atual pelo exército americano) têm sido executadas no entorno de áreas habitadas desde o início do século XX. Tais medidas têm servido, porém, apenas como paliativos e não são suficientes para evitar tragédias (Waltham 2005). O mais famoso evento de inundação no delta foi o que afetou especialmente a cidade de Nova Orleans, em 2005, após a passagem do furacão Katrina, com grandes perdas materiais e humanas.

Fig. 2.6. Sucessivas fases de subsidência no subúrbio oeste de Nova Orleans durante o século XX. Traduzido de Snowden (1986).

Embora muitas vezes menor que o delta do Mississippi, o delta do Tubarão também possui planície deltaica extensamente urbanizada (mais de 1800 hectares). Abrange a zona urbana de Tubarão e Capivari de Baixo, além de parte das zonas ocupadas de Jaguaruna e Sangão (SDM 2001). Quanto à subsidência de terreno, não existem trabalhos específicos na região, mas indícios de lutocinese métrica já foram relatados nos sedimentos holocênicos da bacia lagunar receptora (Giannini 2003, Giannini *et al.* 2005). De fato, inundações trágicas têm ocorrido ao longo da bacia hidrográfica do Tubarão por influência de tempestades (Bigarella & Becker 1975, Herrmann 2001, SDM 2001) (Quadro 2.8). Muitas dessas tempestades associam-se a fenômenos de anticiclones tropicais, cujo caráter formador de tornados e trombas d'água

levou climatólogos a aventarem a possibilidade de o evento de março de 2004 (“fenômeno Catarina”) ter correspondido a um furacão, hipótese que permanece em debate (Figura 2.7).

Quadro 2.8. Ocorrência de enchentes nos municípios da bacia hidrográfica do rio Tubarão entre 1974 e 2000. Compilado e adaptado de Bigarella & Becker (1975), Herrmann (2001) e SDM (2001).

MUNICÍPIO	MÊS E ANO DA OCORRÊNCIA		
	Enchente com Calamidade Pública	Enchente Parcial com Desabrigados	Enchente Parcial
Armazém	12/95	-	8/84
Braço do Norte	-	5/94	8/84; 12/95
Capivari de Baixo	12/95	-	-
Caruru	3/74 ⁽¹⁾	-	-
Grão Pará	-	-	8/84; 12/95
Gravatal	3/94	-	7/81; 8/84; 12/95
São Lugdero	-	5/94	8/84
São Martinho	12/95	-	8/84
São Gabriel	3/74 ⁽²⁾	-	-
Treze de Maio	-	-	6/81; 8/84; 9/94; 12/95
Tubarão	3/74 ⁽³⁾ ; 12/95	7/81 ⁽⁴⁾ ; 5/94; 1/95 ⁽⁵⁾	8/84; 12/95

⁽¹⁾ 25 mortes, 10 casas destruídas.

⁽²⁾ 15 mortes.

⁽³⁾ mais de 1000 mortes, 2500 casas destruídas, 50.000 desabrigados.

⁽⁴⁾ 800 pessoas desabrigadas.

⁽⁵⁾ 1027 pessoas desabrigadas.

Fig. 2.7. Tornado associado a anticiclone tropical de março de 2004, conhecido como “fenômeno Catarina”. Foto: NASA (2004).

No âmbito de tempestades na área do delta, destaca-se o episódio de março de 1974, quando chuvas pesadas sobre as bacias hidrográficas de Tubarão e Araranguá induziram a mais grave inundação historicamente registrada na região (Bigarella & Becker 1975). O fenômeno, quando o nível do rio homônimo atingiu a cota de 10,22m, provocou o alagamento de 90% da área urbana de Tubarão (SDM 2001). Inundações e deslizamentos de terra também se sucederam àquela tempestade, e danificaram severamente vários municípios no entorno da bacia hidrográfica do Tubarão, com muitas perdas materiais e de vidas humanas (Bigarella & Becker 1975; SDM 2001) (Quadro 2.8, Figura 2.8).

Fig. 2.8. Registros históricos de transtornos da enchente de 1974 em Tubarão. À esquerda, inundação no Conjunto Habitacional Carlos Gomes. À direita, destroços de casas nas ruas próximo ao rio Tubarão. Fonte: Arquivo Público e Histórico da Prefeitura Municipal de Tubarão (*apud* SDM 2001).

Segundo Bigarella & Becker (1975), a causa teria sido uma frente fria que, bloqueada por um anticiclone subtropical na latitude do Estado do Rio de Janeiro, foi “empurrada” de volta aos Estados do Paraná e Santa Catarina em caráter semelhante ao de uma frente quente. Um anticiclone polar teria então se formado, posicionando-se entre as coordenadas 35°S e 50°W, e sendo responsável pela circulação de massas de ar frias e saturadas que deram origem a fortíssimos ventos vindos de SE associados a chuvas contínuas. Segundo SDM (2001), sistemas de tempestades dispostas NW-SE, com ventos vindos de SE, foram registradas em todas as grandes tormentas históricas da região. Os autores também afirmam que a inundação decorrente deste fenômeno na cidade de Tubarão teria se agravado por efeito cumulativo de águas rumo montante, em função da coincidência com maré alta e com período em que o canal do Camacho encontrava-se fechado (tornou-se aberto após este evento climático).

2.4.1.2. Depósitos de inundações excepcionais (*exceptional sheet-flood*)

(...) *So said the oracle: "now the Nile, when it overflows, floods not only the Delta, but also the tracts of country on both sides the stream which are thought to belong to Libya and Arabia, in some places reaching to the extent of two days' journey from its banks, in some even exceeding that distance, but in others falling short of it."* (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

Inundações excepcionais podem depositar episodicamente espessas camadas (até mais de 1m) de sedimentos sobre grandes áreas de planícies de inundação fluvial (Williams 1971 *apud* Bridge 2003). Os depósitos assim formados apresentam pouca variação lateral na espessura, na granulometria média e nas estruturas internas. Estas estruturas podem ser estratificações cruzadas de média escala (séries decimétricas a submétricas), formadas por migração de dunas subaquosas, e acamamentos plano-paralelos de regime de fluxo superior. Segundo Bridge (2003), depósitos com essa origem e características, preservados no registro estratigráfico, têm sido erroneamente interpretados como de canais, a despeito da ausência de feições adicionais indicativas de canal. A maioria dos trabalhos versando acerca de inundações catastróficas ainda permanece focado em sistemas associados a vales periglaciais e outros relacionados ao derretimento desigual e iminente em geleiras (Baker 2002, Carling *et al.* 2002).

Bigarella & Becker (1975) descrevem que a planície de inundação do rio Tubarão foi consideravelmente agradada durante a inundação de 1974, quando se tornou coberta por 0,3 a 0,6m ou mais de sedimentos siltsos e argilosos, depositados além de seus diques naturais. Parte do sedimento teria sido fornecido pela ação intensa de escoamento superficial sobre as encostas desprotegidas durante a tempestade. Na ocasião, muito material texturalmente imaturo (lamoso a rudáceo) foi fornecido para a base das encostas rochosas adjacentes ao delta, na forma de leques aluviais de espessura irregular (entre 0,6 a 1,5m). Inúmeras cicatrizes de deslizamento tornaram-se evidentes na época (Bigarella & Becker 1975).

2.4.1.3. Obras de contenção de enchentes no rio Tubarão

(...) Besides these there are two other mouths which run out of the Sebennyitic called respectively the Saitic and the Mendesian. The Bolbitine mouth, and the Bucolic, are not natural branches, but channels made by excavation. (...)

Heródoto 440 a.C. *A História*

Após a cheia de 1974, o rio Tubarão foi retificado e dragado (Figura 2.9). A retificação, realizada pelo extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS) deu-se no trecho do rio desde o montante da área urbana de Tubarão até sua principal foz ativa na laguna Santo Antônio. A jusante do município de Tubarão, abaixo da confluência com o rio Capivari de Baixo, o rio Tubarão possuía um distributário mais a leste, em forma de meandro sinuoso, chamado rio Tubarão das Conchas, que favorecia o represamento das águas e a inundação na região a montante (SDM 2001). Parte do traçado desse antigo distributário foi utilizada como novo curso para o rio Tubarão, agora menos sinuoso.

Fig. 2.9. Canal retificado do rio Tubarão, à montante da ponte da rodovia BR-101, em Tubarão (SDM 2001).

Entre as últimas intervenções, tem-se a dragagem do rio Tubarão em seu novo curso, em trecho próximo à sua foz na laguna Santo Antônio, obra realizada no primeiro semestre de 1998, pelo Departamento de Edificações e Obras Hidráulicas/Secretaria de Estado de Transportes e

Obras de Santa Catarina (DEOH/SETO-SC). Foram dragados e despejados na margem direita do rio 312.500m³ de sedimentos, (mapa: Anexo III).

Além da dragagem e retificação, uma série de obras estruturais haviam sido previstas após a cheia de 1974, tais como barragens de amortecimento, nos rios Capivari (localidade de São Martinho), Braço do Norte e Tubarão (localidade de Pedras Grandes). Neste caso, o alto custo da implantação destas obras, bem como a polêmica relacionada a sua eficiência técnica, fizeram com que nunca fossem iniciadas, e os estudos restringiram-se a escolha de áreas favoráveis à instalação de reservatórios (SDM 2001).

Para SDM (2001), como no caso do delta do Mississippi, as obras de remediação diminuem os efeitos potenciais, mas não evitam futuras inundações. Neste aspecto, esse trabalho destaca o risco oferecido pela ocupação irregular da cidade (Figura 2.10), além de problemas urbanos relacionados à dificuldade de escoamento de águas superficiais.

Fig. 2.10. Ocupação inadequada da planície de inundação do rio Tubarão na área urbana, onde as construções atingem até o dique marginal natural do rio (SDM 2001).

2.4.2. Avulsões

Avulsão é o abandono de todo ou parte de um cinturão de canal (*channel belt*)¹² em favor de um novo curso (Allen 1965). Embora não seja regra, muitas avulsões são antecedidas por uma inundação acima do nível “normal” (dia-a-dia) de um ou mais canais. Segundo Stouthamer & Berendsen (2007), a avulsão é o principal processo na construção de deltas e de grande influência na arquitetura aluvial.

O mecanismo da avulsão ainda não se encontra bem fundamentado, embora modelos matemáticos tenham sido propostos para planícies aluviais, deltas e leques (e.g. Mackey & Bridge 1995, Slingerland & Smith 1998, Karssenberg *et al.* 2003, Karssenberg & Bridge 2005), inclusive para predição. Porém, Bridge (2003) afirma que os modelos propostos aparentemente são simples demais para predizer com acurácia as características da avulsão. Tais modelos são de grande importância prática, como na exploração de recursos naturais (carvão e hidrocarbonetos) (Cecil 2003) e na prevenção de enchentes e desastres associados (Slingerland & Smith 2004), especialmente no caso de deltas.

2.4.2.1. Autogênese, alogênese e causas da avulsão

A avulsão é controlada por processos chamados “autocíclicos” ou intrabacinais (e.g. meandramento e deslocamento de lobo deltaico) e “alocíclicos” ou extrabacinais (e.g. tectônica, eustasia e mudança climática), conforme definições originalmente propostas por Beerbower (1964). Devido ao fato de estes processos não serem sempre estritamente cíclicos em sua natureza, Miall (1996) propôs a substituição destes dois termos por autogênico e alogênico, respectivamente. Embora muito menos estudadas, são descritas também avulsões antropogênicas, como no caso do delta do Rhine-Meuse (Holanda), onde todas as avulsões ocorridas nos últimos 1000 anos teriam sido induzidas pelo homem (Stouthamer & Berendsen 2007) (Figura 2.11).

¹² Segundo Törnqvist (1999), cinturões de canal consistem de depósitos de barra de canal (*channel-bar*) e preenchimento de canal (*channel-fill deposits*). Sua geometria (razão largura/espessura) seria função da largura do canal e do seu grau de migração lateral.

Fig. 2.11. Fatores de influência na natureza das avulsões em deltas. Setas representam fatores intrínsecos.

Para Slingerland & Smith (2004), a estabilidade de um canal em termos de avulsão depende da exata proporção entre entrada e saída de sedimentos ao longo de seu leito. Segundo os mesmos autores, qualquer configuração de canais bifurcados permanecerá estável enquanto o sedimento que se move através do canal tronco a montante da bifurcação for subdividido entre os dois canais bifurcados à jusante na exata proporção de suas respectivas capacidades de transporte sedimentar. Se não é essa a situação, então deposição ou erosão ocorrerá em um ou ambos os canais, através de mudança de suas descargas, declives e/ou perfis, com consequente alteração de suas capacidades de transporte. A partir disso, modificações nos canais bifurcados à jusante persistirão até que suas capacidades se tornem iguais a suas cargas, período durante o qual o sistema de canais permanecerá estável, ou até que um dos canais se feche completamente (Stouthamer & Berendsen 2007).

Ocorrer ou não uma avulsão depende de dois fatores: (a) a natureza da partição do transporte sedimentar na bifurcação e (b) a habilidade de canais bifurcados em mudar suas capacidades. Esta habilidade é determinada pela força da corrente e pela coesão dos sedimentos das margens (*banks*). Baixa força de corrente resulta em incapacidade do sistema em erodir suas margens o suficiente para criar espaço de estoque lateral para o excesso de carga de fundo nas barras (*bars*). Além disso, o material é estocado nos leitos de canais que se encontram agradantes. Agradação do leito limita o fluxo do canal e a capacidade de transporte de

sedimentos e leva à formação de novos canais na planície de inundação (Stouthamer & Berendsen 2007).

Outros fatores capazes de acarretar avulsão são a “sobrelevação” do canal ou cinturão de canal acima da planície de inundação (e.g. Bryant *et al.* 1995; Heller & Paola 1996; Mohrig *et al.* 2000) e o associado aumento na declividade do “perfil do vale” (*cross-valley*) em relação à declividade “canal-abaixo” (*down-channel*) ou “vale-abaixo” (*down-valley*) (e.g. Mackey & Bridge 1995; Törnqvist & Bridge 2002). Segundo Stouthamer & Berendsen (2007), a razão entre a declividade do curso da avulsão e a do canal existente (cf. Jones & Schumm 1999), ou entre o declive do perfil do vale (medido a partir dos diques naturais de um canal) e o de vale-abaixo (cf. Mackey & Bridge 1995) determinam parcialmente se uma avulsão ocorrerá (Figura 2.12).

Fig. 2.12. Bloco-diagrama esquemático mostrando relações espaciais entre a potencial declividade de curso da avulsão (S_a), o declive do canal existente (S_e), o declive do perfil do vale (S_{cv}) e o declive vale-abaixo (S_{dv}) (Stouthamer & Berendsen 2007).

2.4.2.3. Aspectos autogênicos

No âmbito de aspectos autogênicos, Stouthamer & Berendsen (2007) consideram três parâmetros da avulsão: (1) o período de atividade dos cinturões de canal (período entre o início e o fim da sedimentação de um grupo de canais considerados como pertencentes ao mesmo “sistema”, como por exemplo, um lobo deltaico); (2) o período de “interavulsão” (período de tempo entre sucessivas avulsões de um cinturão de canal); e (3) a frequência de avulsão (número de avulsões por intervalo de tempo em determinada área) (cf. Stouthamer & Berendsen 2001). Estes parâmetros são usados para diferenciar o que os autores chamam de “avulsão instantânea” e “avulsão gradual”. No caso de avulsão instantânea, o período de atividade é igual ao período de interavulsão; já na avulsão gradual, o período de atividade do cinturão de canal é maior que o período de interavulsão.

A análise desses parâmetros de avulsão pode ser tomada como indicador da natureza autogênica e/ou alogênica das avulsões. Por exemplo, se o período de atividade de um cinturão de canal, na média, é constante no tempo e no espaço, período durante o qual se sabe que fatores extrabaciais como clima e tectônica mudaram, então tem-se indício de controle autogênico. Periodicidade na frequência da avulsão pode ser indicadora tanto de controle autogênico como alogênico. Mas se esta periodicidade é igual a de um fator alogênico, então ela deve ser alogenicamente controlada. E se a frequência de avulsão não pode ser relacionada a mudanças em fatores alogênicos, então as avulsões devem ser autogênicas. Em todos os casos, especialmente quanto a período de atividade de cinturões de canal, deve-se atentar para a influência antrópica, como no caso do delta do Rhine-Meuse (Europa), que foi canalizado por romanos para aproveitamento de seus recursos.

De acordo com Stouthamer & Berendsen (2007), nos rios Amarelo, Pó, Kosi (Ásia) e nos deltas dos rios Burdekin (Austrália) e Rhine-Meuse, o decréscimo do período de interavulsão coincide com o aumento no período de avulsão. Para este último delta, segundo mesmos autores, a explicação seria uma elevação na descarga líquida e sedimentar dos rios, em combinação com uma baixa taxa de agração vertical. Estes autores também consideram que uma variação de longo termo no período de interavulsão reflete principalmente influências alogênicas.

Stouthamer & Berendsen (2007) destacam ainda que fatores alogênicos podem influenciar na avulsão sem que esta seja, em essência, de natureza alogênica. No caso do Rhine-Meuse, por exemplo, entre 7500 e 3700 anos atrás, os sítios de avulsão foram concentrados numa zona ampla de 40 a 50 km que migrou para montante através do tempo como resultado de ascensão do NRM, mas a natureza das avulsões permaneceu autogênica em essência. Mesmos autores também afirmam que, para que haja ciclicidade verdadeira nas avulsões (*sensu* Miall 1996), não basta que sua natureza (alogênica ou autogênica) seja a mesma: seu agente desencadeador deve ser o mesmo. A exemplo disso, no delta do Rhine-Meuse ocorre ciclo aparente de 2500 anos, mas causado por fatores alogênicos independentes (clima e tectônica). Assim, os autores descartam a existência de uma alociclicidade de 2500 anos neste delta.

2.4.2.4. Aspectos alogênicos

Fatores alogênicos que influenciam a avulsão são mudanças no nível de base, clima e atividade tectônica. Como as mudanças no nível de base podem ser causadas tanto por clima como tectônica toda avulsão alogênica acaba tendo origem tectônica ou climática, mesmo que indiretamente. O clima, por sua vez, também pode sofrer influência da tectônica (por exemplo, orogênese tornando clima local mais frio), embora variáveis ligadas a órbita terrestre sejam os fatores controladores mais citados.

Dentre os processos alogênicos, a tectônica é geralmente tida como aleatória no tempo e no espaço (aperiódica), enquanto as mudanças de no nível de base com origem climática e/ou eustática por vezes aparecem como tendo algum grau de periodicidade. Eventos climáticos e eustáticos controlados por mecanismos orbitais são de fato periódicos, embora sua amplitude possa variar (Cecil 2003). Fatores alogênicos influenciam avulsões por seu efeito nas taxas de sedimentação (tanto na bacia receptora como no canal), na razão descarga de água / carga sedimentar e nos gradientes da superfície do terreno (Stouthamer & Berendsen 2007).

Ascensão ou queda do NRM influencia a taxa de agradação nas áreas intercanais (conhecida como taxa de agradação regional), bem como dentro do canal e em diques naturais (chamada de taxa de agradação local), porque o deslocamento do nível de base para montante ou para jusante de um sistema de canais diminui ou aumenta a energia potencial gravitacional entre as partes altas e baixas desse sistema (chamada de gradiente longitudinal – Törnqvist 1994). Isso implica diminuição ou aumento da descarga hidráulica rumo à bacia. Em geral, uma alta taxa de ascensão do NRM leva a alta frequência de avulsão devido a rápido decréscimo no gradiente longitudinal (Törnqvist 1994, Bridge 2003), porque a diminuição da descarga hidráulica rumo à bacia, decorrente da subida do nível de base, torna o fluxo mais desconfinado dos canais, e essa instabilidade se propaga para montante.

Movimentos tectônicos influenciam a avulsão por seu efeito nos gradientes da planície de inundação no perfil do vale e vale-abaxio (e.g. Coleman 1969, Bridge & Leeder 1979; Schumm 1986, Alexander & Leeder 1987, Alexander *et al.* 1994, Dumont 1994, Harbor *et al.* 1994, Mackey & Bridge 1995, Leeder *et al.* 1996, Peakall 1998, Holbrook & Schumm 1999, Schumm *et al.* 2000, Stouthamer & Berendsen 2000), e nas taxas regional e local de

sedimentação (Stouthamer 2005). Em geral, a probabilidade de avulsão aumenta em consequência de uma subsidência, e diminui durante soerguimento e incisão.

2.4.2.5. *Diferenciação entre aspectos autogênicos e alogênicos*

Stouthamer & Berendsen (2007) enumeram quatro critérios principais para distinção entre avulsões alogênicas e autogênicas:

- (1) **Período de atividade dos cinturões de canal:** tempo de duração semelhante (em média) para diferentes períodos de atividade de um canal constitui indício de avulsões controladas autogenicamente neste canal, especialmente se fatores extrabaciais (clima, nível de base, tectônica) tiverem mudado ou agido durante esses períodos.
- (2) **Período de interavulsão:** à semelhança do período de atividade, o de interavulsão é indicativo de avulsões autogênicas se recorrer com duração constante, especialmente se coincidente com intervalos de tempo em que fatores alogênicos mudaram.
- (3) **Frequência de avulsão:** a frequência com que uma avulsão ocorre, quando secular (caso do delta do Rhine-Meuse: ~500-600 anos), geralmente não coincide com fatores alogênicos, e é por isso tida como indicativa de natureza autogênica das avulsões. Esta afirmação, no entanto, deve ser avaliada caso a caso, uma vez que a instabilidade alogênica varia com a região.
- (4) **Localização da avulsão:** tendência para sucessivas avulsões rumo montante pode ocorrer sob influência de NRM ascendente; nesse caso, quando o NRM voltar a cair, as avulsões podem deslocar-se para falhas ou suas proximidades. Isso demonstra o potencial da localização da avulsão como critério para indicar alogênese.

2.5. TÉCNICAS E ANÁLISES SELECIONADAS

2.5.1. Vibrotestemunhagem e sondagem ao trado oco

Vibrotestemunhagem e sondagem ao trado oco são métodos invasivos de coleta de amostras. Em vibrotestemunhagem, utilizam-se tubos de alumínio, com 10cm de diâmetro, que

penetram o depósito sedimentar através de vibração produzida por motor de popa (Martin *et al.* 1995). Este tipo de testemunhagem em geral permite a preservação da disposição espacial de estruturas sedimentares e fósseis presentes.

A sondagem ao trado oco (STO), também conhecida como *hollow stem auger*, é um método de investigação mecânica de sub-superfície que se assemelha a um trado espiral de grande porte (cuja haste, não manobrada, pode ultrapassar 8m), operado por equipamento de motor a diesel adaptado sobre caminhão. A coluna amostradora é montada a partir de várias peças de cilindro oco central encaixadas em estágios (Souza *et al.* 1998), onde um barrilete amostrador, portando recipiente de plástico (*liner*) para coleta, pode ser encaixado. Cada *liner* possui tampas bicolores para identificação de topo e base. Um martelo hidráulico auxilia na penetração rotativa dos estágios de trado. Desse modo, o método STO pode operar tanto como sondagem de percussão (SPT) quanto rotativa. Em comparação à vibrotestemunhagem, a STO atinge profundidades até dez vezes maiores. No entanto, a amostragem descontínua da STO não garante integridade de estruturas sedimentares nem a posição estratigráfica exata de eventuais fósseis.

2.5.2. Análise de fácies

Segundo Walker (1992), o termo fácies, no escopo sedimentológico, pode ser definido como “corpo rochoso (ou sedimento) caracterizado por combinação particular de litotipos, estruturas físicas e biológicas que apresentam aspectos diferentes dos corpos a ele sobrepostos, sotopostos e lateralmente adjacentes.” Selley (1970 *apud* Selley 1996) resume estes aspectos em cinco elementos definidores: estrutura externa, estrutura interna, litologia (e granulação), conteúdo fossilífero e paleocorrentes. Em suma, o objetivo da classificação de corpos rochosos e sedimentos em fácies é o de materializar determinado processo sedimentar físico relacionado à sua gênese.

Considerando que dada fácies (e, por conseguinte, o processo físico inerente à sua formação) pode ocorrer em sistemas deposicionais distintos, torna-se necessário, defini-la segundo seu contexto deposicional maior. Na prática, isso se resume em agrupá-las em associações de fácies onde o mais importante é a relação conjunta do todo (grupo de fácies) e não o de uma parte (fácies) em separado (Collinson 1969, Walker 1983, 1992). Essas

associações de fácies, dispostas tridimensionalmente, são usadas como elementos definidores de sistemas deposicionais, independentemente da hierarquia adotada (Reading 1986, Walker 1992).

Na prática, o estudo faciológico nasceu da pesquisa de campo de afloramentos (naturais e artificiais) e trincheiras. Por essa razão, sua codificação privilegia, na maioria dos casos, os elementos definidores mais acessíveis nessas condições, como litologia e estruturas internas, a exemplo de propostas como as de Walker (1992) e Miall (1996). Estas propostas geralmente adotam um código de duas a três letras, onde a primeira (maiúscula) refere-se à litologia/granulação e a segunda e/ou terceira (minúsculas) à estrutura sedimentar associada.

2.5.3. Minerais pesados: fatores controladores

A análise de minerais pesados (com densidade acima de $2,8\text{g/cm}^3$) é um importante instrumento na caracterização de rochas sedimentares e sedimentos recentes. Amplamente utilizada para investigação de proveniência sedimentar (Morton & Hallsworth 1994), tem sido aplicada também, em estudos do Quaternário do Brasil, para ajudar a distinguir sedimentos de diferentes idades (Giannini 1987, 1993, Giannini & Suguio, 1994, Angulo *et al.* 1994, 1996, De Mio & Giannini 1997, Giannini *et al.* 1997, Lessa *et al.* 2000) e para inferir o padrão de dispersão sedimentar em sistemas deposicionais recentes (Tessler 1982, 1988, Giannini 1987, 1993, Giannini *et al.* 2004, Nascimento 2006, Nascimento *et al.* 2008, Guedes 2009).

Estudos sobre a importância dos diferentes processos que condicionam a composição da assembleia de minerais pesados têm sido desenvolvidos desde pelo menos a primeira metade do século passado (Pettijohn 1941, Dryden & Dryden 1946, Allen 1948, van Andel 1959, Morton & Hallsworth 1999). A assembleia de minerais pesados presentes em arenitos é controlada, segundo Morton & Hallsworth (1999), por uma série de fatores: rocha fonte; intemperismo atuante na área fonte; abrasão mecânica durante o transporte sedimentar; intemperismo na estocagem sedimentar temporária (por exemplo, planícies aluviais); processos hidráulicos no transporte e deposição final; diagênese; e finalmente, após soerguimento e erosão, nova fase de intemperismo, agora atuante no afloramento de rocha (Figura 2.13). Como se pode perceber, os autores incluem nessa lista de fatores um mesmo tipo de processo (intemperismo, por exemplo), atuando em fases distintas da história sedimentar. Por conta disso, se forem excluídas as recorrências de mecanismo em fases diferentes, reduzem-se a quatro os processos principais:

intemperismo, abrasão mecânica, seleção hidráulica e diagênese. A rocha fonte é outra variável controladora fundamental na assembleia de minerais pesados, pois afeta a disponibilidade e tamanho dos minerais. Possui, porém, caráter passivo, à medida que determina a matéria-prima inicial a ser modificada pelos quatro processos mencionados (Guedes 2009).

Fig. 2.13. Diagrama esquemático dos processos controladores da assembleia de minerais pesados em arenitos. Traduzido de Morton & Hallsworth (1999) por Guedes (2009).

Classicamente, minerais pesados tem sido estudados para estudo de maturidade mineralógica de sedimentos e rochas sedimentares. Parte destes estudos vale-se do uso do índice ZTR (zircão, turmalina e rutilo; iZTR), definido por Hubert (1962) como indicador de grau de transporte ou retrabalhamento mecânico, e pressupõe portanto desprezível o efeito de processos pós-deposicionais, como a dissolução intraestratal, na assembleia final. No entanto, o aumento do índice ZTR tem sido utilizado como indicador da ação da dissolução intraestratal e, conseqüentemente, de idade relativa, em depósitos cenozóicos (i.e. De Mio & Giannini 1997, Giannini *et al.* 1997, Lessa *et al.* 2000, Rossetti *et al.* 2005). Ocorre que o índice ZTR combina minerais com densidades e comportamentos hidráulicos distintos, especialmente no caso da turmalina em comparação a zircão e rutilo, e suas variações na assembleia podem resultar de

seleção hidráulica durante o transporte e não necessariamente de diferenças de maturidade sedimentar e/ou dissolução pós-deposicional.

Assim, tanto os processos deposicionais e pós-deposicionais como variações na contribuição de diferentes áreas fontes imprimem assinaturas na assembleia de minerais pesados. Para melhor avaliar a influência de cada um dos fatores controladores da assinatura mineralógica, Morton & Hallsworth (1994) propuseram a comparação de pares de minerais com características específicas semelhantes entre si segundo apenas dois dentre três fatores de controle fundamentais: 1. fonte; 2. equivalência hidráulica; e 3. estabilidade química. A ideia dessa proposta é fazer com que apenas um destes fatores controle, em tese, a variação do par de minerais escolhido para avaliação. Com isso, seria possível inferir a efetividade deste fator em particular, no estudo de caso, com base na variação do par mineralógico no respectivo registro sedimentar.

Para avaliar a influência de cada fator, Morton & Hallsworth (1994) propôs a contagem dedicada de um par pré-estabelecido de minerais pesados (A e B) diferencialmente sensíveis ao fator, de modo a permitir o cálculo de um índice (iAB) segundo a fórmula 1:

$$(1) \quad iAB = 100 (A [A+B]^{-1})$$

Para avaliação do efeito da proveniência sedimentar, por exemplo, é necessário neutralizar ou minimizar o efeito do transporte sedimentar, capaz de selecionar e modificar a assembleia de minerais pesados de acordo com a equivalência hidráulica; ao mesmo tempo, é preciso neutralizar ou minimizar o efeito da dissolução pós-deposicional. De modo a reduzir a influência destes dois tipos de processos, e facilitar a avaliação da proveniência, Morton & Hallsworth (1994) propõem utilizar minerais com mesmo comportamento hidráulico no transporte sedimentar e com mesma sensibilidade a modificações diagenéticas. Para a escolha criteriosa dos minerais que atendam a esta condição, torna-se recomendável o uso de classificações de estabilidade química de minerais pesados, como a de Pettijohn (1957), e de tabelas com dados de densidade e forma de minerais, como a de Mange & Maurer (1992) (i.e. Guedes 2009; Tabela 2.1). Variações no índice entre os dois minerais assim escolhidos indicariam sobretudo modificações na importância relativa das áreas fontes.

Tab. 2.1. Tabela de propriedades físicas e químicas de alguns dos minerais pesados mais abundantes em sedimentos recentes. Propriedades consultadas em Pettijohn (1957) e Mange & Maurer (1992). Densidade: em g/cm³; forma: equidimensional (E) e/ou prismática (P).

Mineral	Densidade mínima	Densidade máxima	Forma	Estabilidade química
Cianita	3,53	3,65	P	Metaestável
Clinozoisita	3,12	3,38	E	Metaestável
Epídoto	3,38	3,49	E	Metaestável
Estaurolita	3,74	3,83	E e P	Metaestável
Granada	4,2	4,3	E	Metaestável
Hornblenda	3,02	3,5	P	Instável
Rutilo	4,23	5	E	Ultraestável
Sillimanita	3,23	3,27	P	Metaestável
Turmalina	3,03	3,25	E e P	Ultraestável
Zircão	4,6	4,7	E e P	Ultraestável

O mesmo princípio aqui ilustrado para proveniência pode ser utilizado para avaliação de transporte (com base no contraste de equivalência hidráulica) e/ou idade relativa (com base no contraste de estabilidade química) dos sedimentos. Embora proposto há mais de 15 anos, o uso dos índices de Morton & Hallsworth (1994) ainda é escasso na literatura científica, e no âmbito nacional tem sido aplicado apenas recentemente (i.e. Guedes 2009, Tanaka *et al.* 2009, Tanaka 2010).

2.5.4. Datações ¹⁴C e calibração de idades

A datação ¹⁴C, descoberta pelo nobelista Willard Libby na metade do século passado (Libby 1952 *apud* Currie 2004), baseia-se na assunção de que há certo estado de equilíbrio no sistema químico do ciclo do carbono, do qual fazem parte a biosfera e o nuclídeo instável ¹⁴C. Embora de curta meia-vida (5730 anos) quando comparado, por exemplo, à idade da Terra, este nuclídeo é constantemente produzido em alta atmosfera pelo bombardeio neutrônico do nuclídeo estável ¹⁴N (abundante e natural) através de raios cósmicos (Figura 2.14).

Fig. 2.14. Figura ilustrativa da produção, distribuição e decaimento de ^{14}C natural (os valores dos parâmetros são aproximados). Simplificado e traduzido de Currie (2004).

Os primeiros métodos de datação ^{14}C utilizados são conhecidos como convencionais, e baseiam-se em técnicas de concentração do carbono da amostra (para obter aumento do sinal radioativo do decaimento de ^{14}C) e num sistema de “cancelamento” eletrônico do teor de fundo (*background*) advindo de várias outras fontes naturais terrestres (i.e. elementos como K, U, Co etc.) e extraterrestres (radiação cósmica de alta penetração: mésons *mu* negativos - μ^-) (Currie 2004). Estes métodos convencionais são por esses motivos mais demorados e imprecisos.

Um refinamento dos métodos de datação ^{14}C convencionais, a datação por espectrometria de massa acelerada (*accelerator mass spectrometry* ou AMS) não quantifica o decaimento do ^{14}C , e sim, o próprio número de átomos desse nuclídeo. Para tanto, uma fração da amostra é ionizada por aceleradores de massa de alta voltagem, onde um detector acoplado a campo magnético artificial “captura” diferentes átomos em detectores específicos a depender de sua massa (Currie 2004). A idade é calculada pela proporção de ^{14}C em relação a outros nuclídeos de carbono na amostra. Além de eliminar o resíduo cosmogênico, este método amplia

a precisão em relação ao método convencional em oito ordens de magnitude (Taylor *et al.* 1992), o que aumenta seu alcance máximo para até *ca.* 60 ka, e requer uma massa muito menor de amostra para análise (0,5 a 1mg).

Medidas de idade ^{14}C são sempre relatadas em termos de anos antes do presente (AP), referido ao ano de 1950 A.D., por ser este ano anterior ao de testes nucleares executados no Hemisfério Norte que alteraram o teor natural da proporção de ^{14}C na atmosfera. Essas medidas consideram a concentração de carbono em seu ciclo como sendo constante. No entanto, a concentração de carbono em seu ciclo se altera ao longo do tempo (de Vries 1958 *apud* Currie 2004), tanto por variações em sua produção (i.e. radiação cósmica da atividade de manchas solares) (Eddy 1976, Mathews 1976) como em sua distribuição (i.e. efeito reservatório) (Stuiver *et al.* 1986). Por essa razão, datações radiocarbônicas necessitam calibração (Stuiver & Reimer 1993).

A calibração para variações na produção de carbono, ou calibração atmosférica, requer a medida da proporção de isótopos de carbono presentes na atmosfera quando de sua incorporação no material orgânico a ser datado. Isso é feito por comparação com medidas realizadas em anéis de crescimento de árvores muito antigas, com padrão dendrocronológico conhecido (Olsson 1970). Já a calibração para variações na distribuição ou efeito reservatório requer medidas de comparação entre a idade ^{14}C da amostra em questão e a de um potencial reservatório local de carbono mais antigo, que seria em tese fornecedor de carbono “velho” para a amostra (Stuiver & Braziunas 1993). Corpos de água são os reservatórios de carbono mais conhecidos; o oceano, por exemplo, cuja troca de carbono com a atmosfera é mais lenta em águas profundas, é tido como reservatório de carbono global por excelência (reservatório marinho ou *R*). Por essa razão, amostras de origem marinha encontram-se “envelhecidas” em média de 408 ± 18 anos ^{14}C (Stuiver *et al.* 1998), mas variações locais (ΔR) ocorrem com frequência. Variações locais no efeito reservatório em corpos de água são provocadas por fatores como estagnação, turbulência, aporte hídrico de fontes externas e ressurgência; por esse motivo, correções para ΔR devem ser feitas sempre que possível (Stuiver *et al.* 1986).

2.5.5. Isótopos estáveis: origem da matéria orgânica e mudança climática

Isótopos estáveis são elementos químicos de mesmo número atômico (Z) mas massa atômica diferenciada (A) que não sofrem transmutação via decaimento radioativo ao longo do tempo (White 2001). Sua distribuição em sistemas naturais é ampla, mas a abundância entre eles é diferenciada, regida por fenômenos de fracionamento. Fracionamento isotópico é o fenômeno pelo qual a proporção entre núclídeos estáveis de um mesmo elemento químico com massas atômicas diferenciadas varia em resposta a processos químicos e físicos naturais de seu meio (White 2001). O fracionamento ocorre por efeitos de equilíbrio e de cinética. Efeitos de equilíbrio ocorrem por mecânica quântica de translação, rotação e vibração de átomos dos elementos envolvidos, cuja energia é dependente da massa. Efeitos cinéticos, por sua vez, são relacionados a processos químicos rápidos, incompletos ou unidirecionais de reações mediadas por evaporação, difusão, dissociação e bioquímica (White 2001).

Desse modo, fenômenos específicos que alteram a proporção entre diferentes isótopos estáveis podem possuir causas naturais como mudanças de temperatura, bioquímica etc., oriundas de processos *in situ* ou como reflexo desses processos na origem/fonte. No estudo de sistemas naturais, isso permite em muitos casos interpretações acerca de variação climática (temperatura, precipitação), dinâmica de sistemas deposicionais, NRM etc. A maneira comumente usada para estes estudos remete à proporção entre esses isótopos, cuja razão envolve valores com discrepância em partes por mil. Por essa razão, seu estudo é relatado como desvios *permil* (‰), δ , com base em algum material padrão, pela fórmula 2, onde **Z** é o núclídeo em questão, mediado por seus isótopos de massas **A** (mais pesado) e **a** (mais leve).

$$(2) \quad \delta^A Z = \left\{ \left[\left(\frac{^A Z}{^a Z} \right)_{\text{AMOSTRA}} - \left(\frac{^A Z}{^a Z} \right)_{\text{PADRÃO}} \right] / \left(\frac{^A Z}{^a Z} \right)_{\text{PADRÃO}} \right\} \times 10^3$$

Vários materiais-padrões de isótopos foram estabelecidos desde o início do século XX, com destaque para o padrão de belemnites fósseis (cefalópodes) da Fm. Pee Dee (V-PDB), definido em Viena para carbono e oxigênio, e o da atmosfera global (ATM, medido em açúcar de beterraba padrão), definida para nitrogênio (White 2001).

2.5.5.1. Carbono e nitrogênio em sedimentos

Em sistemas naturais, os nuclídeos estáveis de carbono e nitrogênio mais comuns são, respectivamente, ^{13}C e ^{12}C e ^{15}N e ^{14}N . A abundância entre eles é diferenciada: ^{12}C representa 98,9% de todo carbono na natureza, contra 1,11% de ^{13}C ; e 99,63% de todo nitrogênio é ^{14}N , contra apenas 0,37% de ^{15}N (White 2001). A maior parte do carbono e nitrogênio em sedimentos origina-se da matéria orgânica, principalmente vegetal, produzida localmente ou trazida para seu meio de deposição (Nixon 1982, Meyers 1997, Day *et al.* 2007). Dessa forma, o fracionamento isotópico de C e N ocorre primariamente por reações bioquímicas em plantas.

Para o C, em particular, a fotossíntese responde pela maioria dessas reações bioquímicas, por meio de três ciclos fotossintéticos: Benson-Calvin (ou C_3), Hatch-Slack (ou C_4) e metabolismo ácido das crassuláceas (ou CAM) (White 2001).

O ciclo C_3 é realizado por 85% de todas as plantas, com destaque para vegetação arbórea de condições úmidas, através da redução (via carboxilação: reação com $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) de uma enzima chamada ribulose bifosfato carboxilase oxigenase (RUBISCO) em ácido 3-fosfoglicérico (3-PGA), um propano (possui três átomos de carbono em cadeia) (Figura 2.15). O fracionamento ocorre de modo cinético durante a carboxilação, através do qual plantas C_3 adquirem valores de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) entre -33 e -22‰ (Deines 1980, Boutton 1996, White 2001, Lamb *et al.* 2006).

Fig. 2.15. Fluxograma do ciclo fotossintético de Benson-Calvin (C_3). Traduzido de White (2001).

O ciclo C_4 , mais complexo, é realizado por apenas 5% das espécies de plantas, mas estas cobrem 17% da superfície terrestre e respondem por 20-30% da fotossíntese global. Destacam-se gramíneas de origem tropical e subtropical, cuja característica comum é a da presença da

bainha vascular, um anel de células que circundam os feixes vasculares entre as células mesófilas. Essa estrutura torna o ciclo C_4 mais fechado, o que evita perda de água (plantas C_4 são mais resistentes a condições mais secas) e faz com que o fracionamento de carbono seja função da concentração local em CO_2 . Em suas células mesófilas externas, plantas C_4 reduzem CO_2 a ácido aspártico ou málico, que são butanos (possuem quatro átomos de carbono em cadeia), através da enzima fosfoenolpiruvato carboxilase (*PEP-case*). Já em suas células bandadas internas, a mesma carboxilação do ciclo C_3 (Benson-Calvin) é realizada para produção interna de CO_2 para formação de piruvato extra. O fracionamento de carbono por plantas com metabolismo C_4 deixa-as com valores $\delta^{13}C$ entre -17 e -9‰ (Deines 1980, Boutton 1996, White 2001, Lamb *et al.* 2006) (Figura 2.16).

Fig. 2.16. Fluxograma do ciclo fotossintético de Hatch-Slack (C_4). Em A, detalhe da etapa de reação de carboxilação. Em B, resumo da carboxilação (A) e demais etapas, incluindo o ciclo fotossintético simples de Benson-Calvin. Traduzido e adaptado de White (2001).

O ciclo CAM envolve grupo reduzido de plantas, cerca de 30 famílias, em que a características comum é a da proliferação em locais de alta luminosidade e resistência a condições ao menos sazonais de escassez de água. Inclui bromélias e cactos. Plantas com metabolismo CAM alternam estratégias C_3 e C_4 , a depender, respectivamente, de condições vigentes de abundância ou escassez de água. A fixação de carbono é realizada por ácido crassuláceo, com uso eficiente de água pelo fechamento de estruturas celulares chamadas

estômatos durante o dia, para absorção de CO_2 apenas durante a noite. Os ácidos málico e isocítrico, produtos da fixação de C durante a noite, são novamente convertidos em CO_2 durante o dia. Plantas com esse metabolismo apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ entre -12 e -10‰.

Isótopos de carbono têm sido usados como indicadores de mudança climática, de modo indireto, pela variação do sinal isotópico da matéria orgânica de origem terrestre, ao longo do tempo (i.e. Meyers 1997). A premissa adotada é a de que a cobertura vegetal terrestre responderia, de maneira geral, a variações de temperatura e/ou umidade de seu meio. Desse modo, quando há predomínio de vegetação florestal (C_3), ter-se-ia indício de clima úmido, e o oposto, predomínio de vegetação de gramíneas (C_4), sugeriria clima mais seco; ambas as situações deixariam seu registro na matéria orgânica de fonte terrestre. Este tipo de *proxy*, no entanto, possui fragilidades interpretativas, porque a matéria orgânica pode variar localmente a depender de outros fatores como disponibilidade hídrica, salinidade, uso da terra e aporte de matéria orgânica externa ao meio (por rios e desembocaduras lagunares, por exemplo), entre outros (Lamb *et al.* 2005). Por essa razão, interpretações desse tipo devem ser feitas localmente e com cautela.

Os isótopos de nitrogênio, por sua vez, são menos usados no estudo de sistemas naturais em função da complexidade de seu ciclo. Seu sinal isotópico é sujeito a modificações por processos de amonificação, nitrificação, denitrificação, redução dissimilatória de nitrato e assimilação de nutrientes (Owens 1987). A maior parte destes processos ocorre em horizontes de solos, onde esse elemento pode ser disseminado homogeneamente, o que complica seu uso como indicador paleoambiental (Pessenda, com. pessoal). Outro complicante é sua baixa reatividade química na natureza, de modo que apenas certas bactérias e algas azuis são capazes de assimilar N_2 atmosférico e convertê-lo em substâncias que possam ser utilizadas pelas células (Boutton 1996).

Apesar dos empecilhos, medidas de $\delta^{15}\text{N}$ são úteis em discriminar entre matéria orgânica de fonte terrestre e de fonte aquática (Meyers 1997). Isso ocorre porque na água, algas e bactérias absorvem preferencialmente ^{14}N , de modo que valores $\delta^{15}\text{N}$ (dissolvido) de +7 a +10‰ (ATM) são comuns, e contrastam com valores atmosféricos, em torno de 0‰. No entanto, o fracionamento ali é altamente dependente da concentração hidroquímica de amônio (NH_4^+); valores menores que 25mM implicam que todo nitrogênio disponível será consumido, e então pouco ou nenhum fracionamento ocorrerá (White 2001). Altas concentrações de NH_4^+ são

mais comuns em corpos de água salgada semi-confinados de alta produtividade, como lagunas e estuários (Nixon 1982, Day *et al.* 2007).

Além de relações isotópicas, outro modo de investigação geoquímica é o da razão carbono-nitrogênio (C_{ORG}/N_{TOTAL} ou simplesmente C/N), que se utiliza de valores totais (não isotópicos) e geralmente é aplicada em conjunto ao $\delta^{13}C$, para obtenção da origem da matéria orgânica (Bruland *et al.* 1989, Meyers 1997). Esse tipo de estudo assume forte relação entre a produção desses elementos, relacionado à matéria orgânica vegetal, o que pode ser estatisticamente verificado (Hedges *et al.* 1986). Em sistemas deposicionais costeiros, o uso combinado de $\delta^{13}C$ e razão C/N torna-se valioso discriminante de origem da matéria orgânica presente em sedimentos, tanto autóctone como alóctone, e com poder interpretativo sobre condições de paleossalinidade, NRM e mudança climática (Lamb *et al.* 2005). Nestes estudos, parte-se do princípio de que organismos vegetais pertencentes a meios com condições físico-químicas particulares de salinidade, pH e saturação líquida, por exemplo, possuem razões C/N com ordem de valores também peculiares. Exceto por efeitos diagenéticos e pedogenéticos (i.e. Meyers & Lallier-Vergès 1999, Sampei & Matsumoto 2001), razões entre 5 e 10 (carbono orgânico particulado em solos e sedimentos) têm sido atribuídas a matéria orgânica de origem algácea, enquanto valores acima de 20 relacionam-se a matéria orgânica terrestre (Meyers 1997, Wilson *et al.* 2005, Lamb *et al.* 2005) (Figura 2.17).

Fig. 2.17. Amplitudes típicas de valores de razões $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para a matéria orgânica presente em sistemas deposicionais costeiros. Dados reunidos de Bordovskiy (1965), Haines (1976), Deines (1980), Sherr (1982), Schidlowski *et al.* (1983), Meyers (1994), Peterson *et al.* (1994), Schleser (1995), Tyson (1995), Middelburg & Nieuwenhuize (1998), Chivas *et al.* (2001), Raymond & Bauer (2001), Cloern *et al.* (2002) e Goñi *et al.* (2003) por Lamb *et al.* (2005). As siglas COP e COD referem-se respectivamente a carbono orgânico particulado, medido em sedimento, e dissolvido, medido em água.

2.5.5.2. Oxigênio e carbono em conchas

Desde o trabalho pioneiro de Urey (1947), a análise da relação isotópica entre ^{18}O e ^{16}O tem sido amplamente usada para pesquisa paleoclimática. Implicações de seu estudo vão desde variações locais de curto termo na temperatura até o famoso estudo global da influência de ciclos orbitais em eventos de glaciação, divisado por seu orientado Cesare Emiliani (1955) na Universidade de Chicago, o que tornaria a teoria dos ciclos de Milankovitch amplamente aceita.

O princípio de uso do $\delta^{18}\text{O}$ é simples: o fracionamento isotópico do oxigênio em seu reservatório (por exemplo, o mar) por qualquer substância que o incorpore (por exemplo, carbonato de cálcio) é diretamente dependente da temperatura do meio em que se dê a precipitação (Urey 1947). Como exemplo, para CaCO_3 , uma mudança em $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) de 30 a 31‰ implicaria mudança na temperatura de 8 a 12°C (White 2001). Embora validada, esta premissa, na prática, não é tão simples ou diretamente aplicável. Hoje, sabe-se que o estudo paleoclimático por $\delta^{18}\text{O}$, que se vale do carbonato ou da sílica produzidos por organismos

(testas de foraminíferos e diatomáceas, conchas de moluscos etc.), leva em conta variações no fracionamento isotópico que são dependentes também da composição da água, do tipo de organismo e, em certos casos, de trocas isotópicas (*exchange*) pós-deposicionais entre o sedimento e a água intersticial (White 2001). Além disso, a depender das escalas espacial e temporal do estudo, variações em $\delta^{18}\text{O}$ podem responder antes a mudanças locais a regionais de padrões de circulação (i.e. Angulo *et al.* 1999) e precipitação (i.e. Silva *et al.* 1979) do que a variações na temperatura atmosférica e/ou da água, mesmo localmente.

Estudos de $\delta^{13}\text{C}$ em conchas e outros materiais marinhos têm sido usados em conjunto com $\delta^{18}\text{O}$ como indicador auxiliar na interpretação de mudança climática (Newton & Bottrell 2007). A exemplo disso, dois períodos de fortes mudanças climáticas têm-se baseado principalmente em $\delta^{13}\text{C}$: o evento anóxico oceânico do Toarciano (OAE-T; c. 183 Ma) e o máximo termal do Paleoceno-Eoceno (PETM; c. 60 Ma), ambos responsáveis por importantes extinções marinhas (Hallam 1987, Thomas & Shackleton 1996). O PETM, em particular, tem sido amplamente estudado por especialistas em mudança climática do Quaternário por sua possível analogia com eventos de liberação natural autossustentada de gás metano outrora congelado em solos de *permafrost* e em hidratos marinhos ($\delta^{13}\text{C} \approx -60\text{‰}$ V-PDB) (Dickens *et al.* 1997, Newton & Bottrell 2007).

Na costa brasileira, Silva (1978) e Silva *et al.* (1979) afirmam que $\delta^{13}\text{C}$ de conchas marinhas e lagunares quaternárias refletem a influência continental, geralmente por aporte local de água doce fluvial e/ou pluvial. Águas fluviais são especialmente afetadas por matéria orgânica continental de origem vegetal, geralmente rica em ^{12}C , que tornaria seu $\delta^{13}\text{C}$ mais negativo (Silva 1978). Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de conchas lagunares da costa norte paulista, que constituem anomalias negativas quando comparados aos de conchas de outras regiões da costa leste brasileira, são atribuídas pelos autores à pluviosidade elevada promovida pela serra do Mar. Descontados efeitos de fracionamento isotópico particular de cada espécime, $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) de conchas de água doce em geral possuem valores negativos entre -10 e -13‰, enquanto as de águas marinhas ficam entre 0 e +3‰ (Mook 1968, Silva 1978, Silva *et al.* 1979).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO

3.1.1. Sensoriamento remoto e mapeamento

Para confecção de mapas de feições deposicionais, pontos amostrados e avulsões, foram utilizadas, como base de dados, fotografias aéreas e imagens de satélite da região do delta do Tubarão e arredores, cobrindo área de cerca de 1.600km².

As fotografias aéreas foram obtidas junto à Secretaria de Planejamento Urbano do Estado de Santa Catarina (Florianópolis), voos de 1956 e 1977/1979 (Cruzeiro do Sul Serviços Aéreos S.A.), num total de 114 imagens em escala 1:25.000. Seu mosaico foi retificado no programa *ArcGIS (ArcMap)*TM 9.3, por aproximação coincidente de ao menos três pontos comuns de coordenadas conhecidas, *datum* SAD-69 (Córrego Alegre). Eventuais transformações de coordenadas e *data* de alvos específicos para homogeneização foram feitas nos programas *GTGeoUTM*TM 1.2 e *DatumPro*TM 3.3.9.

As imagens de satélite foram capturadas do *software* livre *Google Earth*TM, disponível na *internet* e que no sul de Santa Catarina tem obtido bases de alta resolução (*Ikonos* e *QuickBird*) desde o ano de 2006 (<http://earth.google.com>). Foram geradas 206 quadrículas em escala aproximada 1:8.000. Seus limites foram estabelecidos pelos próprios marcadores do programa (*placemarks*) após remoção da barra de estado (*status bar*) nas opções. As imagens, em arquivos *.jpg, foram importadas e unidas no programa *AutoCAD 2006*TM, e geraram o mosaico sobre o qual se lançaram os contornos interpretados, em forma de camadas (*layers*), destinados à confecção do mapa-base final em escala 1:50.000.

3.1.2. Mapeamento de avulsões

Embora evidenciadas no registro estratigráfico, avulsões são descritas de modo mais direto via sensoriamento remoto. Seu registro dá-se por sequências de truncamentos de paleocanais mais antigos por mais novos, que são indícios de deslocamentos da frente deltaica em progradação. A relação espacial entre paleocanais de diferentes gerações, ou entre canais e paleocanais, pode informar sobre a evolução espacial e temporal do delta, assumidas duas

premissas. A primeira premissa é de que, grosso modo, os canais/paleocanais situados mais distantes (ou mais a jusante) do tronco principal do rio Tubarão são os mais novos. A segunda é a de que paleocanais truncados são mais antigos dos que os que truncam. Os truncamentos podem ainda representar eventos ou etapas distintas no crescimento do delta do Tubarão, o que indicaria a geometria com a qual esse crescimento ocorreu.

Com base nessas premissas, foram mapeadas avulsões naturais e antropogênicas sobre a planície deltaica do rio Tubarão, através do uso conjunto da base de dados de mapeamento (tópico anterior). Extraíram-se dois tipos de dados para o estudo e mapeamento de avulsões naturais: 1. distância máxima entre o canal de origem e o deslocado; e 2. rumo de deslocamento do canal de origem para o canal deslocado, medido na distância máxima (Figura 3.1). A apresentação do resultado vetorial para rumo do deslocamento máximo das avulsões foi feita em rosa de frequências, pelo programa *Oriana*TM 2.02a.

Fig. 3.1. Exemplo da aquisição de dados de avulsão: distância máxima entre o canal de origem (truncado) e o deslocado (truncante), e seu rumo na mesma posição. Porção terminal do braço sul do distributário rio Carniça (UTM E-711523/S-6843544).

Na planície deltaica do rio Tubarão, as avulsões naturais por vezes perdem nitidez, obliteradas por construções antrópicas, sobretudo plantações de arroz e tanques de

carcinicultura. Nos casos de dúvida, o exame comparativo com fotografias aéreas de 1956 e 1977/1979 auxiliou na sua distinção. Entretanto, em virtude desta dificuldade de reconhecimento, o número de avulsões naturais por área/região não foi considerado para finalidades de interpretação.

3.1.3. Confeção de seções geológicas

Para melhor integrar o resultado do mapeamento de feições em superfície com o das sondagens, desde as cabeceiras do delta do Tubarão até seus limites com os sistemas sedimentares vizinhos, foram selecionadas cinco linhas retas (perfis) para confecção de seções geológicas (transectos), em sentido de montante para jusante: 1. Rio da Guarda - Laranjal (RGU-LAR); 2. Rio Capivari de Baixo - Praia Grande do Sul (RCB-PGS); 3. Morro de Congonhas - Ponta da Galheta (MCO-PGA); 4. Ribeirão Grande - Praia de Santa Marta (RIB-PSM); e 5. Ponta do Daniel - Praia do Mar Grosso (PDA-PMG) (Figura 3.2).

Fig. 3.2. Localização e orientação das seções geológicas selecionadas.

Na confecção das seções, além dos dados de localização (UTMs), considerou-se a altimetria do relevo. Porém, não foram realizados levantamentos topográficos específicos, sendo a base de dados altimétrica fundamentada principalmente em cartas topográficas preexistentes do IBGE (Folhas Tubarão, Lagoa da Garopaba e Laguna), datadas da década de 1970, no trabalho em sistemas de informações georreferenciadas de Kneip (2004), nas medições batimétricas da dissertação de Oliveira (2004) e em observações de campo.

O caráter predominantemente plano da área, com feições sedimentares pouco proeminentes, exigiu exagero vertical de 50 vezes para as seções, desenhadas em *AutoCADTM* 2006.

3.2. ATIVIDADES DE CAMPO

3.2.1. Tipos de amostragens e codificação

Devido ao caráter ativo do delta do Tubarão, dominado por áreas muito baixas e alagadiças, a amostragem de campo baseou-se na coleta invasiva de amostras via vibrotestemunhador (sete coletas) e sondagem ao trado oco (três) ao longo de seus principais rios distributários (vide tópicos seguintes). Em complemento às amostragens invasivas, também foram coletadas amostras-padrão recentes de areias fluviais e de conchas de moluscos vivos, dois tipos de materiais representados no registro de parte dos testemunhos e sondagens.

Todas as amostras e subamostras obtidas obedeceram à seguinte codificação:

1. Vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco: duas letras maiúsculas para o **rio distributário** contemplado na amostragem, seguidas de um número que representa sua **posição no referido canal**, se mais à montante ou mais à jusante. Exemplos de caso: TB1 (rio Tubarão, ponto mais à montante) e TB3 (mesmo rio, mais à jusante).
2. Subamostras de vibrotestemunhos e sondagens: código relativo à **respectiva perfuração** (conforme tópico anterior), seguido de sua **profundidade** de coleta (em cm), separada por hífen. Exemplo de caso: MR1-50 (subamostra obtida no vibrotestemunho do rio Mirim a 50cm de profundidade).
3. Amostras-padrão recentes: **três** letras maiúsculas que representam a localidade de coleta, separadas por hífen da letra maiúscula que representa o **tipo de material** coletado, se areia (A) ou concha (C). Exemplo de caso: BRA-A (areia do rio Braço do Norte).

3.2.2. Amostragens invasivas

Por vibrotestemunhagem, sete colunas rasas de até 3,6m foram amostradas com uso do vibrotestemunhador do Laboratório de Sedimentologia “Armando M. Coimbra” (Labsed/IG/USP). Próximo ao topo de cada tubo coletado, a porção não preenchida foi completada com papelão e vedada com fita adesiva. Com o auxílio de talha e tripé, o tubo preenchido foi em seguida retirado sem perda do padrão estratigráfico (Figura 4), para posterior transporte ao Labsed.

Fig. 3.3. Coleta de vibrotestemunho com auxílio de tripé e talha.

Por STO, três colunas sedimentares profundas (até 20m) foram coletadas através de serviço contratado junto à empresa Alphageos Tecnologia Aplicada S.A. Nas regiões investigadas, foram usados *liners* de cerca de 4cm de diâmetro por 50cm de comprimento. Executaram-se amostragens descontínuas de metro em metro, onde cada *liner* recuperado contém amostra representativa de seu intervalo amostrado (Figuras 3.4 e 3.5).

Ocorreram algumas dificuldades de campo em relação a esse tipo de sondagem. Entre elas, inclui-se o avanço custoso do barrilete amostrador em intervalos muito arenosos, especialmente quando se tratava de areia fina abaixo do nível freático, mesmo valendo-se da injeção de água associada a barrilete bipartido. Em alguns casos, isso levou à redução local (para 0,5m) do intervalo amostrado e, mais raramente, à destruição do *liner* em seu interior. Outra limitação da técnica, em parte associada à dificuldade anterior, foi a grande variação de quantidade de sedimento coletado, entre diferentes intervalos de amostragem.

Fig. 3.4. Equipamento de sondagem a trado oco (STO) adaptado a caminhão, usado para investigação profunda do delta do Tubarão. Fotografia obtida em Ribeirão Grande, vista pra NW (Morro Grande ao fundo).

Fig. 3.5. Barrilete amostrador de metal e liners usados na coleta de amostras por STO.

Todas as amostragens invasivas foram realizadas em regiões relacionadas à atividade antiga e/ou atual de canais distributários do delta do Tubarão. Nesse intuito, foram selecionados os seguintes pontos de coleta: três ao longo do rio Tubarão (dois em sua margem côncava - bairros de Mato Alto e Madre, e um em margem convexa - Granja Boabaid, próximo à

desembocadura do rio Capivari de Baixo); três ao longo do paleodistributário rio da Guarda (dois deles em meio ao canal, em suas porções de alto e médio curso, e um em sua margem deposicional, no baixo curso); um no distributário rio da Madre; um no distributário rio Mirim; e dois no distributário rio Sambaqui (um em sua margem – Ribeirão Grande; e outro próximo a sua desembocadura – Ponta do Daniel) (Tabela 3.1; Figura 3.6; mapas dos Anexos III e IV). As áreas específicas escolhidas para coleta representam (em superfície) ao menos cinco fácies morfológicas distintas dentro do sistema deltaico: barra em pontal (TB2, TB3, GD1, MD1 e MR1), canal (GD2 e GD3), planície intercanais (*overbank*) (SB1), margem erosiva (*cutbank*) (TB1) e baía interdistributários (SB2).

Tab. 3.1. Dados das amostragens invasivas coletadas no delta do rio Tubarão.

Código	Distributário e local de coleta	Localização UTM (zona 22J)	Profundidade recuperada
TB1 ^S	Rio Tubarão, nas proximidades de sua confluência com o rio Capivari de Baixo.	E-0698254/ S-6850006	1000cm
TB2 ^S	Rio Tubarão, na região do bairro Mato Alto, em Tubarão.	E-0699341/ S-6842426	1000cm
TB3 ^V	Rio Tubarão, na localidade da Madre.	E-0703704/ S-6842128	216cm
GD1 ^V	Rio da Guarda, porção superior (montante).	E-0700803/ S-6840860	90cm
GD2 ^V	Rio da Guarda, porção mediana.	E-0700288/ S-6839248	126cm
GD3 ^V	Rio da Guarda, porção inferior (jusante).	E-0703168/ S-6837206	359cm
MD1 ^V	Rio da Madre, porção mediana.	E-0706608/ S-6839550	327cm
MR1 ^V	Rio Mirim, em ilha fluvial.	E-0709961/ S-6839791	300cm
SB1 ^S	Rio Sambaqui, a cerca de 1km do lago Ribeirão Grande.	E-0707924/ S-6844218	2000cm
SB2 ^V	Rio Sambaqui, próximo à sua desembocadura em Ponta do Daniel.	E-0709089/ S-6848436	179cm

^S Coletada por sondagem ao trado oco.

^V Coletada por vibrotestemunhagem.

Fig. 3.6. Localização e distribuição das amostragens invasivas realizadas no delta do rio Tubarão (triângulos invertidos). Em verde, amostras coletadas por sondagem ao trado oco, e em vermelho, por vibrotestemunhagem.

3.2.3. Levantamento de dados prévios de prospecção

Em complemento às dez amostragens executadas por vibrotestemunhagem e STO, realizou-se levantamento de acervo histórico de dados de prospecção mineral (calcário conchífero, areia para agregado e turfa) na região do delta do Tubarão e arredores. Estas prospecções foram realizadas pela empresa CYSY Mineração LTDA, ao longo de 20 anos. Os dados respectivos foram disponibilizados pelo geólogo Francisco J. Coelho, responsável técnico da mesma empresa, na forma de Relatórios Finais de Pesquisa Mineral (RFPMs) (Coelho 1981, 1982, 1985a, 1985b, 1988a, 1988b, 1992, 1993a, 1993b, 1994, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b). Consistem basicamente de seções verticais de prospecção de sub-superfície, realizada via amostragem ao trado comum e SPT, com respectivas descrições sedimentares e localização em mapas (Figura 3.7).

Fig. 3.7. Localização das regiões prospectadas para mineração que foram levantadas para estudo de sub-superfície. 1: Jaboticabeira; 2. Rio do Meio; 3. Sertão da Estiva; 4. Laranjal; 5. Campos Verdes; 6. Garopaba do Sul; 7. Camacho; 8. Tubarão; 9. Canto da Lagoa; 10. Laguna Santo Antônio (I); 11. Laguna Santo Antônio (II); 12. Lago Delfino.

O principal propósito do levantamento de dados prévios de prospecção é a extensão em área e profundidade da correlação estratigráfica de sub-superfície permitida pelas amostragens de maior detalhe realizadas nesta pesquisa (vibrotestemunhagem e STO), especialmente em relação à bacia receptora do delta do Tubarão. Além disso, dado o grande número de furos a trado, o acervo de dados da mineração possibilita também melhorar a resolução no traçado de superfícies delimitantes e descontinuidades principais e auxilia, portanto, na definição da geometria externa das unidades faciológicas, em escala regional.

3.2.4. Coleta de amostras-padrão recentes e antigas

Dois tipos de amostras-padrão recentes foram coletados na região de estudo: areias fluviais dos principais rios contributários do delta do Tubarão e da praia Grande do Sul, e conchas de moluscos viventes nas praias Grande do Sul e do Cardoso.

O objetivo da coleta das areias foi o de comparar a assembleia mineralógica das areias do delta com aquela supostamente fornecida por seus rios contributários principais (Tubarão, Braço do Norte e Capivari de Baixo) e com as areias de praia atual, e ainda verificar possíveis mudanças locais e temporais. Já a coleta de conchas de moluscos recentes destinou-se a análises taxonômica e isotópica, para comparação com resultados obtidos de seus equivalentes fósseis.

Todas as amostras-padrão recentes foram coletadas superficialmente, as areias em barras em pontal ativas dos rios e as conchas de moluscos de exemplares viventes trazidos de redes de arraste por pescadores locais (Quadro 3.1).

Como amostras-padrão antigas, foram coletadas conchas de moluscos em rejeito de mineração calcária de concheiros naturais na barra-barreira em Garopaba do Sul, cerca de 700m a NE do sambaqui Garopaba do Sul I. As amostras foram extraídas de profundidades entre 1 e 2m (Quadro 3.1).

Quadro 3.1. Código, tipo, disposição e localização das amostras-padrão recentes e antigas coletadas.

Código	Tipo de amostra	Disposição vertical	Local de coleta	Localização UTM (zona 22J)
TUB-A	Areia	Superficial	Rio Tubarão	E-0678240/ S-6853215
BRA-A	Areia	Superficial	Rio Braço do Norte	E-0680340/ S-6857036
CAP-A	Areia	Superficial	Rio Capivari de Baixo	E-0696282/ S-6856240
PGS-A	Areia	Superficial	Praia Grande do Sul	E-0694251/ S-6846273
PGS-C	Conchas diversas de animais viventes	Superficial	Praia Grande do Sul	E-0694251/ S-6846273
PCA-C	Conchas diversas de animais viventes	Superficial	Praia do Cardoso	E-0712546/ S-6833878
GAR-C	Conchas diversas fósseis	1 a 2 m de profundidade	Garopaba do Sul	E-0706539/ S-6832380

Em relação a todas as conchas coletadas, a melhor identificação taxonômica possível torna-se requisito básico antes de quaisquer interpretações. Para esta identificação, valeu-se do auxílio de dois especialistas em moluscos: MsC. Rodrigo C. Marques e Dr. Luiz R.L. Simone, ambos pesquisadores do Museu de Zoologia da Universidade de São Paulo (MZ-USP). O trabalho de identificação contou ainda com bibliografia pertinente em três compêndios principais: Abbott (1974), Rios (1984) e Amaral *et al.* (2006).

3.3. ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

3.3.1. Abertura de testemunhos

Para abertura dos vibrotestemunhos, construiu-se uma calha-guia para o encaixe horizontal dos tubos de alumínio da coleta. Uma serra elétrica acoplada à calha-guia foi usada em elevação adequada para partir o invólucro de alumínio, ao longo de duas linhas medianas longitudinais, diametralmente opostas (Figura 3.8). Com uso de um fio de náilon, seccionou-se então o sedimento testemunhado em duas metades iguais, a partir de sua base, seguindo como guias as linhas medianas previamente serradas nos tubos de alumínio. Ao final, dispuseram-se lado a lado as metades partidas dos testemunhos, para a documentação fotográfica e a descrição preliminar de fácies, seguida de coleta de subamostras (Figura 3.8). Uma trena métrica foi posicionada entre as metades do testemunho, da base para o topo, para referenciamento das fotografias, bem como das fácies a serem descritas e subamostradas nas etapas seguintes.

Fig. 3.8. À esquerda, aparato para abertura de testemunho. À direita, testemunho já aberto para descrição de fácies e coleta de amostras.

3.3.2. Descrição de fácies deposicionais

A raridade de afloramentos e a dificuldade de estudo por trincheiras, devido ao nível de água raso, tornou o exame dos sedimentos do delta dependente principalmente de testemunhos e sondagens que, por vezes, apresentaram-se pobres em estruturas reconhecíveis e/ou correlacionáveis. Em virtude disto, mostrou-se conveniente privilegiar, na codificação de fácies adotada neste estudo, os parâmetros litologia e fósseis. Nesta codificação, utilizou-se de letras maiúsculas e minúsculas segundo as seguintes convenções:

1. De uma a três letras maiúsculas para litologia. A litologia, em particular, resumiu-se à classe granulométrica do sedimento predominante, seja ele siliciclástico ou carbonático. Exceção foi feita à turfa (T), aqui admitida como sedimento com mais de 50% de restos vegetais particulados, detriticos ou *in situ*¹³. A granulometria, por sua vez, teve todo o intervalo das classes lutáceas resumido a lama (L) e o das classes rudáceas resumido a cascalho (C), enquanto a classe arenácea subdividiu-se em areia fina, média e grossa (AF, AM, AG). Admitiu-se a combinação de duas classes granulométricas, sendo a primeira, a dominante, e a segunda, a subordinada (por exemplo, areia fina lamosa: AFL).
2. De uma a duas letras minúsculas para fósseis e estruturas sedimentares, sendo que ambos podem estar contempladas na classificação de uma mesma fácies. A simples presença de uma estrutura sedimentar bastou como critério para sua inserção no código; para fósseis, porém, o critério reservou-se a fácies com 5% ou mais em volume estimado de sua presença. Exemplo: AMsv – areia média com estratificação sub-horizontal, marcada por lâminas de detritos vegetais.

Embora importante recurso para abreviar a análise estratigráfica e a correlação, a codificação impõe simplificação nem sempre desejável à descrição de fácies. Não se dispensou, portanto, a descrição prévia de cada fácies.

¹³ A definição adotada aqui será no sentido qualitativo, seguindo-se a recomendação do Esquema de Classificação de Rochas do Serviço Geológico Britânico (RCS-BGS 2003). Quantitativamente, por definição, turfa deve possuir teor de umidade entre 75 e 90%, teor de carbono seco (livre de cinzas) <60% e conteúdo volátil >63%.

3.3.3. Subamostragem de vibrotestemunhos e STOs

Três grupos de subamostras foram coletados dos testemunhos e sondagens obtidos, voltados às seguintes finalidades: 1. estudo de isótopos; 2. datações radiométricas; e 3. caracterização sedimentológica. Esta sequência foi a adotada na coleta das subamostras.

Do grupo subamostrado para isótopos, dois tipos de subamostra foram coletados: sedimento (para isótopos de carbono e nitrogênio) e conchas de moluscos (para isótopos de oxigênio e carbono). Para o primeiro tipo, a coleta foi feita de maneira regular a cada 20cm de profundidade para os testemunhos, e de maneira irregular a cada 50 ou 100cm para STO (a depender do sucesso de recuperação de sedimento em cada intervalo). Seringas com êmbolo adaptado foram usadas na coleta (Figura 3.9). A massa de cada subamostra então obtida foi de cerca de 8cm³, subdivida em quatro alíquotas iguais (uma parte foi destinada a arquivo), todas acondicionadas em papel alumínio, identificadas e congeladas. Para o segundo tipo, a coleta foi feita onde quer que houvessem conchas, neste caso previamente descritas quanto a orientação e profundidade nos testemunhos. No entanto, a decisão quanto aos exemplares de conchas que seriam ou não preparados para análise isotópica de oxigênio e carbono foi feita posteriormente, com base em distribuição, grau de preservação e identificação taxonômica de espécimes.

Fig. 3.9. Coleta de amostras de sedimento para estudo de isótopos estáveis com auxílio de seringa adaptada.

O grupo subamostrado para datação radiométrica compreendeu a coleta pontual de alíquotas biodetríticas de conchas carbonáticas, restos vegetais e turfa ou, em caso de ausência destes materiais, sedimento orgânico. A massa obtida em cada caso foi de no máximo 3g. Conchas inteiras a duas valvas unidas e em aparente posição de vida tiveram preferência. Parte das alíquotas de conchas foi pareada à da coleta para isótopos.

Por fim, o grupo amostrado para sedimentologia foi destinado à análise granulométrica, mineralógica e de teor de matéria orgânica, todas realizadas no Labsed/IG/USP. Alíquotas de aproximadamente 80g foram coletadas por fácies com réplica (coletada na metade oposta do testemunho). Para fácies espessas, adotou-se o critério de uma alíquota a cada cerca de 40cm. O material restante da fácies foi encaminhado para arquivo.

3.3.4. Preparação e análises de subamostras

3.3.4.1. Granulometria

Análises granulométricas da fração terrígena, executadas no Labsed/IG/USP, consistiram inicialmente da remoção manual de partículas biodetríticas (conchas e restos vegetais) a partir de amostras secas, exceto nos casos em que biodetritos consistiam a maior parte da amostra (>50%). Posteriormente, subamostras com massa inicial de aproximadamente 60g foram submetidas a pipetagem em cinco intervalos de 1Φ (escala *phi* de Krumbein) entre silte grosso e argila. Seguiu-se a lavagem de pelíticos por elutriação em funil, etapa em que grande parte dos detritos vegetais visíveis (raízes, folhas etc.) é removida, e peneiramento ao vibrador mecânico em intervalos de $0,5\Phi$ da fração areia.

Nos ensaios de granulometria, optou-se pela não secagem prévia das subamostras, para evitar efeito de aglutinação de partículas coloidais, capaz de falsear resultados (Giannini 1987, 1992). Este procedimento é recomendado, sobretudo, no caso de subamostras com teores consideráveis de lama, ainda mais se rica em matéria orgânica. Desta forma, o controle indireto do peso inicial requereu cálculo do teor de umidade. Para tanto, pequenas alíquotas de cada subamostra (cerca de 10g) foram pesadas, colocadas em estufa a 60°C por 24 horas e pesadas novamente a fim de inferir a massa de água perdida durante a secagem e obter-se assim o teor de umidade. Com isso, calculou-se, para cada subamostra estudada, a massa equivalente úmida a 60g de sedimento seco.

Os procedimentos realizados na análise granulométrica podem ser assim enumerados:

1. separação de alíquota de aproximadamente 10g de amostra úmida para a cálculo do teor de umidade;
2. determinação do teor de umidade e cálculo e separação de massa equivalente de subamostra seca;
3. adição de dispersante (pirofosfato de sódio tri-hidratado: $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), seguida de desagregação em almofariz;
4. pipetagem em proveta de 1L;
5. elutriação da fração pelítica;

6. secagem em estufa do material resultante da elutriação;
7. peneiramento em vibrador mecânico;
8. pesagem das frações separadas pela pipetagem e peneiramento;
9. cálculo das porcentagens das frações granulométricas.

Como os ensaios foram realizados com controle indireto do peso inicial, sem a secagem prévia das subamostras, admitiu-se erro analítico de até 10% (fator de correção, dado pela razão peso inicial/final, entre 0,9 e 1,1).

Dados granulométricos de distribuição de frequência em massa de cada amostra foram, ao final, convertidos para estatísticas descritivas de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria, pela técnica analítica dos momentos de Pearson, através da planilha eletrônica *Momento 4.1.xls* (Paulo C.F. Giannini & Daniel R. do Nascimento Jr.). A classificação nominal das amostras quanto a diâmetro médio e grau de seleção (baseado no desvio padrão), foi feita segundo Wentworth (1922) e Folk (1968).

3.3.4.2. *Minerais pesados*

Alíquotas da fração areia muito fina, previamente separadas durante a análise granulométrica, foram submetidas à separação densimétrica por flutuação e afundamento em líquido denso (bromofórmio, CHBr_3 , $d \approx 2,85\text{g/cm}^3$). Parte das alíquotas incluiu as amostras-padrão recentes dos rios contributários do delta do Tubarão e da praia Grande do Sul (tópico 3.2.5) para comparação entre as assembleias mineralógicas. Frações de minerais pesados das alíquotas separadas ao bromofórmio foram submetidas à separação magnética. Esta separação consistiu em atritar de maneira suave um ímã, devidamente envolto em saco plástico com espessura maior que 0,5mm, sobre a fração de grãos pesados previamente espalhada em superfície lisa. Em seguida, retirou-se o ímã do interior do saco plástico, liberando-se os grãos magnéticos para o recipiente destinado à pesagem em balança analítica. Depois disso, as frações de minerais pesados não-magnéticos foram levemente esfregadas contra folha de papel branca para remoção de impregnações superficiais de óxidos ou matéria orgânica.

Em seguida, da fração de pesados não-magnéticos, foram confeccionadas lâminas, com bálsamo do Canadá natural como meio de imersão, para a contagem em microscópio

petrográfico dos minerais transparentes não-micáceos. Esta quantificação foi feita por contagem convencional até um total de pelo menos 100 grãos, para reconhecimento da assembleia geral de minerais, e em seguida por contagem dedicada a pares minerais (discutida no tópico 2.5.1) até um total de pelo menos 200 grãos (ou toda a lâmina). A contagem dedicada, em particular, valeu-se também da avaliação do resultado de correlação linear (que será discutida no tópico 3.4.2.2) aplicada à contagem convencional. Ao contrário da contagem convencional, o presente estudo realizou contagem dedicada para apenas uma lâmina por intervalo (deltaico ou bacinal) por testemunho. O método aplicado às contagens convencional e dedicada foi o de contagem por faixas (*ribbon counting*: Galehouse 1971).

Os grãos então identificados foram classificados quanto a estabilidade química (Pettijohn 1957¹⁴) e forma e densidade (Mange & Maurer 1992). Quanto a densidade, em particular, os minerais foram separados em mais densos, com densidade $>4\text{g/cm}^3$, e menos densos, com densidade $<3,65\text{g/cm}^3$. Entre os minerais pesados quantificados no presente estudo, também incluíram-se componentes não identificados, agrupados sob a designação de alterita. Foram considerados alterita todos os grãos de minerais pesados transparentes não-identificados por motivos de alteração intempélica parcial a total (van Andel 1958, Nascimento 2006). Nesta análise mineralógica, a presença de alterita foi quantificada, porém sem ser computada no cálculo dos índices de maturidade.

3.3.4.3. *Matéria orgânica*

O teor de matéria orgânica nos sedimentos amostrados foi calculado através de ataque por peróxido de hidrogênio (H_2O_2) 30 volumes a quente (60°C), em béquer disposto sobre chapa aquecedora, segundo método descrito por Grant-Gross (1971) (Figura 3.10). Neste ensaio, calcula-se o teor de matéria orgânica a partir da diferença entre as massas inicial e final, obtida após o ataque por H_2O_2 . A massa inicial adotada para a realização deste ensaio foi de cerca de 10g de amostra seca.

¹⁴ Com exceção de andaluzita, classificada como instável por aquele autor, com base na verificação de sua suscetibilidade à alteração diagenética (soluções alcalinas), mas adotado no presente trabalho como metaestável.

Fig. 3.10. Béqueres sobre chapa aquecedora durante ataque à matéria orgânica pelo método descrito em Grant-Gross (1971).

3.3.4.4. Datações AMS ^{14}C e taxas de sedimentação

Dos vibrotestemunhos e STO, coletaram-se ao todo 33 amostras com menos de 5g para datação AMS ^{14}C em laboratórios estadunidenses. Dessas, 23 amostras foram datadas no laboratório *Beta Analytics Inc.* (Flórida), enquanto as dez restantes foram datadas no *Center for Applied Isotope Studies* da Universidade da Geórgia. O material datado incluiu conchas (17), restos vegetais (11), turfa (quatro) e sedimento orgânico (uma). A escolha das amostras levou em conta sua proximidade com intervalos de interesse estratigráfico (limites faciológicos) e sua distribuição espacial e vertical, no intuito de datar momentos relevantes na evolução do delta e sua bacia receptora imediata, e avaliar variações de taxas de sedimentação.

Todas as amostras datadas foram calibradas no programa *CALIB* (Stuiver & Reimer 1993) 6.0, com distribuição de probabilidades de idades a intervalos de confiança de 95,4% (2σ). A calibração incluiu correção da variação isotópica atmosférica do Hemisfério Sul pelo protocolo SHCal04 (McCormac *et al.* 2004); conchas lagunares receberam correção adicional para efeito reservatório marinho global (R) pelo protocolo Marine04 (Hughen *et al.* 2004).

Esforços em calcular-se variação no efeito reservatório (ΔR) para o litoral sul-sudeste do Brasil tem sido realizados por de Masi (2001), Eastoe *et al.* (2002) e Angulo *et al.* (2005). No entanto, a aparente falta de critérios e/ou meios mais rigorosos naqueles trabalhos tornou prudente, no estado de conhecimento atual, evitar este tipo de correção para as amostras de

conchas do presente estudo, de forma que as datações assim obtidas podem ser interpretadas como idades máximas locais.

Taxas de sedimentação verticais e horizontais foram calculadas para intervalos datados com base nos valores extremos das idades calibradas, para obtenção de valores locais máximos e mínimos, a exemplo de Amaral (2008). Taxas horizontais, em particular, foram calculadas para a progradação do delta do Tubarão com base em intervalos lineares ao longo de seus principais distributários. O uso de intervalos lineares ao invés de volume e/ou área foi adotado em função da impossibilidade de reconhecimento preciso dos limites do sistema deltaico, tanto por conta de fatores como avulsões e mudanças antrópicas superficiais como por interpolação da profundidade de intervalos não amostrados em subsuperfície. Idades anômalas, atribuídas à inversão, ou de intervalos muito diferentes (em termos de fácies e/ou profundidade), foram excluídas do cálculo de taxas de sedimentação.

Para geração dos gráficos de taxas de sedimentação de valores médios com barras de erros, utilizou-se o programa *Microcal Origin 6.0TM*.

3.3.4.5. Alíquotas de sedimentos para $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e razão C/N

Antes da entrada no espectrômetro de massa, alíquotas de sedimentos devem ser preparadas por remoção de resíduos e pesagem. A preparação das alíquotas de subamostras de sedimento selecionadas para análises isotópicas de carbono e nitrogênio foi realizada em duas etapas, sendo a primeira no Labsed/IGc-USP e a segunda, no Laboratório de ^{14}C do CENA-USP.

Durante a primeira etapa, as alíquotas foram descongeladas e em seguida limpas de resíduos visíveis de madeira e de fragmentos de conchas com auxílio de uma pinça. O material restante foi macerado e disposto em béqueres de 100mL com solução fraca de HCl (0,01M) por 24 horas, para remoção de possíveis resquícios de carbonato (Figura 3.11). Em seguida, procedeu-se uma primeira “lavagem” da alíquota; neste procedimento, a coluna de solução sobre o sedimento é removida e descartada com seringa, e a solução no béquer completada com água destilada comum. Esse descarte da solução ácida pode ser aplicado na primeira etapa porque o HCl age como floculante.

Fig. 3.11. Béqueres com amostras sob ataque ácido fraco (HCl 0,01M).

Depois de mais 24 horas, removeu-se a coluna líquida novamente. Desta etapa em diante, entretanto, a turbidez da água destilada tornou-se notável, mesmo após um dia de repouso da solução, em virtude da presença de dispersos coloidais. Como é a fração fina da alíquota, inclusive a coloidal, que concentra os elementos dosados neste ensaio, a coluna líquida removida de cada amostra precisou ser centrifugada de 15 a 20 minutos, após o que o resíduo de fundo foi reincorporado à fração do béquer, por sua vez novamente completado com água destilada (segunda lavagem) (Figura 3.12).

Fig. 3.12. Etapa de centrifugação da fração suspensa da lavagem.

Ao fim de mais um dia, repetiu-se o procedimento executado entre a primeira e a segunda lavagem. Nesta etapa, o sedimento do béquer era sempre removido com mínimo de água destilada possível para dentro de placas de Petri, e colocado para secar em estufa a 40°C. Após a secagem, as alíquotas foram trituradas com auxílio de almofariz e pistilo de porcelana, exceto no caso de sedimento excessivamente arenoso (>75%). O pó obtido após o processamento de cada amostra foi então guardado em pequenos frascos rotulados e enviado para análise no CENA-USP para a segunda etapa de preparação.

Na segunda etapa (CENA), separaram-se duas novas alíquotas de cada uma destas subamostras tratadas na etapa anterior, sendo uma para medição da relação isotópica entre ^{13}C e ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$), e outra para ^{15}N e ^{14}N ($\delta^{15}\text{N}$). Em função da detectabilidade limitada do espectrômetro de massa (idealmente, a amostra deve possuir entre 80 e 250 μg de carbono e/ou nitrogênio), a massa de alíquota para análise deve ser controlada (L.C.R. Pessenda, CENA-USP, com. pessoal).

Essa massa depende do teor de matéria orgânica na alíquota, que pode ser previamente estimado pela análise da subamostra original através do método descrito em Grant-Gross (1971). A base de cálculo para análise isotópica do carbono, realizada por regra de três simples, obedece à seguinte proporção: alíquotas de aproximadamente 1mg para amostras de 30% de

teor em matéria orgânica. Para nitrogênio, a massa da alíquota será aproximadamente o dobro daquela calculada para carbono (embora se recomende que nunca seja menor que 5mg). Para amostras com teor de matéria orgânica (Grant-Gross) igual a zero, as massas utilizadas serão de aproximadamente 15mg (análise de $\delta^{13}\text{C}$) ou 30mg (análise de $\delta^{15}\text{N}$) para lama, e 70-80mg (ambos os elementos) para areia.

A pesagem das alíquotas é realizada diretamente em cápsulas cilíndricas de estanho fundente. Flexíveis, as cápsulas são dobradas em formato aproximadamente esférico, com auxílio de pinças, de modo a encerrar as alíquotas antes da entrada no espectrômetro de massa.

A análise elementar e isotópica de carbono e nitrogênio foi feita no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP, através de analisador elementar acoplado a espectrômetro de massa *ANCA SL 2020 (Europa Scientific)*. Os resultados de C (total orgânico) e N (total) são apresentados em porcentagem de peso seco. Os resultados de isotopia são determinados em relação ao padrão internacional de belemnites da Fm. Pee Dee de Viena (V-PDB) para $\delta^{13}\text{C}$ e em relação à atmosfera (ATM) para $\delta^{15}\text{N}$, com precisão analítica de $\pm 0,2$ permil (‰).

3.3.4.6. Alíquotas de conchas para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

Depois de identificadas taxonomicamente, 23 valvas de conchas fósseis foram selecionadas para análise isotópica de oxigênio e carbono, sob critérios de melhor distribuição espacial entre os testemunhos/sondagens e melhor grau de preservação aparente (i.e., valvas inteiras e unidas). Duas valvas recentes de amostras-padrão também foram incluídas. Todas as conchas foram primeiramente lavadas e limpas com instrumentos de dentista. Em seguida, cada valva foi atacada por H_2O_2 a frio por um dia em béquer pequeno, para remoção de possíveis resquícios orgânicos. Depois de novamente lavadas com água destilada e secas, pedaços de cerca de 1g de cada concha foram extraídos e triturados com pistilo de porcelana. Recolheu-se o pó assim obtido em frascos de vidro apropriados.

A análise isotópica foi realizada no Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepegeo-IG-USP), o qual utiliza basicamente dois equipamentos em linha (*on-line*): o extrator *GasBench II* e o espectrômetro acelerador de massa *Delta^{Plus} Advantage (Thermo Finnigan)*. O primeiro é responsável pela reação, extração e purificação de gás carbônico gerado a partir da amostra, a 72°C. Uma vez purificadas, as

moléculas de CO₂ são enviadas para o espectrômetro a partir de uma placa aceleradora, com trajetória influenciada (desviada) por um eletro-ímã; o raio do desvio de trajetória, proporcional à massa de cada isótopo, é medido por pulsos elétricos e enviado ao computador, onde um programa específico calcula e tabula os resultados. O padrão de referência utilizado para ambas as relações isotópicas (em permil) foi o V-PDB. Os erros analíticos envolvidos nos valores calculados para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram respectivamente de 0,07 e 0,05‰.

3.4. TRATAMENTO DOS RESULTADOS OBTIDOS

3.4.1. Interpolação de dados de perfurações

A partir do acervo de dados de prospecção levantados (tópico 3.2.3), procurou-se obter uma distribuição aproximada da superfície limitante entre depósitos de sistemas sedimentares emersos a parcialmente emersos (delta, barreira etc.) e de bacia receptora, ao largo da área de estudo. Por aproximação, o presente estudo admitiu fácies portadoras de conchas em teores >5% como sendo de origem relacionada à bacia receptora lagunar da região. Com base nisso, optou-se pelo método de interpolação dessas fácies, através da técnica de peso inverso da distância (*inverse distance weighted*) ou IDW, apropriada a conjuntos de dados individuais discretos. Nesta técnica, o valor a ser predito para um ponto ou pólo não medido (pólo a ser criado), localizado entre dois ou mais pólos medidos, é ponderado, com maior peso para os pólos mais próximos, ou da vizinhança imediata (*near neighborhood*).

Seja para uma linha, superfície ou sólido, a interpolação IDW precisa antes estabelecer um valor de força “ótimo” (*optimal power*) p , cuja restrição depende da distância circular considerada dentro da vizinhança. O valor p é estabelecido por validação cruzada: diferentes valores de p são testados para a vizinhança estabelecida, e o que produzir o menor valor de raiz quadrada do erro quadrado médio a ser predito (*root mean square prediction error* – RMSPE) é o escolhido. No cálculo de RMSPE, o valor “real” (medido) de um pólo é comparado com aquele que seria para ele predito a partir dos demais pólos (também medidos) da vizinhança (iteração). Somente após estabelecido p , é que pólos não medidos são criados entre pólos medidos (Figura 3.13).

A interpolação IDW é sensível a valores extremos (*outliers*); em teoria, essa técnica é considerada exata quando valores máximos e mínimos na superfície interpolada não extrapolam valores amostrados (reais, medidos).

O programa escolhido para interpolação foi o *ArcGIS (ArcMap)*TM 9.3, com valor p igual a 2 (inverso quadrado da distância), e raio de busca por pólos a iterar variável (até que os 12 vizinhos mais próximos sejam alcançados). Na interpolação da bacia receptora do delta, sondagens sem evidência de depósitos bacinais receberam o valor extremo -99, em vez de zero, como artifício numérico para evitar a falsa informação de fácies bacinal em superfície.

3.4.2. Análises estatísticas adicionais

Além de métodos estatísticos inerentes a algumas das técnicas de estudo escolhidas para este doutoramento, como a dos momentos de Pearson em granulometria (3.3.4.1), foram realizadas análises adicionais sobre os dados obtidos. Essas análises incluíram: 1. estudo de diagrama em caixa (*boxplot*) para estatísticas descritivas simples de granulometria e índices de minerais pesados; 2. teste de correlação, com valor p , e análise de principais componentes para dados discretos de contagem de minerais pesados; e 3. regressão linear por teste t de Student para correlação entre carbono e nitrogênio das análises isotópicas.

3.4.2.1. Diagrama em caixa (boxplot)

Para apresentar medidas de tendência central e variabilidade das distribuições de frequência granulométrica e de índices de minerais pesados, foram gerados diagramas em caixa (*boxplot*), ferramenta da estatística descritiva que fornece um resumo gráfico destas medidas, com uso do programa *MinitabTM 15*. Esse tipo de diagrama permite observar ao mesmo tempo a extensão das caudas da distribuição (através dos bigodes e dos valores extremos ou *outliers*) e a tendência central (mediana e quartis), o que facilita a comparação entre grupos de dados (Witte & Witte 2005).

Cada quartil agrupa 25% da distribuição acumulada da frequência, sendo os três primeiros (Q1, Q2 ou mediana e Q3) representados pelos traços horizontais da caixa, de baixo para cima. Os bigodes inferior e superior correspondem respectivamente à extensão de valores até 1,5 vezes menores e maiores que a diferença entre Q3 e Q1, além dos limites na caixa estabelecidos por estes quartis. *Outliers* representam valores individuais extremos acima ou abaixo de quaisquer dos valores representados na distribuição da caixa e seus bigodes (Figura 3.14).

3.4.2.2. Correlação linear e valor p

O resultado bruto da contagem dos minerais pesados mais abundantes foi avaliado por par (X,Y) de variáveis (minerais) através de regressão linear, com uso do coeficiente de correlação r, dado por:

$$(3) \quad r = \frac{[n \sum XY - (\sum X)(\sum Y)]}{[\sqrt{n \sum X^2 - (\sum X)^2}][\sqrt{n \sum Y^2 - (\sum Y)^2}]}$$

Onde n é o número de amostras possuidoras dos minerais X e Y. A avaliação da significância de r é feita por cálculo do valor p (p -value), com regra de decisão baseada na escolha do valor de p a ser aceito/rejeitado. O valor p representa o grau de raridade do resultado de r , considerando-se hipótese nula verdadeira. Assim, menores valores p põem em dúvida a hipótese nula e apoiam a hipótese objeto da pesquisa (Witte & Witte 2005). Como r , neste caso, baseia-se numa distribuição normal de frequências, p corresponde graficamente ao campo (unicaudal) que completaria a curva normal através de valores estimados, não observados (Witte e Witte 2005).

Para este estudo, foram admitidos como significantes valores de $r > 0,5$ e $p < 0,05$. Pares de correlação entre várias variáveis (minerais) distribuídas em muitas amostras requereram matriz de correlação para facilitar o exame visual. O programa usado para gerar as matrizes foi o *Minitab*TM 15.

3.4.2.3. *Análise de principais componentes (APC)*

Técnica estatística multivariada, a análise de principais componentes (APC) é voltada a problemas que envolvem simultaneamente variáveis aleatórias de origem diversa, mas potencialmente dependentes entre si (Manly 1995). Desse modo, todas as variáveis devem ser aleatórias e inter-relacionadas de maneira que seus diferentes efeitos não possam ser significativamente interpretados de forma separada.

Embora envolvendo muitas variáveis inerentes ao problema, a análise é dita multivariada por valer-se de **variáveis estatísticas**, que são aquelas criadas a partir do conjunto de dados das variáveis observadas do problema em questão. A variável estatística é gerada a partir da combinação linear das variáveis observadas de um problema com pesos empiricamente determinados (Hair *et al.* 1998). Uma variável estatística de n variáveis ponderadas (X_1 até X_n) pode ser enunciada matematicamente como:

$$(4) \quad VE = w_1 X_1 + w_2 X_2 + \dots + w_n X_n$$

onde X_n é a variável observada e w_n é o peso determinado pela técnica multivariada.

No caso particular da APC, as variáveis estatísticas, também chamadas componentes, são formadas para melhor representarem a estrutura subjacente ou a dimensionalidade das

variáveis como representadas por suas inter-correlações. Múltiplas variáveis estatísticas são geradas pelas combinações entre pesos e as variáveis observadas.

A APC facilita a classificação de conjuntos de dados numerosos (como o de contagem de minerais pesados, por exemplo) e, graficamente, possibilita o exame visual das observações (escores ou amostras portadoras das variáveis observadas; neste exemplo, as amostras de sedimento) em espaço vetorial de elevadas dimensões, o que permite ordená-las segundo os aspectos de interesse em torno das variáveis do problema (pesos; neste exemplo, os próprios minerais pesados: turmalina, zircão etc.).

Hair *et al.* (1998) enumeram quatro critérios para a escolha do número de componentes a serem extraídos, mas afirmam que o da percentagem de variância (ou variância-covariância) é o mais útil em ciências naturais, e de uso mais comum. Neste caso, são extraídos (ou considerados) componentes a nível de confiança de 95% ou até que o último componente explique apenas 5% ou menos da variância total. Graficamente, uma vantagem do uso da variância como critério de extração de componentes é sua relação quadrática com o desvio padrão, o que tende a ressaltar as variáveis do problema que possuem peso destacado (mais alto ou mais baixo), desde que seja esse o objetivo da análise em questão.

Os valores gerados pela matriz de dados para principais componentes são chamados valores próprios (*eigenvalues*), e sua representação gráfica em geral requer normalização logarítmica dos dados. Neste caso, cada eixo gráfico (principal componente ou PC) responde por uma parcela da variância total do conjunto de dados, expressa em porcentagem (ou % de inércia). Esse percentual expressa a capacidade de cada eixo em representar a nuvem de pontos: quanto maior o percentual, melhor a representação da distribuição dos pontos no espaço e, conseqüentemente, das relações existentes entre as variáveis (Carvalho & Struchiner 1992).

No plano bidimensional, pesos podem ser representados por eixos adicionais (eixos-peso) irradiados a partir da origem comum dos PCs. A inclinação e comprimento de eixos-pesos reflete sua relação mútua e com os escores: paralelismo (mesmo quando em lados opostos) indica alta correlação (e o oposto também é verdade), e maior comprimento indica maior representatividade (maior força) de dados (neste caso inclusive na construção dos eixos gráficos de PCs).

No presente estudo, a APC foi utilizada para avaliar o controle de assembleias de minerais pesados sobre as amostras do delta e sua bacia receptora subjacente, além de sua

relação com amostras-padrão recentes dos rios contributários, potencialmente representantes mais fiéis de cada área-fonte. O critério escolhido para extração das componentes foi o da percentagem de variância, graficamente representado a dois componentes (1 e 2). O programa usado para APC foi o *Past 1.54* (Hammer *et al.* 2001).

3.4.2.4. *Regressão linear e teste t de Student*

Admitida a correlação comum entre carbono e nitrogênio como oriundos na matéria orgânica presente nos sedimentos a serem analisados, um teste de regressão linear pode ser executado para validar a premissa, a exemplo do trabalho de Amaral (2008). Neste intuito, foram calculados índices de correlação linear r entre os valores totais de carbono e nitrogênio do resultado das análises isotópicas.

Para avaliar o resultado de r , o critério estatístico usado foi o do nível de significância ou erro I (α), que corresponde à probabilidade de rejeitar uma hipótese nula (H_0) verdadeira. Como H_0 , neste caso, afirma a inexistência de correlação significativa ($r \sim 0$), α pode ser entendido como a probabilidade de aceitar-se correlação inexistente. Neste trabalho, estimaram-se os valores máximos de α por interpolação comparando o quociente t do teste de regressão unicaudal de distribuição (t de Student). Admitiram-se resultados de correlação linear com nível menor ou igual a 0,05 (chance de uma em vinte de rejeitar hipótese nula verdadeira). Amplitude de valores r para estimar α foram extraídos da Tabela III do trabalho de Fisher & Yates (1948 *apud* Creasy 1954).

4. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

4.1. SENSORIAMENTO REMOTO

4.1.1. Fácies morfológicas

4.1.1.1. Lobos

Ao menos sete lobos de dimensões quilométricas e outros três de dimensões subquilométricas distinguem-se sobre a planície deltaica atual do rio Tubarão (Figuras 4.1 e 4.2). Destes, quatro encontram-se em atividade (um sobre a laguna Santa Marta e os outros três sobre a laguna Santo Antônio), enquanto os demais, isolados dos grandes corpos de água e sem distributários ativos, recebem atualmente apenas a sedimentação que extravasa dos canais vizinhos durante inundações. Um provável rumo inicial para sul de migração de lobo deltaico pode ser inferido pela proeminência existente no centro da margem norte da laguna Garopaba do Sul, região cuja textura morfológica encontra-se atualmente muito obliterada por construções antrópicas (fazendas e tanques de carcinicultura) (mapa do Anexo III). Entretanto, as componentes de maior e mais nítido prolongamento aparente de lobos na atual planície deltaica são voltadas para os rumos leste e norte, e corroboram a ideia de progradação deltaica nesses sentidos.

4.1.1.2. Barras em pontal

Na planície deltaica do Tubarão, as barras em pontal possuem dimensões decamétricas a hectamétricas, e destacam-se por alinhamentos de cordões internos às curvas de meandro ativas, cujas depressões intercordões (*swales*), mais úmidas, apresentam vegetação diferenciada ou

evidências de alagamento eventual (Figura 4.3). Em paleodistributários, as barras em pontal apresentam-se pouco distintas.

4.1.1.3. Diques naturais emersos

Possivelmente por serem feições muito tênues e pouco extensas, os diques naturais não puderam ser extensivamente observados por sensoriamento remoto em imagens de satélite. Localmente, porém, podem ser inferidos com base em alinhamentos de árvores, as quais preferem solo menos inundável que o da planície intercanais, na margem dos canais ativos (Figura 4.4). A textura distintiva de paleodistributários é destacada aparentemente não pela presença de diques proeminentes mas por contraste superficial entre sedimentos intra e intercanais.

4.1.1.4. Leques e lagos de crevassa

Leques de crevassa aparecem comumente na planície deltaica do Tubarão, como evidência de extravasamentos e inundações recorrentes. Os leques mais novos destacam-se por contraste textural de constituição, e por associarem-se a alagamentos locais, que podem constituir lagos de crevassa (Figura 4.5). Os lagos de crevassa constituem feições efêmeras e de baixo potencial de preservação ou identificação em planta. Este baixo potencial relaciona-se a escassez de feições morfológicas reconhecíveis por sensoriamento remoto na planície deltaica. Assim, apenas dois lagos de crevassa foram identificados no delta do Tubarão, um dos quais já quase totalmente assoreado.

4.1.1.5. Canais e diques submersos

O sensoriamento remoto realizado mostrou-se muito útil no rastreamento de inúmeras feições submersas no interior das lagunas da região. Isso permitiu delinear o alcance (rumo à jusante) do subsistema frente deltaica, em termos de aporte sedimentar, e reconhecer algumas de suas feições associadas, com destaque para canais e diques submersos, que constituem o prolongamento de desembocaduras de distributários bacia adentro. As principais feições encontradas ocorrem na foz ativa dos rios distributários Sambaqui e Carniça, cuja localização na

laguna Santo Antônio, afastada da desembocadura lagunar de Entrada da Barra, sugere menor influência do retrabalhamento intrabacinal imposto por correntes de maré que adentram a laguna através desta desembocadura (Figura 4.6).

Uma série de canais e diques emersos paralelos entre si dispõem-se na porção final da planície deltaica do Tubarão, onde seu fluxo possui também alguma influência de oscilações e correntes de maré. Ao observar-se o prolongamento desses canais e diques emersos rumo à

bacia lagunar (laguna Santo Antônio), o que se nota é sua continuidade com feições submersas de canais e diques. Desse modo, ao menos uma das formas de progradação do delta do Tubarão rumo à bacia lagunar é a emersão progressiva de antigos canais e diques submersos. Fisiograficamente, os subsistemas planície deltaica e frente deltaica também são limitados, à montante, pela interface entre canais e diques emersos versus submersos. Por essa razão, a apenas 1,5km à retaguarda (SW) da frente deltaica atual, uma antiga frente deltaica pode ser assinalada pela presença de uma série de antigos canais submersos, dispostos paralelamente e em continuidade com os canais ativos na frente deltaica (Figura 4.7).

4.1.1.6. Baías interdistributários

Duas regiões do delta possuem o afeiçãoamento morfológico característico de baía interdistributários: 1. a borda oeste da laguna Santo Antônio, entre os rios Sambaqui e Carniça; e 2. a porção noroeste da laguna Santa Marta, entre distributários menores associados aos rios Mirim e do Meio.

A baía interdistributários da laguna Santo Antônio forma um semicírculo inundado e raso de cerca de 1km², possivelmente plano a julgar pela ausência aparente de feições deposicionais submersas em seu interior. Seu limite laguna adentro é bem marcado pelo início do declive e de outras feições submersas (i.e. canais submersos, marcas de corrente etc.) do subsistema frente deltaica (Figura 4.8).

A segunda baía citada é menor, com cerca de 42ha de área inundada, de profundidade muito rasa (menos de 1m: Oliveira 2004), alongada quase E-W. Difere da baía da laguna Santo Antônio por não possuir transição clara para outras feições da frente deltaica na laguna Santa Marta (Figura 4.8).

Regiões de embaixamentos rasos, como a das baías interdistributários descritas, são propícias ao desenvolvimento de vegetação de água salobra como manguezais e marismas, estes últimos primeiramente descritos por Guerra (1950) como “banhados”, em parte atribuídos por Giannini (1993) ao sistema lagunar da região. Em adição, a região adjacente à baía interdistributários da laguna Santo Antônio é tida como importante zona de transição florística atual, por constituir o limite sul da zona de ocorrência de vegetação de mangue no Brasil (Santos & Araújo 1987).

4.1.2. Avulsões

Foram mapeadas 69 avulsões naturais na planície deltaica do rio Tubarão, a partir de relações de truncamento entre seus canais/paleocanais distributários (Tubarão, Tubarão das Conchas, Guarda, Sambaqui, Carniça, Madre e Mirim) e contributários (Congonhas e Sangão). Embora de menor interesse sobre a evolução pretérita do delta, seis avulsões antropogênicas também são descritas para trechos dos rios Tubarão, Madre e Carniça, além dos rios

contributários Capivari de Baixo, Riachinho e Sangão (estes dois últimos encontram-se totalmente canalizados e deslocados de sua posição original) (mapa do Anexo IV).

Aparentemente, a maioria das avulsões naturais deslocou canais por distâncias máximas entre 300 e 600m. O grupo de avulsões do rio Tubarão das Conchas, localizado no extremo noroeste da planície deltaica, destacou-se por deslocamentos superiores a 1000m. O rumo de deslocamento máximo das avulsões naturais discriminou quatro grupos de canais, diferenciados principalmente quanto à sua localização sobre a planície (Figuras 4.9 e 4.10). O primeiro grupo, do rio Tubarão, deslocou paleocanais do ápice da planície para SW (rumos entre 200-250°), de encontro ao maciço cristalino do Morro de Congonhas. O segundo grupo, do rio da Guarda, lançou seus paleodistributários preferencialmente para ENE (50-100°) a partir das proximidades de Mato Alto, assoreando as porções ocidentais do lago Manteiga. O terceiro grupo, representado principalmente pelos rios Mirim e Carniça, progradou a frente deltaica com rumo resultante para NNE (0-50°), de encontro à laguna Santo Antônio, passando adjacente ao lago Ribeirão Grande, a norte, e à laguna Santa Marta e suas planícies retrobarreiras limitantes (Rio do Meio e Campos Verdes), a sul. A migração imposta por avulsões a estes três primeiros grupos de canais, na sequência supracitada desde o rio Tubarão (mais a montante) até os distributários Mirim e Carniça (a jusante), resumem a maneira como o delta do rio Tubarão evoluiu nos últimos milênios.

Fig. 4.9. Avulsões em distributários e contributários da planície deltaica do rio Tubarão, representadas em diagrama de dispersão circular entre as medidas aparentes (máximas) de distância (raio), em metros, e rumo, em graus. Estatísticas: número de observações (n) = 69, vetor médio (μ) = 75°, desvio padrão circular (σ -circular) = 95°.

Fig. 4.10. Rosas de frequências de rumo de deslocamento máximo de avulsões dos distributários e contributários do delta. A. Rio Tubarão ($n=11$, $\mu=236^\circ$, $\sigma\text{-circular}=45,5^\circ$). B. Rio da Guarda ($n=11$, $\mu=67^\circ$, $\sigma\text{-circular}=14,5^\circ$). C. Rios Carniça e Mirim ($n=11$, $\mu=49,8^\circ$, $\sigma\text{-circular}=67^\circ$). D. Rio Sangão ($n=7$, $\mu=127^\circ$, $\sigma\text{-circular}=5,8^\circ$). O deslocamento radial da linha em “T” refere-se ao valor médio de frequência, e o arco de círculo ao desvio padrão circular daquele valor.

O quarto grupo de avulsões naturais é representado pelo contributário rio Sangão, cujo canal migrou predominantemente para SE ($100\text{-}150^\circ$), através do vale-laguna existente a sul da cidade de Jaguaruna (Giannini 1993, Amaral 2008). Localizado no extremo sudoeste da área de estudo, este rio teve papel mais discreto no preenchimento da bacia receptora do delta. Sua importância, juntamente com a do rio Congonhas, deve ter-se limitado ao assoreamento da porção noroeste da laguna Garopaba do Sul, próximo ao lobo externo do paleocanal rio da Guarda.

Situação à parte ocorre com o distributário rio da Madre, que apresentou maior dispersão de dados de rumos de avulsão natural (Figura 4.11), especialmente por conta de seu trecho a jusante do distributário Mirim. Nesse local, sua posição aproximadamente circunscrita entre as

lagunas Garopaba do Sul e Santa Marta, a sul, e o lago Ribeirão Grande, a norte, sugere que a instabilidade de seu canal se deve à variação de gradientes topográficos em torno daquelas depressões. Esta dispersão sugere ainda controle autogênico nas avulsões naturais do delta do rio Tubarão.

4.1.3. Interpolação do limite superior de fácies bacinais

A interpolação dos dados de contato entre fácies, referentes a 216 sondagens, aponta para quatro regiões em que o limite superior de fácies bacinais ocorre em maior profundidade (Figuras 4.12 e 4.13). A profundidade média de ocorrência de fácies bacinais foi calculada em cerca de 1,6cm, mas nas quatro regiões citadas, ela chega a mais de 6m. Tais locais são aqui interpretados como paleodepressões no fundo da bacia receptora, com possível controle sobre rumos pretéritos preferenciais de migração fluvial, inclusive avulsões. Ao longo da evolução do delta, o caráter suave da descida do NRM nos últimos milênios pode ter favorecido a migração fluvial rumo às paleodepressões, dirigida pelo aumento do gradiente topográfico em pontos específicos, à semelhança do descrito nos trabalhos de Törnqvist (1994) e Bridge (2003).

De montante para jusante, sobre a planície deltaica do rio Tubarão, a primeira paleodepressão ocorre no ápice, em Tubarão, região de confluência entre o rio de mesmo nome e o rio Capivari de Baixo. A segunda paleodepressão encontra-se junto ao Morro de Congonhas,

em seu lado leste, região para a qual o rio Tubarão migrou por sucessivas avulsões (tópico 4.1.2). A terceira paleodepressão situa-se na face sul do maciço cristalino que separa os municípios de Tubarão e Laguna, quase coincidente com a atual posição do lago Ribeirão Grande. Este lago pode constituir-se em feição reliquiar, herdada dessa paleodepressão. A quarta e última paleodepressão ocorre no centro da planície retrobarreira de Campos Verdes, sem relação aparente com o sistema deltaico.

Fig. 4.12. Localização das 216 sondagens usadas para interpolação de dados estratigráficos na área de estudo.

Fig. 4.13. Resultado da interpolação, por peso inverso da distância (IDW), da profundidade de ocorrência do limite superior das fácies pré-deltaicas. Os valores de profundidade (PROFMIN) na legenda estão em centímetros.

4.1.4. Seções

Rio da Guarda - Laranjal (RGU-LAR): nesta seção, destaca-se a continuidade relativamente homogênea de fácies deltaicas associadas ao lobo do rio da Guarda, em seu contato com depósitos bacinais, até próximo ao canal de Jaguaruna (Figura 4.14). Esse canal artificial retilíneo, construído para conectar os rios Congonhas e da Madre, possui evidências de material de rejeito antrópico relacionado à sua escavação, na forma de montículos depositados em suas margens (dique artificial), a exemplo de outras drenagens criadas pelo homem da região. No local do vibrotestemunho GD3, este tipo de rejeito não foi observado em fotografias aéreas e nem no campo, mas a sucessão ali testemunhada atesta para recorrência de areia com conchas

retrabalhadas no topo da coluna amostrada, fato sugestivo de que material de descarte da escavação do canal de Jaguaruna teria sido ali despejado.

Rio Capivari de Baixo - Praia Grande do Sul (RCB-PGS): disposta ao longo do eixo de cabeceira do delta do Tubarão, esta é a mais longa das seções, com 21km de extensão. Possui a peculiaridade de ilustrar de modo representativo a grande extensão da bacia pretérita na região de estudo (Figura 4.15). Essa extensão é delineada rumo montante por fácies conchíferas até o ápice do sistema deltaico, na zona de confluência dos rios Tubarão e Capivari de Baixo. A paleodepressão da bacia receptora junto ao morro de Congonhas, interpretada por interpolação no tópico anterior (4.2.2), destaca-se pela curvatura para baixo da fácies bacinal na região da sondagem TB2.

Morro de Congonhas - Ponta da Galheta (MCO-PGA): a ausência de fácies bacinais nos intervalos amostrados em duas das quatro sondagens (TB3 e MR1) desta seção restringiu a correlação estratigráfica. O traçado do limite estratigráfico delta/bacia baseou-se na assunção de que a base das fácies deltaicas nas sondagens são o limite superior máximo do registro bacinal, combinada ao uso de outras duas sondagens (TB2 e MD1) como guia para correlação (Figura 4.16).

Ribeirão Grande - Praia de Santa Marta (RIB-PSM): embora curta (menos de 10km), esta seção evidencia certa continuidade dos sedimentos da bacia além dos limites do delta, na região da planície litorânea de Campos Verdes (onde o assoreamento foi por cordões litorâneos e não deltaico). Esta inferência é bem embasada pelo grande número de sondagens realizadas pela CYSY naquela localidade. Uma parte destas sondagens, destacada na Figura 4.17, localizada ligeiramente mais a NE (cerca de 800m), demarca uma paleodepressão bacinal em meio à planície, previamente sugerida por interpolação.

Ponta do Daniel - Praia do Mar Grosso (PDA-PMG): este é a mais curta (9km) das seções, e também é a mais carente de informação sondada para o limite superior de fácies de bacia. Porém, a continuidade desse limite pode ser traçada pela ligação das fácies descritas na base

amostrada do único vibrotestemunho (SB2) do perfil com o substrato recente da bacia atual (laguna Santo Antônio) (Figura 4.18).

Fig. 4.15. Seção Rio Capivari de Baixo - Praia Grande do Sul. Fontes em azul indicam a posição de sondagens levantadas (CYSY), e fontes em vermelho, a de vibrotestemunhos e STOs desta pesquisa.

Fig. 4.16. Seção Morro de Congonhas - Ponta da Galheta. Fontes em azul indicam a posição de sondagens levantadas (CYSY), e fontes em vermelho, a de vibrotestemunhos e STOs desta pesquisa.

Fig. 4.17. Seção Ribeirão Grande – Praia de Santa Marta. Fontes em azul indicam a posição de sondagens levantadas (CYSY), e fontes em vermelho, a de vibrotestemunhos e STOs desta pesquisa.

Fig. 4.18. Seção Ponta do Daniel - Praia do Mar Grosso. Fontes em azul indicam a posição de sondagens levantadas (CYSY), e fontes em vermelho, a de vibrotestemunhos e STOs desta pesquisa.

4.2. FÁCIES DEPOSICIONAIS

4.2.1. Subdivisão e distribuição de fácies

A partir das colunas sedimentares obtidas por vibrotestemunhagem e STO, foram confeccionadas colunas estratigráficas com escala granulométrica simplificada e indicação de fácies por código (vide Figura 5.1), devidamente localizadas em mapa (Anexos III e IV), conforme métodos descritos em 3.2.2 e 3.3.2.

Um total de 15 fácies foi estabelecido com base na compilação desses dados, reunidas em quatro grupos: M. fácies terrígenas sem estrutura aparente (maciças); E. fácies terrígenas a pouco fossilíferas com estrutura sedimentar; V. fácies com detritos vegetais (5% ou mais em volume estimado); e C. fácies com conchas (5% ou mais em volume estimado) (Quadro 4.1, Figura 4.19).

Quadro 4.1. Grupos, símbolos, descrição e interpretação de fácies dos testemunhos.

	Símbolo	Descrição	Interpretação
Grupo M	L	Lama. Distintos fragmentos de plantas e/ou conchas podem ocorrer, esparsos, em pequena quantidade (<5%). Pedogênese é às vezes evidente pela presença de bandas oxidadas e/ou mosqueadas, e por marcas de raízes (<5%).	Decantação e material suspenso em águas rasas, calmas. Posterior colonização vegetal, inclusive em condições subaéreas.
	AFL	Areia fina lamosa. Pode apresentar baixos teores (<5%) de farinha de conchas e/ou fragmentos de vegetais, dispersos. Pedogênese incipiente e marcas de raízes também podem ocorrer.	Predomínio de deposição subaquosa terrígena, trativa, com eventual decantação de finos em momentos de baixa energia. Correntes de fundo episódicas arrastam conchas previamente fragmentadas do fundo da bacia, enquanto detritos vegetais são decantados <i>in situ</i> . Posterior colonização vegetal, inclusive em condições subaéreas.
	AM	Areia média. Pode apresentar baixo teor em lama (<5%), às vezes associado a tênues laminações sub-horizontais. Pedogênese pode ocorrer, evidenciada por bandas oxidadas de cor alaranjada.	Deposição subaquosa predominantemente trativa, com raros episódios de decantação sob condições calmas. Posterior emersão (condições subaéreas).
	AG	Areia grossa, mal selecionada, com até 10% de teor em lama.	Deposição trativa por arraste e alguma suspensão, com possível influência de fluxos gravitacionais.
Grupo E	Llc	Lama com lentes de areia lamosa e conchas. Localmente, a disposição e aumento para cima da frequência das lentes marca granocrescência ascendente. Também podem ocorrer bolas de areia lamosa.	Alternância entre decantação e tração subaquosos, com predomínio de decantação (laminação heterolítica do tipo <i>linsen?</i>).
	AFslv	Areia fina com laminação sub-horizantal, marcada por lâminas de lama com detritos vegetais. Pode ocorrer mosqueamento e marcas de raízes em horizontes mais pedogenizados.	Sucessão de ciclos de energia trativa decrescente em meio subaquoso, ligados a barras em pontal. Episódios de emersão e colonização vegetal subaéreas ao final de cada ciclo.
	AMsv	Areia média com laminação sub-horizantal, marcada por lâminas de detritos vegetais. As lâminas de detritos vegetais constituem-se de material grosso (até cascalho). Pode ocorrer pedogênese incipiente, marcada por oxidação em tons alaranjados. Tênues laminações milimétricas de lama podem estar presentes.	Sucessão de ciclos de energia trativa decrescente em meio subaquoso, ligados a barras em pontal. Episódios de emersão e colonização vegetal subaéreas ao final de cada ciclo.

Quadro 4.1. Grupos, símbolos, descrição e interpretação de fácies dos testemunhos (Continuação).

Grupo V	Lv	Lama com detritos vegetais. Localmente, apresenta nítida laminação sub-horizontal.	Decantação de material suspenso em águas rasas, calmas, incluindo detritos vegetais autóctones.
	AFLv	Areia fina lamosa com detritos vegetais. Pode ocorrer nítida laminação sub-horizontal, marcada por contraste granular. Em alguns casos, também apresenta marcas de raízes.	Predomínio de deposição subaquosa terrígena, trativa, com eventual decantação de finos em condições calmas, inclusive detritos vegetais alóctones. Posterior colonização vegetal subaérea.
	AMLv	Areia média lamosa com detritos vegetais. Pode ocorrer pedogênese, marcada por oxidação em tons alaranjados, e marcas de raízes.	Deposição trativa por arraste e alguma suspensão, em condições subaquosas e subaéreas mistas. Decantação de detritos vegetais <i>in situ</i> . Posterior colonização vegetal em condições subaéreas.
	AGv	Areia grossa com detritos vegetais. Fragmentos de plantas na fração grânulo e seixo são comuns. Laminação sub-horizontal pode ocorrer, marcada por alternância entre areia terrígena e biodetritos vegetais. Apresenta teor de lama variável (até 5%).	Deposição trativa terrígena e biodetrítica (vegetal), alóctone, por arraste e saltação em condições subaquosas e com variação de energia do meio.
	T	Turfa*: >50% de detritos vegetais particulados. Eventualmente, observa-se textura granulada pela presença de agregados de lama. Tênu e estratificação sub-horizontal também pode ocorrer, marcada por lâminas de lama.	Decantação subaquosa de material suspenso <i>in situ</i> e/ou sedimentação autóctone, em brejos e corpos de água estagnados.
Grupo C	Lc	Lama com conchas. As conchas ocorrem esparsas e fragmentadas, em sua maioria. Eventualmente, podem ocorrer lâminas de bioclastos de conchas, às vezes junto a material terrígeno grosso.	Predomínio de decantação subaquosa de material suspenso em condições calmas, mas com sedimentação trativa episódica.
	AFLc	Areia fina lamosa com conchas.	Predomínio de deposição subaquosa terrígena, trativa, com eventual decantação de finos em condições calmas. Correntes de fundo episódicas arrastam conchas previamente fragmentadas do fundo da bacia.
	Cc	Cascalho conchífero: >50% de conchas na fração cascalho. As conchas ocorrem fragmentadas, em sua maioria. Apresenta teor de terrígenos variável entre 5 e 20%, desde lama até grânulos. Eventualmente aparecem bioclastos de origem marinha (carapaças de ouriço, poliquetas etc.).	Deposição trativa subaquosa, por arraste e saltação. Alguma contribuição terrígena mal selecionada, subaérea, por fluxo gravitacional.

* Segundo a classificação do Serviço Geológico Britânico (Hallsworth & Knox 2003).

Fig. 4.19. Aspecto dos sete vibrotestemunhos abertos e sua subdivisão faciológica.

O grupo M (L, AFL, AM, AG) abrange as fácies mais frequentes e que ocupam maior volume amostrado nas sondagens, com predomínio das arenosas finas, especialmente nas porções distais do sistema deltaico. Afinamento e melhora na seleção das areias são evidentes rumo às porções mais distais do delta, mudança textural que pode em parte associar-se à redução da influência de depósitos de colúvio e/ou de fluxos gravitacionais associados a encostas.

O grupo E (Llc, AFslv, AMsv) abrange o conjunto de fácies mais restrito em abrangência e número, portadoras de tênues estruturas sedimentares. O processo interpretado para suas fácies é diferenciado: em Llc, de constituição heterolítica, a estrutura reconhecida é a

de lentes de lama em meio à areia. Seu significado genético não é claro, nem deve ser único: pode associar-se a fácies de transição litoral - costa afora (abaixo do nível de base médio de ondas de tempo bom), à influência de marés (zona intermarés inferior) e mesmo a redutos de sedimentação lamosa distais de material transportado a partir das encostas. No caso das fácies AFslv e AMsv, o processo deposicional deve ter envolvido alternância de alta frequência na energia de transporte trativo na margem de canais fluviais, com formação de barras em pontal.

O grupo V (Lv, AFLv, AMLv, AGv, T) é composto de fácies com detritos vegetais predominantes ou subordinados, geralmente mais expressivas nas porções superiores das colunas sondadas. Na mesma região de estudo, há evidências de que o isolamento gradual de antigos corpos de água com conexão restrita com o mar, relacionado principalmente à queda do NRM regional nos últimos milênios, favoreceu a formação de pântanos e brejos com intensa sedimentação por detritos vegetais (Amaral 2008, Fornari *et al.* 2009). No caso específico das localidades associadas ao distributário rio da Guarda, esse tipo de sedimentação pode relacionar-se ao abandono de canal via avulsão. Nas partes mais proximais do sistema deltaico, fácies com detritos vegetais subordinados quase sempre se associam a sedimentos texturalmente mais imaturos (i.e. areias lamosas) que o de fácies subjacentes (areias com conchas).

O grupo C (fácies com conchas: Lc, AFLc, Cc) é o segundo maior em termos de frequência e volume amostrado nas sondagens. Aliado a sua ampla distribuição, esse fato demonstra tanto a reconhecida vocação da região para a exploração de calcário conchífero como o vasto alcance pretérito dos corpos de água lagunares que abrigaram este tipo de sedimentação. Estratos com maior concentração de conchas (Cc) foram encontrados nas localidades de Ponta do Daniel, Travessão e Cigana, especialmente nas sondagens mais próximas à laguna Garopaba do Sul. Alguns dos sambaquis mais volumosos da região de estudo (Jaboticabeira, Garopaba do Sul), talvez não por acaso, avizinham-se a essas localidades. Especialmente nas porções vibrotestemunhadas mais proximais do delta do Tubarão, fácies portadoras de conchas tendem a posicionar-se preferencialmente na base das colunas amostradas. Nessas localidades, sua presença pode ser indicativa de depósitos bacinais pré-deltaicos.

Além dos intervalos de fácies sedimentares descritos, depositados por processos naturais, os testemunhos TB1 e TB2 apresentaram em seus intervalos de topo (0-450cm e 0-200cm, respectivamente) material de origem artificial, referidos como “rejeito antrópico”. Esse tipo de

material incluía uma mistura heterogênea de lixo e restos de carvão mineral de siderurgia junto a lama e areia, o que os tornou facilmente distinguíveis de intervalos de fácies naturais.

4.2.2. Associações de fácies

Com base nas fácies descritas anteriormente, quatro associações foram reconhecidas: preenchimento de canal ativo (AT), preenchimento de canal abandonado (AB), finos de intercanais (*overbank fines*) (FI) e bacia lagunar (BL).

Preenchimento de canal ativo (AT) – é composta por fácies predominantemente arenosas e sem conchas, às vezes com detritos vegetais e lama associados (AFLv, AFslv, AMLv, AM, AMsv, AG, AGv). Estas fácies apresentam, na maioria dos casos, laminação sub-horizontal, por vezes marcada por sucessões de detritos vegetais grossos intercalados com areia. Seu contato basal, quando observado, é sempre abrupto com fácies portadoras de conchas da associação BL. Para o topo, é comum encontrar contatos transicionais com fácies da associação AB ou níveis oxidados de solos ou paleossolos.

A associação de preenchimento ativo foi encontrada em testemunhos em paleocanais e adjacências. É interpretada como representante da chegada e atividade de canais distributários do delta do rio Tubarão sobre corpos lagunares, com deposição de areia via tração. Admite-se que parte do sedimento da associação AT seja advindo de colúvio e/ou depósitos de fluxos gravitacionais de encostas próximas, a julgar pela presença de intervalos anomalmente mal selecionados (AMLv, AG).

Preenchimento de canal abandonado (AB) – essa associação é rica em matéria orgânica vegetal e composta pelas fácies Lv e T, ou mesmo a fácies T isoladamente, desde que em passagem transicional, da base, com depósitos da associação AT. Dentre as estruturas, destaca-se estratificação sub-horizontal tênue na fácies T. Condições de deposição redutoras são sugeridas pela ausência aparente de oxidação da matéria orgânica.

A exemplo da associação de fácies AT, a associação de canal abandonado foi encontrada em testemunhos em paleocanais e adjacências. Ela é aqui interpretada como evidência estratigráfica da avulsão de paleocanais distributários, com colonização vegetal e

formação de lagos de meandro temporários, sujeitos a decantação de sedimentos brejosos ricos em matéria orgânica.

Finos de intercanais (FI) – esta associação marca-se pela presença de fácies lamosa (L) em contato abrupto direto com depósitos da associação de fácies BL. Areia e fragmentos milimétricos esparsos de detritos vegetais e/ou de conchas podem ocorrer de modo desorganizado.

Depósitos atribuídos a finos de intercanais foram recuperados de testemunhos próximos a canais distributários ativos (Sambaqui) e inativos (Guarda). Interpreta-se que áreas planas entre os distributários são episodicamente sujeitas a breve deposição trativa via extravasamento de canais, com alagamento temporário, favorável a deposição, via decantação, mais duradoura.

Bacia lagunar (BL) – esta associação é composta predominantemente por fácies arenosas e lamosas, geralmente ricas em conchas e fragmentos de conchas, e desprovidas de fragmentos vegetais (Lc, Llc, AFL, AFLc e Cc). Internamente, as fácies mais arenosas podem apresentar estratificação sub-horizontal tênue. Contatos de topo abrupto com fácies da associação AT são comuns.

A profundidade de ocorrência da associação BL é muito variável entre os testemunhos, mas ela é mais comum a partir de 2,5m. O preenchimento sedimentar desta associação deve ter sido em geral mais lento e contínuo em comparação com as demais, mas com dinâmica localmente variável, relacionada principalmente a profundidade da lâmina de água (herdada em maior parte), pista de vento efetivo e posição relativa aos elementos fisiográficos de entrada e saída de sedimentos (desembocaduras fluviais e lagunares).

O Quadro 4.2 resume as associações de fácies encontradas e a interpretação de sua origem. O bloco-diagrama da Figura 4.20 ilustra o modelo de associações de fácies reconhecidas por este estudo para o delta do rio Tubarão.

Quadro 4.2. Associações de fácies descritas para os testemunhos e sua interpretação.

Código	Associação de fácies	Fácies constituintes	Interpretação
AT	Preenchimento de canal ativo	AFLv, AFslv, AM, AMLv, AMsv, AG, AGv	Chegada e atividade de canais distributários do delta do rio Tubarão sobre corpos lagunares.
AB	Preenchimento de canal abandonado	Lv, T	Inativação de canais distributários, com colonização vegetal e formação de lagos de meandro temporários e brejos de água doce.
FI	Finos de intercanais	L	Extravasamento episódico de distributários, com alagamento temporário de planícies intercanais.
BL	Bacia lagunar	Lc, Llc, AFL, AFLc, Cc	Dinâmica subaquosa contínua e duradoura, regida por fatores locais relacionados a profundidade, pista de vento e proximidade de desembocaduras.

Fig. 4.20. Bloco-diagrama ilustrativo das associações de fácies de canal ativo (AT), canal abandonado (AB), finos de intercanais (FI) e bacia lagunar (BL).

4.3. ANÁLISES LABORATORIAIS

4.3.1. Granulometria

4.3.1.1. Distribuições granulométricas

Resultados granulométricos (fração terrígena) brutos de distribuição em massa e suas estatísticas descritivas segundo o método dos momentos de Pearson, obtidos dos vibrotestemunhos e STOs, e calculados pela planilha *Momento 4.1*, encontram-se no Anexos I e II.

Nos testemunhos estudados, a distribuição dos valores brutos de granulometria mostrou resultados distintos para intervalos previamente discriminados (pela análise de fácies) entre deltaico e bacinal. Intervalos bacinais apresentaram distribuição bimodal média concentrada na transição entre as classe areia muito fina ($3,25\Phi$, com 25% da massa, em média) e areia fina ($2,75\Phi$, com 22 %) e na classe argila (9Φ ou maior), enquanto intervalos deltaicos apresentaram até quatro modas: em areia fina ($2,25\Phi$, 12%, e $2,75\Phi$, 10%), em silte grosso ($4,5\Phi$, 14%), em silte fino ($6,5\Phi$, 8%) e em argila (9Φ ou maior) (Figura 4.21).

É sabido que distribuições granulométricas polimodais em geral indicam mistura de fontes de sedimentos, durante ou após (infiltração) a deposição (Suguio 1973), ou a atuação de processos sedimentares concomitantes (por exemplo, decantação e tração). No caso dos sedimentos analisados, ambas as hipóteses podem ser aventadas, uma vez que se dispõe de intervalos particulares de fácies bacinais em que a distribuição granulométrica também é polimodal (por exemplo, a base do testemunho SB2), e de fácies deposicionais deltaicas geradas por processos presumivelmente diferentes.

Fig. 4.21. Distribuição granulométrica média de intervalos deltaicos (à esquerda) e bacinais (à direita), com destaque para suas modas. Os valores em ϕ na coluna das abscissas referem-se à mediana do intervalo granulométrico.

4.3.1.2. Momentos de Pearson

O cálculo das estatísticas dos momentos de Pearson mostrou que, no universo de todas as amostras analisadas, predominam sedimentos com diâmetro médio entre areia muito fina e silte, muito mal selecionados a mal selecionados, e de assimetria positiva. Dentre estas três medidas estatísticas (tamanho médio, desvio padrão e assimetria), a assimetria, embora predominantemente positiva (cerca de metade das amostras), foi a mais variável, atingindo também valores negativos e muito negativos. A assimetria apresenta ainda tendência para

comportamento especular em relação aos demais parâmetros, especialmente diâmetro médio, independentemente do intervalo.

Amostras previamente classificadas como deltaicas e bacinais pela análise de fácies apresentaram algumas diferenças granulométricas em termos gerais. No entanto, a análise particular por testemunho demonstra controle principalmente local nas diferenças observadas, em parte devido a diferenças faciológicas.

Para o diâmetro médio, ocorre ligeiro predomínio de valores entre 3 e 4 Φ (areia muito fina) nas amostras deltaicas, e entre 2,5 e 3,5 Φ (areia fina a muito fina) nos intervalos atribuídos à deposição bacinal (Figura 4.22). Valores abaixo de 1 Φ (areia grossa), ocorrentes no STO TB2 e no intervalo bacinal do vibrotestemunho SB2, sugerem mistura com material de depósitos de colúvio e/ou fluxos gravitacionais das encostas adjacentes (morros de Congonhas e Grande).

Fig. 4.22. Diagrama em caixa para diâmetro médio de todos os testemunhos. Intervalos deltaicos (D) em laranja, e intervalos bacinais (B) em azul.

Quanto ao desvio padrão, delta e bacia permanecem similares, com predomínio de valores acima de 1,5 Φ , ilustrativos do baixo grau de maturidade textural dos sedimentos em geral (Figura 4.23). Qualitativamente, a baixa maturidade textural também é evidenciada na simples observação de lâminas de minerais pesados de alguns intervalos estratigráficos (Figura 4.24), dentro da classe areia muito fina, onde se evidencia mistura de grãos de diferentes graus

de arredondamento. Valores destacados de desvio padrão acima de $3,5\Phi$ ocorrem no vibrotestemunho MD1 (rio da Madre), tanto nas fácies deltaicas quanto bacinais, o que descarta o controle faciológico. Porém, não se trata, neste caso, de mistura de sedimentos deltaicos e lagunares com material transportado a partir de encostas de morros, como interpretado para TB1, TB2 e SB2, visto que MD1 se encontra mais de 3km afastado do promontório mais próximo (Morro Grande).

Fig. 4.23. Diagrama em caixa para desvio padrão da distribuição granulométrica de todos os testemunhos. Intervalos deltaicos (D) em laranja, e intervalos bacinais (B) em azul.

Fig. 4.24. Visão petrográfica panorâmica (polarizadores paralelos) de lâmina de minerais pesados atribuída a fácies deltaica (TB3-68). Embora confeccionada apenas com a fração areia muito fina, a ocorrência de diferentes graus de arredondamento para mesmo mineral pode ser considerada sugestiva de alguma mistura de fontes.

No caso da assimetria, delta e bacia apresentaram predomínio de valores positivos entre $+0,5$ e $+1,5\Phi$, com destacada exceção para valores negativos do intervalo deltaico das amostras de rio da Guarda (GD1, GD2 e GD3) (Figura 4.25). Segundo Muehe (1996), distribuições assimétricas negativas relacionam-se em muitos casos a meios em que a energia do agente de transporte se reduz localmente, ou é passiva (decantação). Entretanto, no caso das amostras de rio da Guarda, a explicação é seu conteúdo mais rico em detritos vegetais grossos de intervalos turfosos que, neste caso, são contabilizados na análise granulométrica.

Fig. 4.25. Diagrama em caixa para assimetria granulométrica de todos os testemunhos. Intervalos deltaicos (D) em laranja, e intervalos bacinais (B) em azul.

4.3.2. Minerais pesados

4.3.2.1. Generalidades

A análise de minerais pesados envolveu a contagem ao microscópio petrográfico de mais de 18500 grãos em 88 lâminas (Anexo I). Deste total, cerca de 42% em média eram de grãos opacos. Dentre os transparentes, foi encontrado um alto teor de minerais alterados (alterita), não-identificados ou de identificação duvidosa, com cerca de 23% de frequência de contagem em média. Dentre os testemunhos analisados, somente GD1 não apresentou teores suficientes para contagem de minerais pesados, por toda a coluna amostrada.

Os minerais¹⁵ pesados transparentes não-micáceos (PTNM) identificados, em ordem decrescente de abundância média, foram: estauroлита (25,3%), cianita (19,4%), zircão (13,3%), hornblenda^G verde (11,9%), turmalina^G (7,3%), epídoto (5,8%), rutilo (3,5%), hornblenda^G marrom (3,3%), sillimanita (2,3%), granada^G (1,8%) e clinozoisita (1,2%). Em menor quantidade (<1% do total da fração PTNM, em frequência de contagem média), também são encontrados os seguintes minerais-traços (TR): ferrossilita^H, zoisita, andaluzita, antofilita,

¹⁵ Nomes oficiais e/ou recomendados pela Associação Mineralógica Internacional (IMA 2010).

apatita^G, augita, clinopiroxênio^G incolor, tremolita, allanita^{E1}, anfibólio^G alcalino (riebeckita?), espinélio^G, leucoxênio^I, titanita, anatásio, monazita^{E2}, glauconita^G e fluorita^G. Os componentes identificados correspondem em grande parte à assembleia de minerais pesados descrita por Grazia & Silva (1998) (concentrado de bateia) e por Silva *et al.* (2000) (lâminas petrográficas) nas drenagens e rochas das cabeceiras do rio Tubarão. Este resultado é concordante também com o predomínio de fontes metamórficas (médio a alto grau) a ígneas verificada nas rochas das cabeceiras da bacia hidrográfica do rio Tubarão e seus contributários (Figura 4.26).

G: nome do grupo, espécime indiferenciado.

H: nome em substituição a hiperstênio (desde 2008).

I: nome informal: mistura indiferenciada de óxidos e hidróxidos de titânio de baixa cristalinidade e/ou criptocristalina.

E1: espécime indiferenciado: (Ce)-allanita, (La)-allanita ou (Y)-allanita.

E2: espécime indiferenciado: (Ce)-monazita, (La)-monazita, (Nd)-monazita ou (Sm)-monazita.

Fig. 4.26. Fotomicrografias dos principais minerais pesados do delta do Tubarão e bacia lagunar associada. À esquerda, a polarizadores paralelos, e à direita, a polarizadores cruzados. A escala em vermelho tem 100μm. Símbolos: EST (estaulolita), CIA (cianita), ZIR (zircão), HBV (hornblenda verde), TUR (turmalina), EPI (epídoto).

Fig. 4.26. (Continuação). Fotomicrografias dos principais minerais pesados do delta do Tubarão e bacia lagunar associada. À esquerda, a polarizadores paralelos, e à direita, a polarizadores cruzados. A escala em vermelho tem 100μm. Símbolos: RUT (rutilo), HBM (hornblenda marrom), SIL (sillimanita), GRA (granada), CLZ (clinozoisita), ALT (alterita e minerais parcialmente alterados).

A distribuição de minerais pesados nas areias analisadas variou tanto entre diferentes testemunhos como entre diferentes fácies, mas com grande destaque para este último caso, especialmente entre depósitos de delta e bacia. Assim, depósitos deltaicos apresentaram o dobro de cianita dos bacinais, enquanto estes apresentaram-se duas vezes mais ricos em turmalina e hornblenda marrom (Figura 4.27). Entre os minerais-traços (TR), os glauconíticos também se destacaram como componente exclusivo de intervalos atribuídos à bacia receptora do delta (Figura 4.28). Embora encontrados em teores de muito baixos (<1% em frequência de contagem) nas amostras estudadas, agregados glauconíticos possuem grande valor interpretativo: são tidos como de origem autigênica marinha sob condições de aporte terrígeno insignificante (Odin 1988, Odin & Fullagar 1988), mas sua presença pode indicar retrabalhamento de sedimentos de costa afora para dentro de lagunas costeiras, onde pode servir inclusive de marcador estratigráfico (Dillenburg *et al.* 2000).

Fig. 4.27. Gráfico de barras de frequência de contagem média dos minerais pesados mais abundantes e alterita (em relação ao total de PTNM) de areias do delta e da bacia receptora.

Fig. 4.28. Grãos de glauconita encontrados nas fácies bacinais dos testemunhos (imagens a polarizadores paralelos, à direita, e cruzados, à esquerda). Acima, exemplar fresco da região do distributário rio da Madre. Abaixo, exemplar levemente alterado (oxidado?) da região do distributário rio Mirim.

A análise de amostras-padrão de areias (A) dos principais tributários do rio Tubarão e da praia Grande do Sul também mostrou nítidas diferenças entre as fontes imediatas potenciais do delta e de sua bacia receptora. Os rios Braço do Norte (BRA-A) e Capivari de Baixo (CAP-A) apresentaram respectivamente o dobro e o triplo de porcentagem em massa de zircão em relação ao rio Tubarão (TUB-A) que, por sua vez, se destacou por teores mais de três vezes maiores em cianita, estauroлита e alterita do que aqueles rios (Figura 4.29). Quando confrontadas as assembleias fluviais (Figura 4.29) com as de depósitos deltaicos e bacinais (Figura 4.27), a influência destes três rios se torna perceptível, mas o rio Tubarão mantém destaque por sua suposta influência no aumento dos teores de cianita, estauroлита e alterita, especialmente nos depósitos deltaicos. As areias da Praia Grande do Sul (PGS-A), por sua vez, apresentaram teores melhor distribuídos entre os diferentes minerais, com destaque apenas para valores mais altos em hornblenda (verde e marrom) em relação aos tributários, à semelhança do que ocorre entre areias do delta e da bacia receptora.

Fig. 4.29. Gráfico de barras de porcentagem em massa de minerais pesados e alterita (em relação ao total de PTNM) de areias dos principais rios tributários do delta – Tubarão (TUB-A), Braço do Norte (BRA-A) e Capivari de Baixo (CAP-A) – e da praia Grande do Sul (PGS-A).

4.3.2.2. Matrizes de correlação

Matrizes de correlação linear foram construídas com dados de contagem bruta dos minerais pesados mais abundantes (média acima de 1%) e de seu agrupamento quanto à densidade, no intuito de avaliar possíveis fatores controladores da assembleia mineralógica final em depósitos do delta e de sua bacia receptora (Figuras 4.30 e 4.31).

	ZIR	TUR	RUT	HBV	HBM	SIL	CIA	EST	EPI	CLZ	GRA	ALT	Mais densos
TUR	0,364 0,012												
RUT	0,173 0,245	0,328 0,024											
HBV	0,313 0,032	0,633 0	0,395 0,006										
HBM	0,338 0,02	0,721 0	0,172 0,249	0,488 0,001									
SIL	0,193 0,193	0,346 0,017	0,104 0,488	0,239 0,106	0,247 0,094								
CIA	-0,11 0,461	0,128 0,392	0,17 0,253	0,319 0,029	-0,07 0,639	0,044 0,768							
EST	-0,026 0,861	0,311 0,034	0,331 0,023	0,374 0,01	0,031 0,836	-0,095 0,527	0,226 0,127						
EPI	0,115 0,441	0,128 0,392	0,293 0,046	0 1	-0,118 0,428	0,151 0,309	-0,098 0,513	0,073 0,625					
CLZ	0,118 0,429	0,344 0,018	0,602 0	0,248 0,093	0,129 0,386	0,007 0,962	-0,038 0,801	0,339 0,02	0,396 0,006				
GRA	0,069 0,643	0,083 0,58	-0,105 0,481	-0,089 0,552	-0,048 0,75	-0,001 0,993	-0,331 0,023	0,133 0,373	-0,06 0,691	-0,008 0,956			
ALT	-0,184 0,216	0,102 0,496	0,313 0,032	0,217 0,143	0,019 0,897	-0,062 0,677	0,6 0	0,275 0,062	-0,129 0,387	-0,01 0,948	-0,212 0,152		
Mais densos	0,88 0	0,45 0,002	0,534 0	0,39 0,007	0,326 0,025	0,196 0,186	-0,105 0,481	0,157 0,291	0,199 0,179	0,348 0,017	0,285 0,052	-0,07 0,642	
Menos densos	0,176 0,236	0,629 0	0,426 0,003	0,706 0	0,34 0,019	0,333 0,022	0,769 0	0,349 0,016	0,251 0,088	0,278 0,059	-0,257 0,082	0,453 0,001	0,25 0,09

Cell contents: Pearson correlation
P-value

Fig. 4.30. Matriz de correlação linear baseada na contagem bruta de minerais pesados de depósitos deltaicos.

	ZIR	TUR	RUT	HBV	HBM	SIL	CIA	EST	EPI	CLZ	GRA	ALT	Mais densos
TUR	0,526 0,001												
RUT	0,564 0	0,81 0											
HBV	0,316 0,057	0,515 0,001	0,441 0,006										
HBM	-0,014 0,932	-0,041 0,808	-0,043 0,801	0,689 0									
SIL	0,413 0,011	0,525 0,001	0,348 0,035	0,796 0	0,397 0,015								
CIA	0,159 0,348	0,002 0,99	0,242 0,149	0,081 0,633	0,036 0,834	0,06 0,724							
EST	0,301 0,07	0,386 0,018	0,538 0,001	0,384 0,019	0,059 0,73	0,389 0,017	0,665 0						
EPI	0,435 0,007	0,812 0	0,717 0	0,561 0	-0,041 0,808	0,658 0	0,146 0,39	0,509 0,001					
CLZ	0,684 0	0,642 0	0,607 0	0,661 0	0,309 0,063	0,619 0	0,115 0,497	0,372 0,023	0,722 0				
GRA	0,832 0	0,598 0	0,576 0	0,565 0	0,135 0,425	0,644 0	0,128 0,449	0,305 0,067	0,66 0	0,8 0			
ALT	-0,015 0,929	-0,099 0,56	0,043 0,803	-0,067 0,692	0,075 0,66	-0,222 0,186	0,631 0	0,342 0,038	0,026 0,881	0,049 0,774	-0,067 0,696		
Mais densos	0,984 0	0,629 0	0,691 0	0,396 0,015	-0,002 0,989	0,464 0,004	0,183 0,278	0,369 0,024	0,549 0	0,741 0	0,876 0	-0,012 0,942	
Menos densos	0,48 0,003	0,751 0	0,675 0	0,901 0	0,462 0,004	0,816 0	0,278 0,096	0,574 0	0,81 0	0,796 0	0,697 0	0,068 0,69	0,582 0

Cell contents: Pearson correlation
P-value

Fig. 4.31. Matriz de correlação linear baseada na contagem bruta de minerais pesados de depósitos bacinais.

A influência da seleção hidráulica na assembleia de pesados foi avaliada pelo grau e sinal da correlação entre minerais mais densos ($>4\text{g/cm}^3$) e menos densos ($<3,65\text{g/cm}^3$). O resultado indica correlação pobre, nos depósitos deltaicos ($r=+0,25$; $p=0,09$), e significativa, nos depósitos de bacia ($r=+0,582$; $p=0$) (Figuras 4.30 e 4.31). Em ambos os casos, porém, o sinal positivo da correlação indica mudança física, ou seja, os teores de minerais mais e menos densos aumentam e diminuem juntos. O esperado em casos de seleção hidráulica efetiva seria correlação negativa, por efeito da segregação densimétrica ao longo do transporte. Também a ausência de correlação negativa significativa entre pares minerais de forma e/ou densidade contrastantes, mas proveniência comum (turmalina e zircão de rochas ígneas ácidas, e os pares aluminossilicatos granada-cianita e granada-estaurolita de rochas metamórficas de médio a alto grau) sugere que a seleção hidráulica não mostra controle na assembleia final de minerais pesados dos depósitos estudados. Isso, porém, não significa obrigatoriamente ausência de seleção hidráulica. Pode, em vez disso, refletir dificuldades impostas pelo modo de evolução natural dos sistemas deposicionais avaliados, carência de maior rigor em termos de equivalência de fácies, sobreposição por fatores locais etc.

Quanto à dissolução pós-deposicional, a elevada correlação detectada entre cianita e alterita, tanto no delta ($r=+0,6$; $p=0,0$) como na bacia receptora ($r=+0,63$; $p=0,0$), sugere que esses minerais possuiriam mais do que apenas origem comum: grãos de alterita se formariam a partir do intemperismo químico sobre cianita. Grãos de cianita parcialmente alterados têm sido descritos com características semelhantes às da maioria dos grãos de alterita observados. Em adição, altos teores de alterita acompanham os de cianita nos sedimentos do rio Tubarão a montante da confluência com seus contributários (Braço do Norte e Capivari de Baixo) (Figura 4.29), indício de que o intemperismo químico sobre a cianita pode, ao menos em parte, ter atuado na área/rocha fonte. Por drenar principalmente rochas sedimentares da Bacia do Paraná, sugere-se que este intemperismo agiu por longo termo sobre rochas arenáceas portadores de cianita. Por outro lado, não se encontrou correlação significativa entre alterita e minerais instáveis (hornblenda verde e marrom) para todo o intervalo vertical amostrado, o que reforça a ideia de que a fonte da alterita seria secundária, alterada por longo tempo.

Em relação à proveniência, o resultado apontou correlação significativa entre rutilo e zircão, em depósitos bacinais ($r=+0,564$; $p=0$), e entre hornblenda marrom e hornblenda verde, neste caso tanto no delta ($r=+0,488$; $p=0,001$) como na bacia ($r=+0,689$; $p=0$). Estes dois pares

são formados por minerais que se equivalem em termos de resistência intempérica e hidrodinâmica. No entanto, a correlação positiva implica aumento e diminuição concomitante dos minerais envolvidos em cada par. Dessa forma, ou não houve controle pelos fatores testados, ou os minerais avaliados, mesmo que de rochas-fontes diferentes, provêm de mesma área-fonte.

4.3.2.3. Índices de proveniência

Uma vez demonstrado o baixo poder interpretativo do resultado de correlação para seleção hidráulica nos sedimentos estudados, e que a dissolução pós-deposicional não seria significativa na escala de tempo de origem e evolução do delta do Tubarão, optou-se pelo uso de índices mineralógicos indicadores de proveniência sedimentar. Como visto, os pares rutilo-zircão e hornblenda marrom-verde foram os que apresentaram melhores resultados de correlação, mas seu sinal positivo implicaria fontes iguais para cada par ou ausência de controle do fator proveniência.

Como teste adicional, os pares mencionados foram testados enquanto índices de proveniência (Morton & Hallsworth 1994). Deste modo, o índice rutilo-zircão (iRZ) discriminaria fontes metamórficas de ígneas (Force 1980), e o índice hornblenda marrom-verde (iMV) separaria fontes vulcânicas básicas das demais ácidas (Mange & Maurer 1992).

Aplicados a amostras selecionadas de fácies deltaicas e bacinais de cada testemunho, os índices de proveniência sugerem origem mediata comum para os minerais pesados de delta e bacia. Esta origem seria relacionada tanto às rochas graníticas e granitóides do Batólito de Florianópolis, indicada pelo índice iRZ, como às vulcânicas básicas de derrames, e corpos intrusivos associados, do magmatismo Serra Geral, indicada pelo índice iMV. Os valores medianos baixos (<30) nos dois índices testados indicam a maior importância relativa das rochas fontes de zircão e hornblenda verde, resultado que em conjunto aponta para a contribuição de granitos, que cobrem a maior parte da área drenada pelos rios Braço do Norte e Capivari de Baixo (Figura 1.3). No entanto, os valores medianos de iRZ são ligeiramente diferenciados entre delta e bacia (20 e 13, respectivamente), o mesmo acontecendo com os de iMV (12 e 27) (Figura 4.32).

Fig. 4.32. Diagrama em caixa da distribuição de valores de índices de proveniência entre fácies deltaicas (D) e bacinais (B). Amostras de fácies deltaicas: TB1-550, TB2-450, TB3-118, GD2-51, GD3-176, MD1-68, MR1-126, SB1-225, SB2-46. Amostras de fácies bacinais: TB1-850, TB2-950, GD3-301, MD1-220, SB1-1350, SB2-130.

A variação dos índices por testemunho, ao longo do eixo do delta do Tubarão, se dá quase especularmente entre fácies deltaicas e bacinais. Nota-se assim ligeira tendência de declínio de iRZ (aumento relativo de zircão) e aumento de iMV (aumento relativo de hornblenda marrom) para jusante, nas fácies deltaicas, com tendência oposta nas bacinais (Figura 4.33).

Fig. 4.33. Variação conjunta de índices de proveniência entre fácies deltaicas e bacinais por testemunho ao longo do eixo do delta do Tubarão, de montante (TB1) para jusante (SB2). À esquerda, iRZ, e à direita, iMV.

As médias de índices iRZ e iMV em delta e bacia, juntamente com os índices obtidos de areias recentes dos rios tributários e da praia Grande do Sul (Figura 4.33), mostram a maior importância da contribuição granítica do Batólito de Florianópolis em relação à influência de rochas de composição básica da Formação Serra Geral e intrusões associadas, conforme de

outro modo já ilustrado na Figura 4.32. Valores ligeiramente mais altos do iMV na bacia lagunar e na praia Grande do Sul podem ser reflexo de contribuição extra de hornblenda marrom pela erosão costeira de diques relacionados ao magmatismo Serra Geral (Figura 4.34).

Fig. 4.34. Gráfico de barras dos índices de proveniência de amostras de fácies deltaicas e bacinais (valores médios), e de areias recentes dos principais tributários do delta do Tubarão e a praia Grande do Sul.

4.3.2.4. APC

A exemplo das matrizes de correlação, foram selecionados dados de contagem bruta dos minerais pesados mais abundantes em sedimentos do delta e da bacia para aplicação da análise de principais componentes (APC). Essa análise visou verificar possíveis correspondências entre potenciais fontes imediatas de minerais (amostras-padrão de areias superficiais recentes de rios tributários e de praia) com as assembleias contadas dos sedimentos testemunhados (até 20m de profundidade). Considerou-se assim um conjunto de 88 amostras (escores) e 11 espécimes de minerais pesados mais alterita (pesos). O resultado mostra que os seis primeiros principais componentes (PCs) gerados pelas variáveis estatísticas obtidas da contagem de minerais pesados explicam mais de 95% da variância, sendo que os dois primeiros PCs (que melhor a representam num plano bidimensional) explicam mais de 66% (Tabela 4.1).

Tab. 4.1. Estatísticas dos seis primeiros componentes obtidos pela análise APC para dados brutos de contagem de minerais pesados deste estudo.

Principal componente	Valor próprio	% variância	% variância acumulada
1	2156,51	44,446	44,446
2	1077,43	22,206	66,652
3	666,709	13,741	80,393
4	425,207	8,7637	89,1567
5	227,358	4,6859	93,8426
6	180,471	3,7196	97,5622

Para melhor representar o resultado da APC, construiu-se gráfico binário (*biplot*), onde são exibidos simultaneamente os escores (amostras), na forma de pontos, e os pesos (espécimes de minerais pesados), na forma de eixos irradiados da origem comum aos PCs 1 e 2, em plano bidimensional. O resultado para o universo de todas as amostras (Figura 4.35) dispõe os escores principalmente ao longo do eixo-peso de alterita e, em menor proporção, ao longo do eixo-peso do zircão. Estes dois eixos-pesos apresentam-se ortogonais e, portanto, indicam ocorrência excludente dos pesos alterita e zircão. Estes pesos possuem os eixos de maior comprimento, e portanto são os principais responsáveis pelas variáveis estatísticas que respondem pelos componentes 1 (alterita) e 2 (zircão). O peso alterita é acompanhado principalmente pelo peso menor cianita, enquanto zircão é acompanhado principalmente pelos pesos menores hornblenda verde, turmalina e epidoto. Os escores de amostras-padrão (cujos códigos são grafados em vermelho) mostram que TUB-A tem grande afinidade com o peso alterita, e possui os maiores valores próprios (*eigenvalues*) nos dois componentes, enquanto as demais amostras-padrão (escores BRA-A, CAP-A e PGS-A) são mais afins ao peso zircão e correlatos, e possuem valores próprios menores nos componentes 1 e 2.

172

Fig. 4.36. Gráfico *biplot* de escores (amostras: pontos) e pesos (minerais: vetores) para os dois primeiros principais componentes da contagem de minerais pesados de amostras de fácies deltaicas. Amostras-padrão de areias recentes encontram-se destacadas em vermelho.

Fig. 4.37. Gráfico *biplot* de escores (amostras: pontos) e pesos (minerais: vetores) para os dois primeiros principais componentes da contagem de minerais pesados de amostras de fácies basinais. Amostras-padrão de areias recentes encontram-se destacadas em vermelho.

A partir dos resultados obtidos, interpreta-se alterita e zircão como principais assinaturas mineralógicas da assembleia de pesados dos depósitos deltaicos e bacinais, respectivamente. No caso da alterita, nota-se grande afinidade com cianita e, em menor grau, com estaurolita, o que reforça a hipótese de formação de alterita (não necessariamente *in situ*) a partir da alteração química destes dois minerais. O rio Tubarão (TUB-A) destaca-se como fornecedor de alterita, cuja predominância e persistência tanto horizontal como vertical em fácies deltaicas confirma a importância deste rio ao longo da história evolutiva do delta.

Quanto ao zircão, diferentes tipos são fornecidos em abundância pelos rios Braço do Norte (BRA-A) e Capivari de Baixo (CAP-A). Embora o maior destaque deste mineral seja nos sedimentos da bacia, sua ocorrência em fácies deltaicas também é importante e variada em tipos, o que atesta para a ação de ao menos um desses dois rios por todo o intervalo deltaico.

No tocante à influência das fontes secundárias imediatas sobre as fácies deltaicas e bacinais, a bacia receptora aparenta maior mistura destas fontes, haja vista a proporção entre diferentes minerais pesados mais equilibrada do que no delta. Em comparação com os sedimentos do delta, os bacinais possuem melhor afinidade com areia marinha recente da praia Grande do Sul (PGS-A), tipo de fonte imediata presumivelmente mais misturada em minerais pesados ao longo do transporte por deriva litorânea.

4.3.3. Conchas e microfósseis

A presença de conchas fósseis de invertebrados auxiliaram no reconhecimento, delimitação e datação de fácies de sua bacia receptora lagunar. Nestes depósitos, a assembleia de conchas de invertebrados apresenta-se diversificada taxonomicamente, em alguns casos com concentrações de conchas muito fragmentadas (Figura 4.38). Estes dois fatos são evidências de transporte sedimentar efetivo no interior do sistema lagunar e apontam para a possibilidade de mistura de conchas locais com aquelas de outras partes deste sistema ou mesmo de mar aberto (via desembocaduras lagunares). No entanto, pouquíssimos trabalhos na literatura fornecem informação segura acerca do modo de vida da maioria dos moluscos das conchas identificadas, como por exemplo profundidade no corpo de água, posição no substrato e salinidade. Informações desse tipo seriam muito valiosas para a reconstituição da evolução da bacia lagunar

receptora do delta do Tubarão, e ainda serviriam de critério adicional na escolha de amostras a serem datadas.

Apesar das dificuldades, algumas interpretações podem ser feitas com base na distribuição dos *taxa*. Destaca-se, entre as sondagens, a presença bem distribuída do bivalve *Divaricella quadrisulcata*, especialmente nos intervalos mais profundos (a partir de 8m), onde espécimes inteiros e com as valvas unidas foram recuperados. Este bivalve é um dos poucos, dentre os encontrados, atribuído seguramente a *habitats* em mar aberto (Abbott 1974, Rios 1984), de maneira que sua presença indica que o sistema lagunar foi mais aberto ao mar antes da chegada dos sedimentos deltaicos (Figuras 4.39 e 4.40).

Fig. 4.39. Ocorrência e variedade de conchas de moluscos em fâcies bacinais dos testemunhos. As siglas da legenda (de cima para baixo) referem-se a *Divaricella quadrisulcata*, *Anomalocardia brasiliana*, *Tivela sp.*, *Tellina sp.*, *Brachidontes solisianus*, *Olivancillaria urceus*, *Bulla striata*, *Ancilla sp.* e miscelânea (mistura de bioclastos lagunares e marinhos diversos).

A proporção entre os *taxa* mais frequentes nos testemunhos mostrou-se semelhante à encontrada em depósitos paleolagunares de concheiros naturais (1 a 2m de profundidade) sob a barra-barreira na localidade de Garopaba do Sul (GAR-C), onde *Divaricella quadrisulcata* também predomina (Figura 4.39, Tabela 4.2). Isso diferencia a assembleia conchífera da bacia receptora do rio Tubarão daquela encontrada nos sambaquis e em depósitos retrobarreira (Fornari *et al.* 2009) da mesma região, onde conchas de *Anomalocardia brasiliana*, característica de águas rasas mixo-halinas, são dominantes.

Fig. 4.40. Alguns dos bioclastos mais abundantes no rejeito de mineração de concheiros em Garopaba do Sul (GAR-C).

Tab. 4.2. Comparação da porcentagem modal estimada dos espécimes de moluscos lagunares mais frequentes identificados nas conchas de fácies bacinais (substrato do delta do Tubarão) e em concheiros de Garopaba do Sul (GAR-C).

Fácies bacinais do delta do rio Tubarão		Depósitos de concheiros em Garopaba do Sul (GAR-C)	
Espécime	% modal	Espécime	% modal
<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842	36	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842	27
<i>Anomalocardia brasiliana</i> Gmelin 1791	16	<i>Anomalocardia brasiliana</i> Gmelin 1791	22
<i>Tivella</i> sp.	12	<i>Bulla striata</i> Bruguière 1792	15
<i>Tellina</i> sp.	12	<i>Olivancillaria urceus</i> Röding 1798	10
<i>Brachidontes solisianus</i> D'Orbigny 1842	4	Família Ostreidae (?)	10
<i>Olivancillaria urceus</i> Röding 1798	4	<i>Cerithium eburneum</i> Bruguière 1792	5
<i>Bulla striata</i> Bruguière 1792	4	<i>Lucina pectinata</i> Gmelin 1791	3
<i>Ancilla</i> sp.	4	<i>Tagelus plebeius</i> Lightfoot 1786	<1
<i>Pitar fulminata</i> Menke 1828	<1	Família Columbelloidea (?)	<1
Miscelânea	8	Miscelânea	8

Microbioclastos fósseis diversos também foram encontrados em fácies bacinais, de forma inusitada, nas lâminas de minerais pesados, com teor em massa de até 5%. Embora reconhecíveis em microscopia de luz polarizada por suas formas peculiares, estes microfósseis são melhor identificados por estudo em lupa binocular (Figura 4.41). São em sua maioria foraminíferos e diatomáceas, inclusive de água salgada, com ocorrência subordinada de formas

framboides (que, em parte, podem ter origem não-biológica – Yi-Ming *et al.* 2007) e fragmentos de conchas de moluscos (Wânia Duleba, com. pessoal). No caso de foraminíferos e diatomáceas, ocorre preenchimento opaco nítido, sob luz polarizada, mas que se revela metálico, de cor dourada, e em clara substituição às estruturas biológicas internas, sob luz refletida. As características citadas sugerem substituição por pirita (FeS_2), que se daria em condições redutoras de Eh, talvez mesmo antes do soterramento daqueles foraminíferos e diatomáceas. Isso ajudaria a explicar o aumento de densidade que os colocou junto à fração de minerais pesados opaca.

Fig. 4.41. Microfósseis em lâminas de minerais pesados: A. Foraminíferos (setas negras), fragmentos de conchas (setas azuis) e de equinoderma (seta vermelha) (SB2-175); o traço vermelho possui 50µm. B. Diatomáceas triangulares com citoplasma parcialmente preservado (SB1-1050), sob luz polarizada, à esquerda, e luz refletida, à direita. C. Espécimes não-identificados com formas peculiares variadas: círculo, quadrado e ovóide (SB1-225).

Na mesma região, estudos conduzidos por Eichler *et al.* (2006) acerca de foraminíferos e tecamebas recentes nas lagunas Santo Antônio, Imaruí e Mirim, mostraram que uma assembleia diversificada desses microorganismos é sensível a variações locais de salinidade, oxigenação e

teor de poluentes. E em estudo de diatomáceas fósseis de três testemunhos separados, Amaral (2008) atentou para variações de salinidade relacionadas a fragmentação lagunar e perda de conexão marinha ao longo do Holoceno, em fácies paleolagunares depositadas junto a bacia receptora do delta do Tubarão (em Jaguaruna, SC).

4.3.4. Matéria orgânica

Nos testemunhos analisados, o teor médio de matéria orgânica encontrada foi de 12% mas, na maioria dos intervalos estudados individualmente, não chegou a 1% (Anexos I e II). Teores mais altos encontram-se nos testemunhos com fácies carbonosas do grupo V, com destaque para o conjunto associado ao paleodistributário rio da Guarda (GD1, GD2, GD3), onde turfas com até 78% de matéria orgânica estão presentes (Figura 4.42). Esse dado concorda com a correlação esperada entre teores elevados de matéria orgânica vegetal e locais e/ou períodos de baixa taxa de sedimentação terrígena.

Fig. 4.42. Diagrama em caixa para teor percentual bruto de matéria orgânica dos testemunhos, separados quanto a intervalos de fácies deltaicas (D) ou bacinais (B).

Ainda nesse aspecto, porém, algumas fácies rítmicas (com lâminas sub-horizontais alternadas de detritos vegetais e de areia – AMsv, AFslv), relativamente ricas em matéria orgânica (até 30%), podem relacionar-se a variações de energia de transporte de canais ora ativos. Esta interpretação é reforçada por feições da fácies deposicional, como empacotamento aberto e baixo grau de oxidação, e da fácies morfológica, como a presença local de cordões curvos ou barras em pontal. Este parece ser o caso para os testemunhos TB3, MD1 e MR1, que foram coletados em fácies morfológicas desse tipo (Anexo III, Figura 4.43).

4.3.5. Distribuição de idades e taxas de sedimentação

(...) *It seems to me, therefore, that if the land goes on rising and growing at this rate, the Egyptians who dwell below Lake Moeris, in the Delta (as it is called) and elsewhere, will one day, by the stoppage of the inundations, suffer permanently the fate which they told me they expected would some time or other befall the Greeks. (...)*

Heródoto 440 a.C. *A História*

O resultado geral de datação AMS ^{14}C das amostras do delta do Tubarão e sua bacia lagunar mostrou-se estratigraficamente coerente, tanto em distribuição vertical, com apenas duas inversões de idades, como horizontal, onde as idades de intervalos deltaicos diminuem de montante para jusante. O erro analítico estimado para a maioria das idades brutas pode ser considerado baixo, em torno de 40 anos (Tabela 4.3).

Tab. 4.3. Resultado da datação AMS ^{14}C das 33 amostras obtidas dos testemunhos em intervalos deltaicos e baciais.

Código* da amostra	Material	Fácies**	Localização UTMs E/S (zona 22J)	Idade bruta convencional (anos AP, 1 σ)	Idade calibrada*** (anos cal AP, 2 σ)	Código de referência do laboratório
TB1-725	Concha	AFLc ^B	0698254/6850006	4440±40	4856-4439	Beta 261841
TB1-975	Concha	AFLc ^B	0698254/6850006	4270±40	4857-4585	Beta 261842
TB2-875	Concha	Lc ^B	0699341/6842426	5000±40	5447-5182	Beta 261843
TB2-925	Concha	Lc ^B	0699341/6842426	7260±40	7751-7539	Beta 261844
TB2-975	Concha	AFLc ^B	0699341/6842426	6350±40	6914-6620	Beta 261845
TB3-100	Madeira	AMsv ^D	0703704/6842128	290±40	464-146	UGAMS 5450
TB3-211	Madeira	AGv ^D	0703704/6842128	330±40	491-155	UGAMS 5451
GD1-50	Madeira	Lv ^D	0700803/6840860	360±40	486-307	Beta 243973
GD1-60	Madeira	Lv ^D	0700803/6840860	650±40	654-543	Beta 243972
GD2-83	Madeira	L ^D	0700288/6839248	940±40	909-733	Beta 243975
GD2-117	Sedimento	L ^D	0700288/6839248	1480±40	1393-1283	Beta 243974
GD3-21	Concha	AFc ^B	0703168/6837206	2450±40	2290-1931	Beta 243976
GD3-74	Turfa	T ^D	0703168/6837206	250±40	437-0	UGAMS 5448

Tab. 4.3. Resultado da datação AMS ^{14}C das 33 amostras obtidas dos testemunhos em intervalos deltaicos e bacinais (Continuação).

Código* da amostra	Material	Fácies**	Localização UTMs E/S (zona 22J)	Idade bruta convencional (anos AP, 1σ)	Idade calibrada*** (anos cal AP, 2σ)	Código de referência do laboratório
GD3-94	Turfa	T ^D	0703168/6837206	430±50	512-324	UGAMS 5452
GD3-213	Madeira	AFLv ^D	0703168/6837206	1050±50	1049-791	UGAMS 5449
GD3-246	Turfa	AFLv ^D	0703168/6837206	1030±40	958-799	Beta 261837
MD1-47	Madeira	AFslv ^D	0706608/6839550	710±50	680-551	UGAMS 5453
MD1-49	Turfa	AFslv ^D	0706608/6839550	850±40	788-669	Beta 243978
MD1-145	Concha	AFL ^B	0706608/6839550	2230±40	1918-1645	Beta 243977
MD1-158	Concha	AFL ^B	0706608/6839550	2730±40	2455-2331	Beta 261838
MD1-222	Concha	AFL ^B	0706608/6839550	3280±40	3150-2960	Beta 261839
MD1-327	Concha	AFL ^B	0706608/6839550	3650±40	3669-3317	Beta 261840
MR1-201	Madeira	AMsv ^D	0709961/6839791	380±40	490-318	UGAMS 5456
MR1-283	Madeira	AMsv ^D	0709961/6839791	330±40	468-287	UGAMS 5455
MR1-292	Madeira	AMsv ^D	0709961/6839791	340±40	472-297	UGAMS 5454
SB1-325	Concha	L ^D	0707924/6844218	2830±40	2563-2359	Beta 261846
SB1-425	Concha	AFLc ^B	0707924/6844218	2700±40	2445-2308	Beta 261847
SB1-625	Concha	Lc ^B	0707924/6844218	3830±40	3883-3576	Beta 261848
SB1-1225	Concha	Lc ^B	0707924/6844218	5020±40	5475-5189	Beta 261849
SB1-1925	Concha	Lc ^B	0707924/6844218	7600±40	8013-7800	Beta 261850
SB2-68	Madeira	AMLv ^D	0709089/6848436	2160±40	2299-1950	Beta 243980
SB2-93	Concha	Lc ^B	0709089/6848436	2820±40	2550-2358	Beta 243979
SB2-164	Concha	Cc ^B	0709089/6848436	4680±60	5170-4650	UGAMS 5457

* A numeração do código refere-se à profundidade de coleta da amostra, em cm.

** fácies discriminadas quanto à sua natureza, se deltaica (D sobrescrito) ou bacinal (B sobrescrito).

*** Idades calibradas com uso dos programas CALIB (Stuiver & Reimer 1993) 6.0, protocolos SHCal04 (McCormac *et al.* 2004) (todas as amostras) e Marine04 (Huguen *et al.* 2004) (conchas).

A distribuição vertical de idades entre os testemunhos auxiliou sua correlação estratigráfica (tópico 5, Figura 5.2), antes baseada apenas em faciologia e localização de canais. No universo de todas as amostras, a distribuição vertical de idades de intervalos deltaicos apresentou grande dispersão quando comparada à de intervalos bacinais, o que pode dever-se à maior heterogeneidade faciológica (Figura 4.44). Horizontalmente, a distribuição de idades máximas (quando obtidas em fácies bacinais) e mínimas (quando obtidas em fácies deltaicas) para o ingresso do delta em cada local amostrado mostram alguma independência entre os principais distributários do delta. A exemplo disso, amostras ligadas ao rio Sambaqui (SB1 e SB2) apresentam idades até 2000 anos mais velhas que seus equivalentes nos rios da Guarda e da Madre. Estes dois últimos distributários, por sua vez, apresentaram certa sobreposição de idades entre c. 1900-300 anos cal AP (Figura 4.45), sugestiva de atividade concomitante.

Fig. 4.44. Correlação entre idades e profundidade de coleta em amostras de testemunhos do delta (triângulos em laranja) e da bacia receptora (círculos azuis). Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

Fig. 4.45. Distribuição de idades (anos cal AP) de ingressão do delta do rio Tubarão em cada local amostrado. Idades máximas, em fonte azul, foram obtidas de fácies bacinais, e idades mínimas, em fonte vermelha, de fácies deltaicas. Triângulos verdes referem-se a amostras de STO, e triângulos vermelhos, amostras de vibrotestemunhagem. O triângulo negro marca local de idade obtida por Tanaka (2010), através de luminescência opticamente estimulada (LOE) de quartzo no último feixe de cordões litorâneos à norte de Campos Verdes, região onde ele é truncado pelo rio Tubarão.

As inversões de idades ocorreram em TB2, entre as amostras das profundidades 925 e 975cm, e em GD3, entre as amostras das profundidades 21 e 74cm. Em TB2, as amostras datadas são de conchas inteiras de *Tellina sp.* (925cm) e *Divaricella q.* (975cm), sem sinais de quebra, abrasão, impregnação biológica ou outros indicativos de transporte/retrabalhamento. Neste caso, a causa para inversão de idades pode ser uma mistura local de material sedimentar no interior do *liner* recuperado por sondagem ao trado oco. Em GD3, as amostras envolvidas na inversão de idades são de concha de *Bulla striata* (21cm) e de turfa (74cm), cujo arranjo faciológico por si só sugeriria retorno de condições bacinais por sobre depósitos deltaicos de canal abandonado (tópico 4.2.2). Apesar de passível de interpretação isoladamente, essa estranha configuração estratigráfica, quando considerada junto ao contexto de coerência tanto em idades como em fácies e profundidades das demais amostras de GD3 e de seus contrapartes do rio da Guarda (GD1 e GD2), sugere que o intervalo arenoso no topo de GD3 trata-se na verdade de material retrabalhado antropicamente em superfície, tipo de situação já identificada para os testemunhos TB1 e TB2. Por localizar-se apenas 10m ao lado do canal artificial de Jaguaruna (que une os rios Congonhas e da Madre), a sondagem GD3 deve ter recuperado areia de origem lagunar removida do fundo desse canal quando de sua escavação. Depósitos de areia removida antropicamente na escavação de canais têm sido identificados por sensoriamento remoto (Anexo III).

Distribuições verticais e horizontais das idades calibradas obtidas permitiram calcular taxas de sedimentação para o delta do Tubarão e bacia lagunar associada (Anexo I). O resultado mostra taxas verticais três ordens de magnitude menores que as horizontais. Ao comparar-se delta e bacia receptora, nota-se que a diferença entre a taxa máxima e mínima por intervalo, vertical ou horizontal, é maior em fácies bacinais, onde chega a mais de três vezes. Vale notar que a datação de fácies bacinais foi feita exclusivamente para conchas, onde o erro estimado tem sido superior ao de outros materiais (turfa, madeira etc.). Outro fator a ser considerado é o do possível aumento das taxas rumo às porções verticais e horizontais mais recentes do delta (Nascimento *et al.* 2009), fato que ao menos em parte pode relacionar-se ao “paradoxo da taxa de sedimentação” (Sadler 1981, Korvin 1992), que postula que intervalos de tempo mais antigos atravessariam maior número de eventos erosivos e/ou de não-deposição (intervalo de tempo condensado).

Valores médios obtidos para a taxa vertical máxima e mínima estimadas por intervalo deltaico foram 3,57 e 1,87mm/ano, enquanto que para a bacia receptora, os valores foram 2,57 e 1,23mm/ano. Isso permite afirmar que o delta sofreu agradação superior ao de sua bacia receptora lagunar (Figuras 4.46, 4.47 e 4.48). A variação da taxa de sedimentação vertical ao longo do delta é de difícil avaliação, uma vez que as datações foram obtidas de diferentes locais e fácies, e a diferentes profundidades, de modo que fatores como aporte sedimentar e processo de sedimentação tornam-se localmente importantes. A exemplo disso, fácies relacionadas a processos de suspensão/decantação lenta e contínua, como turfas e lamas, possuem taxas comparativamente menores que a de fácies arenosas em geral.

Fig. 4.46. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita). De cima para baixo: TB1, TB2, TB3, GD1. Em idades, os símbolos referem-se ao material datado, se madeira (quadrados) ou conchas (círculos).

Fig. 4.47. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita). De cima para baixo: GD2, GD3, MD1, MR1. Em idades, os símbolos referem-se ao material datado, se madeira (quadrados), turfa (losangos), sedimento orgânico (triângulo) ou conchas (círculos).

Fig. 4.48. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação vertical (à direita). De cima para baixo: SB1, SB2. Em idades, os símbolos referem-se ao material datado, se madeira (quadrados) ou conchas (círculos).

Para o cálculo de taxas de sedimentação horizontal ou progradação do delta do Tubarão, foram selecionados três perfis em alguns de seus principais distributários/lobos, com origem comum desde seu ápice (TB1): 1. até rio da Guarda (TB1-GD3); 2. até rio Mirim (TB1-MR1); 3. até rio Sambaqui (TB1-SB2) (Figura 4.49). Esse tipo de cálculo, no entanto, envolveu dificuldades relacionadas à variação da profundidade datada em cada caso, por vezes consequentes do alcance incompleto dos testemunhos (fácies bacinais não atingidas), e em decorrência de fatores como presença ou ausência de material datável e/ou diferença faciológica. Dificuldades à parte, o resultado mostra grande variabilidade progradacional entre os lobos do sistema deltaico, com taxas médias em torno de 8,8m/ano no rio da Guarda, 11,6m/ano no rio Mirim e 30,9m/ano no rio Sambaqui (Figura 4.50).

Fig. 4.49. Perfis adotados para o cálculo de taxas de sedimentação horizontais, desde o ápice do delta em Tubarão (TB1) até os distributários rios da Guarda (TB1-GD3, em vermelho), Mirim (TB1-MR1, em verde) e Sambaqui (TB1-SB1, em rosa).

Fig. 4.50. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação horizontal (à direita). De cima para baixo: TB1-GD3, TB1-MR1 e TB1-SB2. Em idades, os símbolos referem-se à fácies datada, se deltaica (triângulos) ou bacinal (círculos).

Fig. 4.50. Idades (à esquerda) e taxas de sedimentação horizontal (à direita). De cima para baixo: TB1-GD3, TB1-MR1 e TB1-SB2. Em idades, os símbolos referem-se à fácies datada, se deltaica (triângulos) ou bacinal (círculos) (Continuação).

4.3.6. Relações químicas e isotópicas

4.3.6.1. Em sedimentos

A análise de relações químicas e isotópicas de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e $\text{C}_{\text{ORG}}/\text{N}_{\text{TOTAL}}$) realizadas em sedimentos dos testemunhos deste estudo foram úteis em três diferentes aspectos: 1. distinção faciológica; 2. correlação com a variação do NRM; e 3. indícios de mudança climática.

No primeiro aspecto, ressalta-se que, embora análises de fácies e sedimentológicas no delta do Tubarão tenham contribuído para discriminação entre intervalos deltaicos e bacinais, a distinção de seus limites precisos e detalhes sobre a história deposicional foram dificultados principalmente pela escassez de estruturas sedimentares. Por esse motivo, o principal critério previamente usado para distinção de depósitos bacinais em relação aos deltaicos foi a presença de conchas carbonáticas, inteiras ou fragmentadas; alternativamente, a presença de agregado glauconítico e de foraminíferos também foi importante. O resultado de 129 análises químicas e isotópicas de carbono e nitrogênio dos sedimentos amostrados mostrou-se em grande parte concordante com esta distinção (Figura 4.51 e 4.52). A relação $\delta^{13}\text{C}$ revelou-se a variável melhor discriminante: 89% das amostras previamente tidas como bacinais apresentaram valores maiores (menos negativos) que -24‰ (V-PDB), contra apenas 17% das amostras deltaicas. Este contraste deve-se ao aporte de matéria orgânica de origem terrestre, que se vale de água doce, menos enriquecida de ^{13}C , através do rio Tubarão. A relação $\delta^{15}\text{N}$ também apresentou boa

eficácia: 71% das amostras bacinais apresentaram valores superiores a +6‰ (ATM), contra apenas 9% das amostras deltaicas. Neste caso, a hidroquímica mais enriquecida em NH_4^+ , comum em corpos de água salgada semi-confinados de alta produtividade biológica, como lagunas e baías, pode ter favorecido o fracionamento isotópico do nitrogênio por atividade bacteriana e algácea (i.e. diatomáceas), com consequente enriquecimento relativo em ^{15}N .

Fig. 4.51. Relações $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das amostras do delta do Tubarão, previamente discriminadas por critérios faciográficos e sedimentológicos. COP: carbono orgânico particulado marinho (M) e de água doce (D); C3: matéria orgânica terrestre de afinidade com vegetação arbórea; C4: matéria orgânica terrestre de afinidade com gramíneas. Limite dos campos conforme Lamb *et al.* (2006).

Fig. 4.52. Relações $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das amostras do delta do Tubarão, previamente discriminadas por critérios faciográficos e sedimentológicos. COP-M: carbono orgânico particulado marinho; L-C3: matéria orgânica terrestre de afinidade com legumes (metabolismo C3). Limite dos campos conforme White (2001).

Quanto ao segundo e terceiro aspectos, referentes a interpretações de variação do NRM e climática, é necessário o uso dos campos discriminantes do gráfico de origem da matéria

orgânica (i.e. Meyers 1997, Lamb *et al.* 2006), limitados por valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razão $\text{C}_{\text{ORG}}/\text{N}_{\text{TOTAL}}$. Antes de seu uso, porém, é preciso verificar a suposta correlação entre carbono e nitrogênio presentes na matéria orgânica dos sedimentos, e isolar o resultado das análises do efeito de possíveis fatores locais (devidos, por exemplo, a diferenças paleogeográficas). Para o primeiro quesito, foram avaliados por análise de regressão (teste t de Student) os percentuais de carbono orgânico total (C_{ORG}) e nitrogênio total (N_{TOTAL}) de todas as amostras e das amostras de SB1 em particular. O resultado, com baixíssimos níveis de significância ($\alpha < 0,005$) para rejeição de hipótese nula verdadeira, é favorável à existência de correlação entre carbono e nitrogênio nas amostras analisadas (Figura 4.53).

Fig. 4.53. Correlação entre carbono orgânico total e nitrogênio total: para todas as amostras analisadas (A), e restrita a amostras do testemunho SB1 (B). Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

Para o segundo quesito, de modo a evitar variações advindas de efeitos locais, a interpretação das análises de carbono e nitrogênio foi restrita ao testemunho mais profundo e completo (20m, 31 amostras), obtido nas proximidades do rio Sambaqui (SB1), em Ribeirão Grande. Da base para o topo do coluna amostrada, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N variaram do campo intermediário entre plantas C_4 e marinho para o campo francamente marinho (COP-M), e daí para o campo C_3 . Esse padrão de variação pode ser graficamente subdividido em dois trechos ou “trajetórias” (T1 e T2), separadas pelo campo COP-M (Figuras 4.54 e 4.55). Estas duas trajetórias aparentam refletir mudanças regionais ao longo do tempo nos padrões de variação do NRM e de afogamento ou assoreamento dos corpos de água. A trajetória T1, referente às amostras mais profundas, situadas abaixo do intervalo de amostras posicionadas no campo COP-M (marinho) (seta superior das Figuras 4.54 e 4.55), permite interpretar afogamento e

denota portanto idades pré-máximo NRM (>~6ka AP). A segunda trajetória, correspondente às amostras mais rasas (de 6,5 até 0m de profundidade), refletiria, por sua vez, a paulatina colmatção dos corpos lagunares, em vista do deslocamento progressivo do campo COP-M para o campo C₃ (seta inferior da Figura 4.55). Pontos localizados entre as trajetórias, no campo francamente marinho (COP-M), poderiam representar o momento de máximo NRM associado à última transgressão holocênica, com formação de uma superfície estratigráfica de inundação máxima. Segundo Martin *et al.* (1988) e Angulo *et al.* (1999), este máximo NRM, na região de estudo, teria ocorrido entre 5100 e 5400 anos AP, ou antes disso (Angulo *et al.* 2006) (Figura 1.7). A idade obtida no intervalo localizado entre as trajetórias (Tabela 4.3: SB1-1225, 5475-5189 anos cal AP) é, de fato, concordante com esta interpretação.

Fig. 4.54. Gráfico a três eixos para profundidade, $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N das amostras do testemunho SB1, representadas por círculos amarelos. No plano bidimensional XY ($\delta^{13}\text{C}$ e C/N), mesmas amostras são projetadas por pontos negros (sombas) que denotam as trajetórias (T1 e T2) entre os campos de origem da matéria orgânica. COP: carbono orgânico particulado, marinho (M) e de água doce (D); C₃: matéria orgânica terrestre de afinidade com vegetação arbórea; C₄: matéria orgânica terrestre de afinidade com gramíneas. Limite dos campos conforme Lamb *et al.* (2006).

Fig. 4.55. Gráfico a dois eixos para $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N das amostras do testemunho SB1, previamente discriminadas por critérios faciológicos e sedimentológicos. As amostras distribuíram-se segundo profundidade decrescente, a partir da seta superior. Cinco datações ^{14}C (anos cal AP) obtidas estão destacadas em fonte negra. COP: carbono orgânico particulado, marinho (M) e de água doce (D); C₃: matéria orgânica terrestre de afinidade com vegetação arbórea; C₄: matéria orgânica terrestre de afinidade com gramíneas. Limite dos campos conforme Lamb *et al.* (2006).

A premissa adotada para o uso do gráfico da origem da matéria orgânica de SB1 enquanto *proxy* paleoclimático é a de que o aporte de matéria orgânica vegetal de origem terrestre, via distributários do rio Tubarão, é reflexo do predomínio de tipos específicos na área de captação da bacia hidrográfica, e que esse predomínio responde, por sua vez, a variações climáticas de escala milenar. Baseado nessa premissa, a mudança de matéria orgânica vegetal do tipo C₄ (gramíneas) para o tipo C₃ (arbórea), observada da base para o topo do testemunho SB1 (Figura 4.54), seria resultado da mudança de condições mais secas para mais úmidas, a partir da metade do Holoceno. Ao comparar-se este resultado com dados paleoclimáticos mais robustos, do trabalho de Wang *et al.* (2006), baseado em $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da caverna de Botuverá (SC), o que se nota para mesmo intervalo de tempo é a mesma indicação de período mais seco que o atual durante a primeira metade do Holoceno (Figura 1.11). O mesmo resultado também tem sido obtido em diversos trabalhos palinológicos, isotópicos e outros (Sifeddine *et al.* 1994a,b, Ledru *et al.* 1996, 2001, Barreto 1996, Gouveia *et al.* 1997, Pessenda *et al.* 1998a,b,c, 2001a,b, De Oliveira *et al.* 1999, Freitas *et al.* 2001), para as regiões Sul, Sudeste e Norte do Brasil. Apesar de sustentado por outros estudos, a interpretação paleoclimática com uso de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N dos sedimentos do presente estudo constitui indicativo ainda deficiente,

especialmente para o intervalo de amostras bacinais. Em particular, a trajetória T1, que abrange intervalos bacinais em sua totalidade, reflete tendências para origem da matéria orgânica terrestre C_4 , mas sem a presença de amostras graficamente posicionadas no campo específico de C_4 (Figura 4.55). Este último aspecto decorre principalmente de sua mistura com matéria orgânica de origem marinha, que também é aportada para a bacia lagunar receptora do delta do Tubarão.

4.3.6.2. Em conchas

O resultado de análises isotópicas de oxigênio e carbono ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$) em conchas bacinais do presente estudo mostrou-se estatisticamente muito pobre quando comparado ao das análises isotópicas dos sedimentos. Graficamente, este fato é demonstrado pela grande dispersão entre suas relações isotópicas (Figura 4.56). Este fato pode ser devido ao uso de diferentes espécimes de conchas fósseis, cuja assimilação isotópica em seu meio de vida também pode ser diferenciada, e mesmo à atual falta de calibração adequada com seus equivalentes modernos e com características físicas e químicas de seu meio de vida.

Fig. 4.56. Correlação entre $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ de 25 conchas obtidas em fácies da bacia receptora do delta do Tubarão. A. Conchas classificadas por localidade de coleta, onde PGS engloba duas amostras-padrão de moluscos vivos (PGS-C1 e PGS-C2) coletados na praia Grande do Sul. B. Conchas classificadas por espécime: Anm - *Anomalocardia b.*; Div - *Divaricella q.*; Tiv - *Tivella sp.*; Tel - *Tellina sp.*; Brc - *Brachidontes s.*; Oliv - *Olivancillaria u.*; Pit - *Pitar f.*; Anc - *Ancilla sp.*; Misc - Miscelânea de fragmentos diversos. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

Embora menos robusta que a análise isotópica realizada nos sedimentos, a análise isotópica das conchas sugere, ao menos indiretamente, correlação local com a variação do NRM. A dinâmica de variação do NRM deve ter influenciado o balanço entre águas fluviais e marinhas no interior das lagunas, com implicações em mudanças faunísticas e isotópicas durante o Holoceno. Nesta escala de tempo, dentro da qual o delta do rio Tubarão deve ter-se desenvolvido sobre a bacia receptora, observa-se decréscimo em $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.57), de -0,42 para -3,26‰ (V-PDB). A exemplo do estudo isotópico em sedimento, interpreta-se a partir desse resultado que a bacia receptora do delta, antes francamente aberta ao oceano (baía), tornou-se progressivamente mais enriquecida em água doce, principalmente em função do seu maior isolamento do mar (progradação de barreiras e restrição de desembocaduras lagunares), e consequentemente no isótopo leve ^{16}O . Tal padrão é, por essa razão, similar ao encontrado por Fornari *et al.* (2008), para conchas lagunares de *Anomalocardia brasiliiana* de depósitos retrobarreira da mesma região, mas oposto ao de Angulo *et al.* (1999), que analisou $\delta^{18}\text{O}$ de vermetídeos marinhos também no litoral sul de Santa Catarina. Neste último caso, o resultado de $\delta^{18}\text{O}$ para vermetídeos refletiria mudanças de temperatura da água do mar em função de mudanças de circulação costeira (Giannini 2007, Fornari *et al.* 2008).

Fig. 4.57. Variação da relação isotópica de oxigênio e carbono de conchas de moluscos em função de sua profundidade de coleta em vibrotestemunhos e sondagens obtidos de fácies baciais do delta do Tubarão. Números em fonte negra indicam média de idade calibrada (anos cal AP). Acima, para o conjunto completo de amostras (25). Abaixo, para amostras de *Divaricella quadrisulcata* D'Orbigny 1842 (9). Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

De maneira geral, a relação $\delta^{13}\text{C}$ por sua vez variou de modo especular em relação ao $\delta^{18}\text{O}$ nas conchas analisadas, ou seja, com aumento progressivo (rumo ao topo dos testemunhos) da relação isotópica, de -2,34 para +0,94‰ (V-PDB). Esse resultado para $\delta^{13}\text{C}$, ao contrário do $\delta^{18}\text{O}$, é oposto ao de Fornari *et al.* (2008) e, segundo Mook (1968), Silva (1978) e Silva *et al.* (1979), não corrobora a ideia de enriquecimento relativo de ^{12}C nas conchas via aporte aumentado de água doce continental no sistema lagunar ao longo do tempo. Esse resultado também contradiz valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos em sedimentos dos mesmos intervalos de profundidades (tópico anterior), os quais se tornam progressivamente mais negativos.

5. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS, EVOLUÇÃO SEDIMENTAR E OCUPAÇÃO PRÉ-HISTÓRICA

Em termos de estratigrafia de sequências, o delta do rio Tubarão abrange essencialmente o período, hoje ainda vigente, de um trato de sistemas de mar alto (TSMA) (Giannini *et al.* 2001, Sawakuchi 2003). A implantação do TSMA na região de estudo, aliada às características fisiográficas antecedentes a este evento, propiciou a formação de uma baía lagunar (Baía de Santa Marta cf. DeBlasis *et al.* 2007), cujo registro faciológico pode ser considerado o mais amplo e importante marcador estratigráfico holocênico do centro-sul catarinense (Figura 5.1). Antes disso, após a rápida elevação pós-glacial (~15ka AP) do NRM, que sucedeu a implantação de um trato de sistemas transgressivo (TST), houve estabelecimento de uma superfície de inundação máxima (SIM). Na região de estudo, a SIM não tem sido materializada por nenhum marcador estratigráfico específico, exceto no caso da suspeita de um possível hiato deposicional em depósitos paleolagunares da região de Figueirinha entre 14 e 8ka cal AP (Amaral 2008). Supondo-se aporte sedimentar nulo, a SIM teria coincidido no tempo com o máximo NRM da região. Como esta condição é improvável, especialmente pela evidência de progradação concomitante de sistemas como o deltaico (cabeceira de baía) e, possivelmente, a barreira, a SIM deve ter-se formado antes disso, em algum momento durante a desaceleração da subida de NRM (Giannini *et al.* 2001).

Fig. 5.1. Síntese e correlação estratigráfica dos testemunhos amostrados sobre a planície deltaica do rio Tubarão. Idades calibradas para a variação isotópica atmosférica (todas as amostras) e efeito reservatório marinho global (conchas).

A evolução geral do delta do rio Tubarão dá-se após a inundação máxima, com a desaceleração e/ou término da subida do NRM, quando o aporte sedimentar torna-se maior que a taxa de criação de espaço na bacia, promovendo regressão. A parte montante da Baía de Santa Marta sofre progradação inicialmente a partir de um delta de cabeceira de baía precursor. Num segundo momento, a progradação deltaica, aliada ao desenvolvimento de pontais lagunares e tómbolos marinhos nas porções retrobarreira mais externas (Fornari *et al.* 2009, Tanaka *et al.* 2009, Giannini *et al.* 2010), favorece a subdivisão da antiga baía-laguna em corpos de água semi-individualizados contíguos, configuração atual do sistema lagunar local.

Detalhes da história evolutiva do delta do rio Tubarão são obtidos principalmente do uso combinado de seu padrão de avulsões, estratigrafia e distribuição de idades. A análise conjunta desses parâmetros reforça a ideia de que a evolução de cada distributário em termos de chegada, atividade, abandono e migração deu-se de forma muito independente, embora concomitante para drenagens de ordens mais próximas. Fatores locais estáticos, como a presença de obstáculos a serem vencidos (morros do embasamento cristalino) e depressões a serem preenchidas (corpos de água), e dinâmicos, como proximidade a desembocaduras lagunares (que permitem a entrada de correntes de maré), devem ter sido os mais determinantes na evolução dos canais. A própria fisiografia da baía lagunar, favorável ao controle de sua pressão hidráulica via dinâmica de equilíbrio entre duas desembocaduras (Camacho e Entrada da Barra), influenciou a migração geral dos distributários para E e NE nos momentos iniciais de formação do delta, período para o qual há indícios de maré enchente, via Camacho, favorecida por ondulações (*swell*) vindas de SE (Tanaka 2010). Diante desse cenário em mudança, a atividade humana (sambaquieira) nas adjacências da planície deltaica encontrava-se voltada principalmente para os grandes corpos de água lagunares (Kneip 2004, DeBlasis *et al.* 2007), sendo assim condicionada, em parte, por sua evolução natural (Giannini *et al.* 2010).

Com base nessas premissas, um resumo da história evolutiva do delta do rio Tubarão é aqui proposto em cinco etapas principais:

1. Ingresso do delta de cabeceira do Tubarão na baía de Santa Marta depois de 4856-4439 anos cal AP (TB1), na junção dos rios Tubarão e Capivari de Baixo. Ramificação do rio Tubarão das Conchas a partir do rio Tubarão. Por volta dessa época, os sambaquis adjacentes Capivari I, Morrinhos, Mato Alto II e Jaboticabeira I já estavam em construção (Giannini *et al.* 2010).

2. Avulsões dos rios Tubarão e Tubarão das Conchas para SW (rumo ao morro de Congonhas), com abandono de canais e lagos residuais parcialmente intercomunicados no “banhado” de Estiva dos Pregos (a oeste de Morro Grande). Desse momento em diante, os distributários passam a progradar preferencialmente para os rumos E e NE, influenciados por correntes de maré na baía de Santa Marta (Tanaka 2010). O rio Tubarão das Conchas, que prograda mais rapidamente que o rio Tubarão, lança três ramificações de distributários antes de 2563-2359 anos cal AP (SB1): do rio Sambaqui Pequeno a partir de seu próprio canal, e então dos rios Carniça e Sambaqui a partir do rio Sambaqui Pequeno. Posteriormente, avulsões desses canais rumo NE assoreiam e isolam a então laguna Ribeirão Grande da laguna Santo Antônio, e atingem Ponta do Daniel entre 2358-2299 anos cal AP (SB2). Neste período, a construção dos sambaquis da etapa anterior já se encontra abandonada, mas outros sambaquis próximos, Mato Alto I, Morrote e Ribeirão Pequeno, entram em atividade (Giannini *et al.* 2010).
3. O rio Tubarão, que evolui concomitantemente ao rio Tubarão das Conchas e seus distributários, migra para NE e atinge a planície retrobarreira de Campos Verdes após no máximo 1946 ± 141 anos AP (idade LOE do último feixe de cordões da extremidade norte desta planície, no local onde ela é truncada pelo rio Tubarão: Tanaka 2010). A laguna Santo Antônio é separada da baía de Santa Marta. Ao final do mesmo período, o rio da Guarda surge como ramificação do rio Tubarão. Deste momento em diante, todos os sambaquis adjacentes ao delta do Tubarão são abandonados, sendo este o fim da ocupação sambaquieira até agora conhecida nesta região (Giannini *et al.* 2010).
4. Expansão do rio da Guarda entre 1931 e 1393 anos cal AP (GD2-GD3) e ramificação do rio da Madre (a partir do rio Tubarão) entre 1645 e 788 anos cal AP (MD1). Logo após o fim de seu período de expansão (~1393 anos cal AP, GD3), sucessivas avulsões dos rios da Guarda (rumo ENE) e Madre (rumo SE) assoreiam a porção norte-nordeste da baía de Santa Marta e formam dois grandes embaixamentos (“proto-lagunas” Manteiga e Santa Marta). Em particular, as avulsões do rio da Guarda ocorrem de modo desigual em diferentes trechos ao longo de seu canal, sendo a última registrada em 512-324 anos cal AP (GD3).
5. Ramificação do rio Mirim a partir do rio da Madre há pelo menos 490 anos cal AP (MR1). Avulsões desses dois distributários em vários rumos, juntamente à porção

terminal do rio da Guarda, unem-se na porção noroeste da planície retrobarreira de Rio do Meio, formando o “rio” homônimo e subdividindo a baía de Santa Marta em lago Manteiga e nas lagunas Garopaba do Sul e Santa Marta (estas últimas, parcialmente interconectadas).

A Figura 5.2 exhibe uma representação das cinco etapas evolutivas listadas.

Fig. 5.2. Modelo evolutivo para o delta do rio Tubarão em cinco etapas durante o Holoceno (de cima para baixo e da esquerda para direita). A evolução concomitante dos demais sistemas deposicionais quaternários do entorno e episódios de ocupação sambaqueira são baseados, em parte, nos trabalhos de Giannini (2002), DeBlasis *et al.* (2007), Amaral (2008), Fornari *et al.* (2009), Giannini *et al.* (2010) e Tanaka (2010).

6. CONCLUSÕES

1. O delta do rio Tubarão possui fácies morfológicas reconhecíveis ao exame fotogeológico e por imagens de satélite, a saber: lobos, barras em pontal, diques naturais, crevassas (leques e lagos), feições submersas (canais e diques) e baías interdistributários. Algumas dessas feições são ressaltadas por contraste em seu tipo de cobertura vegetal.
2. Sobre a planície deltaica, feições indicativas de avulsões também são facilmente identificáveis por sensoriamento remoto, através de relações de truncamento entre canais e paleocanais. O estudo dos truncamentos permite deduzir a idade relativa entre os distributários e seu rumo de migração, o que sugere que o delta do Tubarão deslocou-se inicialmente para SW (200-250°), depois para ENE (50-100°), e então para NNE (0-50°).
3. A interpolação do limite superior de fácies admitidas como da bacia lagunar receptora, baseada em 216 sondagens e prospecções na região do delta e seu entorno, mostrou que esse limite superior ocorre em maior profundidade em quatro regiões distintas. Interpretam-se tais regiões como sendo paleodepressões no fundo da bacia receptora, das quais ao menos três (Tubarão, Morro de Congonhas e Ribeirão Grande) teriam controlado rumos pretéritos preferenciais de migração fluvial, inclusive avulsões.
4. Tanto paleodepressões como as depressões atuais (lagos Manteiga e Ribeirão Grande, e as lagunas Garopaba do Sul, Santa Marta e Santo Antônio) teriam sido as principais controladoras dos rumos de avulsões em geral, via aumento do gradiente topográfico em pontos específicos. Porções da planície deltaica circundadas por várias depressões apresentaram forte dispersão em seus rumos de migração, fato sugestivo de caráter principalmente autogênico das avulsões.
5. Quinze fácies deposicionais, agrupadas em quatro associações, foram reconhecidas pelo estudo dos vibrotestemunhos e sondagens. As quatro associações de fácies obtidas foram: preenchimento de canal ativo, preenchimento de canal abandonado, finos de intercanais e bacia lagunar. Sua sucessão em vários locais atesta para a dinâmica de ingresso, atividade, abandono e migração de lobos e canais distributários do rio Tubarão.
6. Em alguns intervalos deltaicos, a presença de fácies deposicionais texturalmente mal selecionadas, em regiões adjacentes aos morros de cristalino, pressupõem eventual contribuição sedimentar das encostas (colúvio e/ou depósitos de fluxos gravitacionais).

7. Em termos gerais, o principal resultado alcançado pelas análises laboratoriais executadas para os sete vibrotestemunhos e três sondagens deste estudo foi a distinção do tipo de sistema deposicional (discriminação entre intervalos de fácies deltaicas e bacinais). Antes disso, esta discriminação foi estabelecida por exame faciológico baseado principalmente na presença de conchas de moluscos. Em termos locais, por outro lado, fatores como posição ao longo dos distributários, proximidade de morros do embasamento cristalino, sucessões de fácies particulares e profundidade amostrada se tornaram importantes para discriminar diferentes processos de sedimentação dentro dos sistemas deposicionais individualmente.

8. Análises granulométricas mostraram predomínio, no universo de todas as amostras, de areias muito finas a siltes, muito mal selecionadas a mal selecionados, e de assimetria positiva. Dessas três medidas descritivas da distribuição granulométrica, a assimetria foi a mais variável, atingindo em certos casos valores negativos e muito negativos. O principal controle na diferença granulométrica entre as colunas analisadas é o local, especialmente presença de morros (mistura com colúvio e/ou depósitos de fluxos gravitacionais de encosta) e sucessões de fácies atribuídas a processos de deposição particulares (preenchimento de canal ativo vs. canal abandonado ou intercanais). Subordinadamente, a distinção entre delta e bacia é sugerida pelas distribuições granulométricas, com tendência polimodal no primeiro caso.

9. A análise de minerais pesados é concordante com o predomínio de fontes metamórficas (médio a alto grau) e ígneas nas cabeceiras da bacia hidrográfica do rio Tubarão e seus contributários principais. O resultado da distribuição vertical de minerais pesados nas colunas sedimentares estudadas reflete principalmente o sistema deposicional (delta ou bacia).

10. O resultado para amostras de delta (principalmente) e bacia, consideradas separadamente, mostram que o principal fator comum no controle na distribuição das assembleias de minerais pesados é o da proveniência (área/rocha fonte), conforme indicado por matrizes de correlação. Com base no resultado das matrizes de correlação, foram criados dois índices de proveniência: iRZ (rutilo-zircão) e iMV (hornblenda marrom - hornblenda verde).

11. O índice iRZ foi usado para verificar o balanço na contribuição entre rochas metamórficas (granitóides) e plutônicas (graníticas), e o iMV, para comparar rochas vulcânicas (basaltos) com as demais. O resultado de iRZ mostra mesma fonte mediata para delta e bacia, dominada por granitos do Batólito de Florianópolis. Quanto ao iMV, valores ligeiramente mais altos para

depósitos bacinais podem relacionar-se à contribuição extra de hornblenda marrom pela erosão costeira de diques relacionados ao magmatismo Serra Geral.

12. Localmente, ao longo dos pontos amostrados, os índices de proveniência variam de modo quase especular entre delta e bacia, com ligeira tendência de declínio de iRZ (aumento relativo de zircão relativo a rutilo) e de iMV (aumento relativo de hornblenda marrom), para jusante.

13. Já em termos de fontes imediatas, observa-se que fácies deltaicas são notavelmente mais ricas em cianita, estaurolita e alterita, provenientes do rio Tubarão, enquanto as fácies bacinais distinguem-se pela presença de glauconita e por concentrações ligeiramente maiores de hornblenda, ambas provenientes, predominantemente, de sistemas costeiros de mar aberto, como o da praia Grande do Sul. Zircão possui teores destacados nos rios Braço do Norte e Capivari de Baixo, tributários do rio Tubarão. Todas estas afirmações também são sustentadas pela análise estatística de principais componentes (APC).

14. Teores anormalmente altos de alterita (>20% em média) foram verificados em fácies deltaicas. Nas mesmas fácies, grãos de cianita e estaurolita com graus de alteração intermediários foram observados com características óticas e texturais semelhantes à da maioria dos grãos de alterita, e suas proporções variaram quase simultaneamente, resultado que também é sustentado pela APC. Supõe-se, portanto, que parte dos grãos de cianita e estaurolita seja fornecida de fontes secundárias, alteradas por longo tempo, como solos e regolitos e/ou rochas sedimentares da Bacia do Paraná, via rio Tubarão.

15. A presença de conchas fósseis de moluscos nos sedimentos associados ao delta auxiliaram no reconhecimento, delimitação e datação de fácies de sua bacia receptora lagunar. Sua assembleia mostra-se diversificada e, em alguns casos, muito fragmentada, fato sugestivo de deposição alóctone a partir de outras partes do sistema lagunar e até de mar aberto (via desembocaduras lagunares).

16. Em depósitos da bacia receptora do delta do Tubarão, a proporção entre os *taxa* de moluscos mais frequentes, reconhecidos por suas conchas, é semelhante ao de depósitos de concheiros naturais fósseis minerados de Garopaba do Sul, onde predominam *Divaricella quadrisulcata*, tido como francamente marinho. Isso a diferencia da assembleias descritas para depósitos retrobarreira e sambaquis da mesma região, onde *Anomalocardia brasiliiana*, tido como de águas mixo-halinas, é o espécime dominante.

17. Ainda em depósitos bacinais, microbioclastos fósseis diversos também foram descritos, de forma inusitada, em lâminas originalmente confeccionadas para estudo de minerais pesados. Eles ocorrem com frequência de contagem de até 5%. Embora reconhecíveis em microscopia de luz polarizada por suas formas peculiares, estes microfósseis são melhor identificados por estudo em lupa binocular devido a seu preenchimento por mineral opaco. Tal preenchimento apresenta-se dourado sob luz refletida, sugestivo de composição sulfetada (pirita?). Com base nessa composição, interpreta-se o preenchimento ou substituição eodiagenética das conchas em condições redutoras, o que ajudaria a explicar o aumento de densidade que as colocou junto à fração de minerais pesados.

18. Pelo método do AMS ^{14}C , foram datadas 33 amostras de concha, madeira, turfa e sedimento orgânico de intervalos selecionados dos vibrotestemunhos e sondagens coletados. O resultado engloba idades holocênicas para todo o intervalo amostrado, e indica que o delta do Tubarão deve ter ingressado na baía-laguna depois de 5000 anos AP. Estratigraficamente, a distribuição das idades apresentou-se coerente, com apenas duas inversões, e ainda auxiliou na correlação entre as colunas sedimentares analisadas.

19. Verticalmente, a distribuição de idades de intervalos deltaicos apresentou grande dispersão quando comparada à de intervalos bacinais, o que pode dever-se à maior heterogeneidade faciológica no primeiro caso. Horizontalmente, a distribuição de idades máximas (quando obtidas em fácies bacinais) e mínimas (quando obtidas em fácies deltaicas) para o ingresso do delta em cada local amostrado mostrou alguma independência entre os principais distributários do delta, em termos evolutivos.

20. Com base na distribuição das idades, foram calculadas taxas de sedimentação para depósitos do delta e da bacia. O resultado mostra que taxas verticais têm sido três ordens de magnitude menores que as horizontais. Ao comparar-se delta e bacia, nota-se que a diferença entre a taxa máxima e mínima por intervalo, vertical ou horizontal, é maior em fácies bacinais, onde atinge valores até três vezes superiores ao de fácies deltaicas. Vale notar que a datação de fácies bacinais foi feita exclusivamente para conchas, com erro analítico estimado superior ao de outros materiais, e que o aumento das taxas rumo às porções verticais e horizontais mais recentes do delta pode relacionar-se a um menor número de intervalos erosivos e/ou de não deposição (hiatos) atravessados.

21. Valores médios obtidos para a taxa vertical máxima e mínima estimadas por intervalo deltaico foram 3,57 e 1,87mm/ano, enquanto que para fácies bacinais, os valores foram 2,57 e 1,23mm/ano, o que permite afirmar que o delta sofreu aggradação superior ao de sua bacia receptora lagunar. A variação da taxa de sedimentação vertical ao longo do delta é de difícil avaliação, uma vez que as datações foram obtidas de diferentes locais e fácies, e a diferentes profundidades, de modo que fatores como aporte sedimentar e processo de sedimentação devem ter grande influência nos resultados.

22. Foram selecionados três perfis para cálculo de taxas de sedimentação horizontal, desde o ápice do delta: até rio da Guarda, até rio Mirim e até rio Sambaqui. O resultado mostrou grande variabilidade progradacional entre os lobos do sistema deltaico, com taxas médias em torno de 8,8m/ano no rio da Guarda, 11,6m/ano no rio Mirim e 30,9m/ano no rio Sambaqui.

23. A análise isotópica de carbono e nitrogênio em sedimentos dos vibrotestemunhos e sondagens foi útil em três aspectos: distinção entre delta e bacia, correlação com variação do nível relativo do mar e indicação de possível mudança climática.

24. Na distinção entre delta e bacia, os sedimentos apresentaram valores $\delta^{13}\text{C}$ limítrofes em torno de -24‰ (V-PDB), abaixo do qual (mais negativos) predominaram amostras previamente classificadas como de delta, e acima do qual (menos negativos), de bacia receptora. A relação $\delta^{15}\text{N}$ também apresentou bom poder discriminante, com valor limítrofe em torno de +6‰ (ATM), estando as amostras deltaicas abaixo desse valor, e as bacinais, acima.

25. Em gráfico de origem da matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}$ vs. razão C/N), 31 amostras da sondagem SB1 (até 20m de profundidade) apresentaram valores que variaram, da base para o topo, desde o campo intermediário entre plantas C4 (gramíneas) e marinho até o campo francamente marinho (COP-M), e daí para o campo C3 (arbóreo). As trajetórias descritas refletem o afogamento pós-glacial da bacia lagunar, com máximo entre 5,4-5,1ka AP, e então sua posterior colmatação favorecida pela queda suave do NRM até os dias de hoje.

26. Na indicação de mudança climática, a tendência de variação do sinal isotópico de matéria orgânica vegetal de origem terrestre da sondagem SB1, do campo C4 para o campo C3, sugere mudanças para condições de clima mais úmido a partir do Holoceno Médio. Esse resultado torna-se coerente quando comparado ao de indicadores paleoclimáticos mais robustos de Santa Catarina, obtidos em outros trabalhos pelo estudo de espeleotemas.

27. Os resultados de análise isotópica de oxigênio e carbono em conchas de intervalos bacinais mostraram-se estatisticamente muito pobres quando comparados ao das análises isotópicas dos sedimentos. Este fato pode ser devido ao uso de diferentes *taxa* de conchas fósseis, e mesmo à atual falta de calibração adequada com seus equivalentes modernos e com características físicas e químicas de seu meio de vida.

28. Embora menos robusta que a análise isotópica realizada nos sedimentos, a análise das conchas sugere, ao menos indiretamente, correlação local com a variação do NRM. O resultado mostra um decréscimo em $\delta^{18}\text{O}$ de -0,42 para -3,26‰ (V-PDB) que indicaria que a bacia receptora do delta, antes francamente aberta ao oceano (baía), tornou-se progressivamente mais enriquecida em água doce (que é mais abundante em isótopo leve ^{16}O), principalmente em virtude do seu maior isolamento do mar consequente da progradação de barreiras e restrição de desembocaduras lagunares.

29. A análise isotópica para carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das conchas, no entanto, apresentou resultado especular ao de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do tempo, com valores variando de -2,34 para +0,94‰ (V-PDB). Este resultado é incomum em estudos de conchas de moluscos de zona costeira, e não pode ser explicado por aumento de aporte de carbono de água doce (rico em ^{12}C) ao longo do tempo.

30. Com base nos estudos de escritório, campo e laboratório realizados nesta tese de doutoramento, propõe-se a evolução do delta do rio Tubarão, resumidamente, em cinco etapas:

1. Ingresso do delta de cabeceira do Tubarão na baía de Santa Marta depois de 4856-4439 anos cal AP, com ramificação do rio Tubarão das Conchas;
2. expansão dos rios Tubarão e Tubarão das Conchas, com progradação influenciada por correntes de maré para NE no interior da baía de Santa Marta, e ramificação dos rios Sambaqui Pequeno, Sambaqui e Carniça antes de 2563-2359 anos cal AP;
3. expansão do rio Tubarão, que atinge a planície de Campos Verdes depois de 1946 ± 141 anos AP, período em que ramifica rio da Guarda e isola a laguna Santo Antônio;
4. expansão do rio da Guarda (1931-1393 anos cal AP) e ramificação do rio da Madre (~1645-788 anos cal AP);
5. ramificação do rio Mirim em pelo menos 490 anos cal AP, e tripartição final da baía de Santa Marta em lago Manteiga e lagunas Garopaba do Sul e Santa Marta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, R. T. 1974. American Seashells : the marine molluska of the Atlantic and Pacific coasts of North America. *Van Nostrand Reinhold Press*, New York (USA), 541 p.
- Agência Nacional de Águas (ANA) 2010. Sítio eletrônico:
<http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/informacoes/hidrologicas/redehidro.aspx>
- Alexander, J.; Bridge, J.S.; Leeder, M.R.; Collier, R.E.L.; Gawthorpe, R.L. 1994. Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwestern Montana. *Journ. Of Sediment. Research* B64 (4): 542-559.
- Alexander, J. & Leeder, M.R. 1987. *Active tectonic control on alluvial architecture*. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.D. (Eds.). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, vol. 39. Tulsa, Oklahoma, pp. 243-252.
- Allen, V.T. 1948. Weathering and heavy minerals. *Jour. Sed. Petrology*, 18(1): 38-42.
- Allen, J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89-101.
- Allen, J.R.L., 1970, Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 298-323.
- Allen, G.P. 1991. *Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a Recent model of macrotidal estuarine systems*. In: Smith, G.D.; Reinson, G.E.; Zaitlin, B.A.; Rahmani, R.A. (eds.). *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Soc. of Petroleum Geologists Memoir 16, pp.29-40.
- Almeida, F.F.M. 1953. *Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina*. In: ASSEMB. GERAL ORDINÁRIA DA ASSOC. DOS GEÓGRAFOS DO BRASIL, 4, Goiânia, GO, 1948. Anais da Associação de Geógrafos do Brasil, 3(1): 10-37.
- Almeida, F.F.M. 1991. *O alinhamento magmático de Cabo Frio*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, SP. Atas... São Paulo, SBG/SP-RJ, p.423-437.
- Amaral, P.G.C. 2008. *Evolução da sedimentação lagunar holocênica na região de Jaguaruna, estado de Santa Catarina: uma abordagem sedimentológica-micropaleontológica integrada*. São Paulo, Instituto de Geoc. da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.), 1 v., 1 anexo, 194 p. (inéd.).
- Amaral, A.C.Z.; Rizzo, A.E.; Arruda, E.P. 2006. *Manual de identificação dos invertebrados marinhos da região Sudeste-Sul do Brasil*. Editora Edusp, São Paulo (SP), v. 1, 287 p.
- Angulo, R.J. 1992. *Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná*. São Paulo, Inst. Geoc. da Universidade de São Paulo. Tese de doutorado (inéd.), 334 p.
- Angulo, R.J. & Giannini, P.C.F. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na região sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67 - 75.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Kogut, J.S.; Prazeres Filho, H.J.; Souza, M.C. 1994. *Variation of sedimentological parameters with depositional age across a succession of beach-ridges in the Holocene of Mel Island, Paraná, Brazil*. In: INTERN. SEDIMENT. CONGRESS, 14, Recife, 1994. Abstracts... Recife, IAS, p. D1-D3.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Pessenda, L.C.R. 1999. Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. *Marine Geology*, 159(1999):323-339.

Angulo, R.J. & Lessa, G. 1997. *The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananeia regions*. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador, pp. 285 - 288.

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. *Quatern. Sci. Reviews* 25 (5-6), p. 486-506.

Angulo, R.J. & Müller, A.C.P. 1990. *Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast, Brazil*. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 2, Águas de Lindoia. Síntese dos conhecimentos... São Paulo, Publ. Aciesp (39) II, pp. 158-168.

Angulo, R.J.; Souza, M.C.; Reimer, P.J.; Sasaoka, S.K. 2005. Reservoir effect of the Southern Brazilian coast. *Radiocarbon* 47(1):67-73.

Arz, H.W.; Patzold, J.; Wefer, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 105-117.

Asmus, H.E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: PETROBRAS. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, p.39-73. (Série Projeto Remac, 4).

Asmus, H.E. 1981. *Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, PR. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.262-273.

Assunção, D. 2010. *Sambaquis da Paleolaguna de Santa Marta: em busca do contexto regional no litoral sul de Santa Catarina*. São Paulo, Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 146 p.

Assunção, D. & DeBlasis, P. 2007. *Em busca do contexto regional: levantamento arqueológico na paleolaguna de Santa Marta, litoral sul de Santa Catarina*. In: Cappelletti, Angela Maria, Deisi S. E. Farias, Fúlvio V. Arnt & Marcus Vinicius Beber (orgs.). *Anais do V Encontro do Núcleo Regional da SABsul*, CD-rom.

Autin, W.J. & Aslan, A. 2001. Alluvial pedogenesis in Pleistocene and Holocene Mississippi River deposits: effects of relative sea-level change. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 113 (2001), pp. 1456–1466.

Bacoccoli, G. 1971. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – uma tentativa de classificação. *Bol. Técnico da Petrobrás*. Rio de Janeiro (RJ), v. 14, pp. 5-38.

Baker, V.R. 2002. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* (2002) 32, 3–15

Bandeira, A.N., Jr.; Petri, S.; Suguio, K. 1975. *Delta do Rio Doce (Relatório Final)*. *Relat. Int. do Centro de Pesquisas Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES)*, Petrobrás S.A. (Rio de Janeiro), 203 p.

Barrell, J.K. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol. Soc. America Bull.* 23: 377-446.

Barreto, A.M.F. 1996. *Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado (inéd.), 174 p.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.).

Bastos Neto, A.; Charvet, J.; Touray, J.-C.; Dardenne, M. 1991. Evolution tectonique du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil) em relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bull. Soc. géol. France*, v. 162, n. 3, pp. 503-513.

Bates, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. *American Assoc. of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 37 (9): 2119-2162.

Beerbower, J.R. 1964. *Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation*. In: Merriam, D.F. (Ed.). *Symposium on Cyclic Sedimentation*. Bull. Kansas Geol. Survey, vol. 169.2.1.6., pp. 31–42.

Behling, H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99:143-156.

Behling, H. 2002. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 19-27.

Beltrame, E. 2003. *Aplicação de geotecnologias na seleção de sítios para o cultivo de camarões marinhos e o planejamento da atividade*. Florianópolis (SC), Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina. Tese de doutoramento (inéd.), 212 p.

Bertalanffy, L.V. 1968. *Teoria Geral de Sistemas*. Petrópolis, Ed. Vozes Ltda. 2a. ed. (portug.), 1975, 351p.

Bhattacharya, J.P. 2006. *Deltas*. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds). *Facies models revisited*. SEPM Publication, Tulsa (USA), 532 p.

Bhattacharya, J. & Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, v. 50, pp. 187-210.

Bhattacharya, J. & Walker, R.G. 1992. *Deltas*. In: *Facies Models – response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409p.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. 1975. *Catastrophic events in the Tubarão area*. In: *INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY*, Curitiba, Topics for discussion, VI... Bol. Paranaense de Geoc. (33): 200-207.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R.; Silva, J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paranaense Geograf.*, (16/17): 117-151.

Bigarella J.J.; Salamuni R.; Marques, F.P.L. 1959. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). *Not. Prel. Est. Inst. Biol. Pesq. Tecn.*, Curitiba, 1:7 p.

Biggs, R.B. 1978. *Coastal bays*. In: Davis, R.A., Jr. (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer- Verlag, Heidelberg, 413 p.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Ferreira, Y.A. 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário do Brasil*, Soc. Brasil. Geologia, pp. 49-68.

Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Ferreira, Y.A. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. *Rev. Brasil. de Geociências*, 13 (2): 93-97.

Boothroyd, J.C. 1978. *Mesotidal inlets and estuaries*. In: Davis, R.A., Jr. (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Heidelberg, 413 p.

- Boutton, T.W. 1996. *Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change*. In: Boutton, T.W. & Yamasaki, S.I. (Eds.). *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker, p. 47-82.
- Boyd, R.; Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A. 2006. *Estuarine and incised-valley facies models*. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds.). *Facies Models Revisited*. Tulsa (OK), 527 p.
- Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing.
- Bridge, J.S. & Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26, 617-644.
- Brito Neves, B.B.; Silva, A.B.; Albuquerque, J.P.T.; Barros, C.A.F. 1979. Geologia e províncias hidrogeológicas de Santa Catarina. *Mineração e Metalurgia*, (416): 22-34.
- Bruland, K. W.; Bienfang, P. K.; Bishop, J.K.B.; Eglinton, G.; Ittekkot, V.A.W.; Lampitt, R.; Sarnthein, M.; Thiede, J.; Walsh, J. J.; Wefer, G. 1989. *Group report: flux to the seafloor*. In: Berger, W. H.; Smetacek, V. S.; Wefer, G. (eds.). *Productivity of the Ocean: Present and Past*. New York (Wiley), pp. 193-215.
- Bryant, M., Falk, P., Paola, C. 1995. Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology* 23, 365-368.
- Carling, P.A.; Kirkbride, A.D.; Parnachov, S.; Borodavko, P.S.; Berger, G.W. 2002. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 32, 17-35.
- Carter, R.W.G. 1988. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London (UK), 617p.
- Carvalho, M.S. & Struchiner, C.J. 1992. Análise de correspondência: uma aplicação do método à avaliação de serviços de vacinação. *Cad. Saúde Públ.* 8(3): 287-301.
- Castelão, R.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L., 2004. A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *J. Coast. Res.* 20 (3), 662-671.
- Castro, V.H.S. & Castro, E.C. 1969. *Geologia da Quadricula de Laguna, SC*. Porto Alegre, DPM-1º Distrito Relat. Interno (inéd.), 38 p.
- Cecil, C.B. 2003. *The concept of autocyclic and allocyclic controls on sedimentation and stratigraphy, emphasizing the climatic variable*. In: Cecil, C.B. & Edgar, N.T. (Eds.). *Climate Controls on Stratigraphy*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication n.77, 275 p.
- Chappel, J. & Woodroffe, C.D. 1997. *Macrotidal estuaries*. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 517 p.
- Coelho, F.J. 1981. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Camacho, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1982. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Morro Bonito-Delfino, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1985a. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Boabaid, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

- Coelho, F.J. 1985b. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Sertão da Estiva, Capivari de Baixo (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1988a. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Campos Verdes, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1988b. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Lagoa Santo Antônio dos Anjos, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1992. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Galheta CCU, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1993a. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Cigana I e II, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1993b. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Tubarão (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1994. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Camacho II, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1995a. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Jaboticabeira, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1995b. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Campos Verdes II, Laguna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1996a. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Laranjal, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Coelho, F.J. 1996b. *Relatório Final de Pesquisa Mineral: Garopaba do Sul, Jaguaruna (SC)*. Relatório Interno da CYSY Mineração LTDA, Criciúma (SC), 200 p.
- Colella, A. & Prior, D.B. (eds.) 1990. Coarse-grained deltas. Oxford, Blackwell Scientific Publ. (*Special Publication #10 of the International Association of Sedimentologists*), 357 p.
- Coleman, J.M. 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* 3, 129–239.
- Coleman, J.M. & Prior, D.B. 1982. *Deltaic sand bodies*. AAPG Education Course Note Series #15, Louisiana (EUA), 171 p.
- Coleman, J.M. & Wright, L.D. 1971. *Analysis of major river systems and their deltas: procedures and rationale, with two examples*. Louisiana St. University, Coastal Studies Inst. Tech. Rept., v. 95, 125 p.
- Coleman, J.M. & Wright, L.D. 1975. *Modern river deltas: variability of processes and sandstone bodies*. In: Broussard, M.L. (ed.). *Deltas, models for exploration*. Houston, Geol. Soc. of America, pp. 95-150.
- Collinson, J.D., 1969, The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 194-221.
- Cooper, J.A.G. 1997. *Lagoons and microtidal coasts*. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 517 p.
- Corner, G.D.; Nordahl, E.; Munch-Ellingsen, K.; Robertson, K.R. 1990. *Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway*. In: Colella, A. & Prior, D.B. (eds.). *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, n. 10, pp. 155–168.

- Creasy, M.A. 1954. Limits for the ratio of means. *Journal of the Royal Statistical Society Series B (Methodological)* v. 16, n. 2, pp. 186-194.
- Cruz, F.W., Jr. 2003. *Estudo Paleoclimático e Paleoambiental a Partir de Registros Geoquímicos Quaternários em Espeleotemas das Regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado (inéd.), 134 p., 1 anexo.
- Cruz, F.W., Jr.; 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 and Cosmochimica Acta*, 71: 2250-2263.
- Cruz, F.W., Jr.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in Subtropical Brazil from isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 495-507.
- Cruz, F.W., Jr.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Dias, P.L.S.; Viana, O., Jr. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in Subtropical Brazil. *Nature*, 434: 63-65.
- Cruz, F.W.; Karmann, I.; Jr.; Viana, O., Jr.; Burns, S.J.; Ferrari, J.A.; Vuille, M.; Sial, A.N.; Moreira, M.Z. 2005. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, 220: 245-262.
- Currie, L.A. 2004. The Remarkable Metrological History of Radiocarbon Dating [II]. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, v.109, p.185-217.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.62, n.6, pp. 1130-1146.
- Damuth, J.E. & Kumar, N. 1975. Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, pp. 863-878.
- Davis, R.A., Jr. 1983. *Depositional Systems: a Genetic Approach to Sedimentary Geology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey (EUA), 323 p.
- Day, J.W., Jr.; Gunn, J.D.; Folan, W.J.; Yáñez-Arancibia, A.; Horton, B.P. 2007. Emergence of complex societies after sea-level stabilized. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, v. 88, n. 15, pp. 169-170.
- De Masi, M.A.N. 2001. Pescadores coletores da costa sul do Brasil. *Pesquisas Antropologia* 57:1-136.
- De Mio, E. & Giannini, P.C.F. 1997. *Variação de minerais pesados transversal à planície litorânea de Peruíbe-Itanhaém, SP*. In: *CONG. ASSOC. BRAS. ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 6, Curitiba. Resumos expandidos... Curitiba, ABEQUA, p. 109-114.
- De Oliveira, P.E.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 319-337.
- DeBlasis, P.; Kneip, A.; Scheel-Ybert, R.; Giannini, P.C.F.; Gaspar, M.D. 2007. Sambaquis e paisagem: dinâmica natural e arqueologia regional no litoral do Sul do Brasil. *Arqueologia Suramericana*, v. 3, p. 29-61, 2007.
- Demarest, J.M., II & Kraft, J.C. 1987. *Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata*. In: Nummedal, D.; Pilkey, O.H.; Howard, J.D. (Eds.). *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM, Special Publication 41, p. 223-239.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Deines, P. 1980. *The isotopic composition of reduced organic carbon*. In: Fritz, P. & Fontes, J.C. (Eds.). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Gisewir, Amsterdam.

Dias Neto, C.M. 1986. *Contribuição à Análise Sismotectônica da Região Sudeste do Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.), 121 p.

Dickens, G.R.; Castillo, M.M.; Walker, J.C.G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology* 25: 259-262.

Dillenburg, S.R.; Laybauer, L.; Mexias, A.S.; Dani, N.; Barboza, E.G.; Lummertz, C.N. 2000. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da Laguna de Tramandaí. *Revista Brás. Geociências*, 30(4), p.649-654.

Dominguez, J.M.L. 1982. *Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos*. Univ. Fed. da Bahia. Dissertação de mestrado (inéd.), 79 p.

Dominguez, J.M.L. 1986. Re-evaluation of deltaic sedimentation models in wave-dominated settings, evidences from eastern Brazil (resumo). *Geol. Soc. Amer.*, 18: 586-587. (Abstracts with Programs).

Dominguez, J.M.L. 1990. Deltas dominados por ondas: críticas às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasil. de Geociências*, 20 (1-4): 352-361.

Dominguez, J.M.L. 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geological Society, London, Special Publications*. 117: 217-231.

Dominguez, J.M.L. & Barbosa, L.M. 1994. Controls on the Quaternary of the São Francisco strandplain: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Field guide book, 14th International Sedimentological Congress*, Recife-Pernambuco, Brazil.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das feições costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasil. de Geociências*, 13: 98 105.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Ferreira, Y.A.; Flexor, J.M. 1982. *Sobre a validade da utilização do termo delta para designar as planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios da costa leste/nordeste brasileira*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Resumos e Breves Comunicações... Salvador, SBG, p.92.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L., and Bittencourt, A.C.S.P. 1987. *Sea-level history and the Quaternary evolution of river mouth associated beach-ridge plains along the east southeast coast of Brazil: a summary*. In: Nummedal, D.; Pilkey, D.H.; Howard, J.D. (Eds.). *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*. Tucson, Arizona: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 41, pp. 115–127.

Dominguez, J.M.L. & Wanless, H.R. 1991. *Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce river coast, Brazil*. In: Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman, R.W.; Thorne, J.A. *Shelf sand and sandstone bodies – geometry, facies and sequence stratigraphy*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 532 p.

Dryden, L. & Dryden, C. 1946. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *Journal of Sed. Petrology*, 16(3): 91-96.

Dumont, J.F. 1994. *Neotectonics and rivers of the Amazon headwaters*. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Eds.). *The Variability of Large Alluvial Rivers*, pp. 103–113.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Dyer, K.R. 1979. *Estuaries and estuarine sedimentation*. In: Dyer, K.R. (Ed.). *Estuarine Hydrography and Sedimentation*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, pp. 1-18.

Dyer, K.R. 1986. *Coastal and estuarine sediment dynamics*. London, Wiley Interscience, 342 p.

Eastoe, C.J.; Fish, P.; Gaspar, M.D.; Long, A. 2002. Reservoir corrections for marine samples from the South Atlantic coast, Santa Catarina state, Brazil. *Radiocarbon* 44(1):145-148.

Eddy, J. 1976. The Maunder Minimum. *Science* 192: 1189-1202.

Eichler, P.P.B.; Castelão, G.P.; Pimenta, F.M.; Eichler, B.B. 2006. Avaliação da saúde ecológica do sistema estuarino de Laguna (SC) baseado nas espécies de foraminíferos e tecamebas. *Pesquisas em Geociências* 33, pp.101-115.

Einsele, G. 2000. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer, London (UK), 792p.

Elliott, T. 1986. *Deltas*. In: Reading, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford (UK), Blackwell Scientific Publications, p. 113–154.

Elliott, T. 2005. *Deltas*. In: Selley, R.C.; Cocks, L.R.M.; Plimmer, I.R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Oxford (UK). V.A., pp. 528-539.

Emery, K.O. & Stevenson, R.E. 1957. *Physical and chemical characteristics*. In: Emery, K.O. (ed.). *Estuaries and lagoons*. New York, Geol. Soc. of America, Memoir 67 (1): 637-693.

Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63: 538-578.

Farrell, K.M. 1987. *Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River Region, Louisiana*. In: Ethridge, F.G.; Flores, R.M.; Harvey, M.D. (Eds.). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM, Special Publication 39, p. 111–120.

Fisher, W.L. 1969. Facies characterization of Gulf Coast Basin delta systems, with some Holocene analogues. *Transactions of G.C.A.G.S.*, 19.

Fisher, W.L.; Brown, L.F.; Scott, A.J.; McGowen, J.H. 1969. Delta systems in the exploration for oil and gas, a research colloquium. Austin, Texas, *Texas Bureau of Economic Geology*, 204 p.

Fisher, W.L. & McGowen, J.H. 1967. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 53(1): 30-54.

Flenley, J.R. 1998. Tropical forests under the climates of the last 30,000 years. *Climatic Change*, 39: 177 197.

Flores, R.M. 1981. *Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River Basin, Wyoming and Montana*. In: *Recent and Ancient nonmarine Depositional Environments: models for exploration*. (Eds.: Ethridge, F.G. and Flores, R.M.). Special Publ. Of the Int. Assoc. of Sediment. Blackwell Scient. Publs., Oxford (UK), 6: 501-515.

Flores, J.A.A.; Lisboa, N.A.; Baptista, P.R.D. 1993. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do sudeste de Santa Catarina. *Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 1, pp. 67-70.

Folk, R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. The University of Texas. Geology, 370K, 38L, 383M. Hemphillís, Austin, Texas, 170 p.

Force, E.R. 1980. Geology of titanium-mineral deposits. *Special Paper of the Geological Society of America*, Tucson (Arizona – EUA), v.1, n.259, p.73-76.

- Fornari, M.; Giannini, P.C.F.; Amaral, P.G.C.; Nascimento, D.R., Jr.; Menezes, P.M.L.; Sawakuchi, A.O.; Angulo, R.J.; Pessenda, L.C.R. 2008. *Composição isotópica ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$) e idades ^{14}C de carapaças de *Anomalocardia brasiliana* e *Petalocochus varians* no Holoceno da costa de Santa Catarina, Sul do Brasil*. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 9, Cabo Verde. Anais... Cabo Verde: Universidade de Cabo Verde.
- Fornari, M.; Nascimento, D.R., Jr.; Giannini, P.C.F. 2009. *Fácies deposicionais na retrobarreira holocênica das lagoas Garopaba do Sul, Camacho e Santa Marta, Santa Catarina, Sul do Brasil*. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 12, La Plata. Anais...La Plata: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- Fragoso-César, A.R.S. 1980. *O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguio-Sul-Riograndense*. In: Congr. Brás. De Geologia 31, Balneário Camboriú. Anais... Florianópolis, SBG, v.5, pp.2879-2892.
- Freitas, H.A.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Boulet, R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, 55: 39-46.
- Frey, R.W. & Howard, J.D. 1986. Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bight. *Journ. Sedimentary Petrology*, v.56, pp.911-924.
- Friedman, G.M. & Sanders, J.E. 1978. *Principles of Sedimentology*. New York, Wiley, 792 p.
- Galehouse J.S. 1971. *Point counting*. In: Carver R.E. (Ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley-Interscience, p. 385-407.
- Galloway, W.E. 1975. *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems*. In: Broussard, M.L. (Ed.). *Deltas, Models for Exploration*. Houston (EUA), Houston Geological Society, pp. 87-98.
- Garcia, M. 1986. *O meio ambiente*. In: GAPLAN-SC. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, pp.39-40.
- Giannini, P.C.F. 1987. *Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)*. São Paulo, Inst. De Geociências da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 2v., 3 mapas, 234p.
- Giannini, P.C.F. 1993. *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.), 2 v., 2 mapas, 439 p.
- Giannini, P.C.F. 2002. *Complexo lagunar centro-sul catarinense*. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM, SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos, p.213-222. Edição eletrônica em www.unb.br/ig/sigep.
- Giannini, P.C.F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo. Tese de Livre Docência (inéd.), 205 p.
- Giannini, P.C.F. & Santos, E.R. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no Centro-sul catarinense. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, PR, v. 42, p. 73-96.
- Giannini, P.C.F. & Suguio, K. 1994. *Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina*. In: CONG. BRÁS. DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, SC. Resumos expandidos... Balneário Camboriú, SBG, p. 402-403.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Giannini, P.C.F.; Angulo, R.J.; Souza, M.C.; Kogut, J.S.; Delai, M.S. 2004. A erosão na costa leste da ilha do Mel, baía de Paranaguá, estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. São Paulo, *Revista Brás. De Geociências*, 34(2): 231-242.

Giannini, P.C.F.; DeBlasis, P.; Sawakuchi, A.O.; Amaral, P.G.C. 2005. *Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral sul de Santa Catarina*. In: *X Congresso da Assoc. Brás. De Estudos do Quaternário*, Guarapari (ES), Anais... Guarapari, ABEQUA, p.196.

Giannini, P.C.F.; Lessa, G.C.; Kogut, J.S.; Angulo, R.J. 1997. *Variação nas assembleias de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR)*. In: *CONGR. ASSOC. BRÁS. ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 6, Curitiba. Resumos expandidos... Curitiba, ABEQUA, p. 58-62.

Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Martinho, C.T. 2001. *O nível do mar e as dunas eólicas no litoral centro-sul catarinense: um modelo de Estratigrafia de Sequências no Quaternário*. In: *VIII CONGRESSO DA ABEQUA*, v.1, p.45-46 (Resumos expandidos).

Giannini, P.C.F., Suguio, K., Santos-Giannini, E.R., Kogut, J.S., 1997. *Gerações de areias eólicas na escarpa de Guaiúba, Imbituba, SC*. In: *VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*. ABEQUA, Curitiba, Brazil, pp. 63–67.

Giannini, P.C.F., Villagran, X.S., Fornari, M., Nascimento, D.R., Jr., Leal-Menezes, P.M., Tanaka, A.P.B., Assunção, D., DeBlasis, P., Amaral, P.G.C. 2010. Interações entre evolução sedimentar e ocupação humana pré-histórica na costa centro-sul de Santa Catarina. *Revista do Museu Paraense Emilio Goeldi – Ciências Humanas*, v.5, n.1, pp. 105-128.

Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. *U.S. Geological Survey, 5th Annual Report* (1883–1884), p. 69–123.

Gouveia, S.E.M.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Boulet, R.; Roveratti, R.; Gomes, B.M. 1997. Dinâmica das vegetações durante o Quaternário Recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) do solo. *Geochimica Brasiliensis*, 11(3): 355-367.

Grant-Gross, M. 1971. *Carbon determination*. In: CARVER, R.E. (Ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley -Interscience. p.573-596.

Grazia, C.A. & Silva, M.A.S. 1996. *Prospecção por concentrados de bateia na Folha Criciúma (SH.22-X B), SC*. In: *Cong. Brasil. de Geologia*, 39, Salvador-BA, Anais... Salvador: SBG, v.3, pp. 113-116.

Guedes, C.C.F. 2009. *Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 147 p.

Guerra, A.T. 1950. Contribuição ao estudo da geomorfologia e do Quaternário do litoral de Laguna (Santa Catarina). *Rev. Brás. De Geografia* 12 (4): 535-564.

Guerra, W.J. 1991. *Sistemas deposicionais terrígenos transicionais*. Apostila de curso da Escola de Minas (inéd.), depto. De Geologia, Univ. Fed. De Ouro Preto (MG), 77p.

Guimarães, J.K. 2010. *Evolução do delta do rio São Francisco – estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas*. Salvador, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Tese de doutoramento, 145p.

Hair, J.F., Jr.; Anderson, R.E.; Tatham, R.L.; Black, W.C. 2005. *Análise Multivariada de Dados*. 5ª Edição Traduzida de Prentice-Hall Ed. (1998) por Ed. Bookman (Porto Alegre), 593p.

Hallam, A. 1987. Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Jurassic of northwest Europe. *Paleobiology*, 13: 152-168.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Hallsworth, C.R. & Knox, R.W.O'B. 2003. Classification of sediments and sedimentary rocks. London, *Brit. Geol. Survey Rock Classification Scheme* vol.3, 130p.

Hammer, Ø.; Harper, D.A.T.; Ryan, P.D. 2001. Past: Palaeontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp.

Harbor, D.J.; Schumm, S.A.; Harvey, M.D., 1994. *Tectonic control of the Indus River in Sindh, Pakistan*. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Eds.). *The Variability of Large Alluvial Rivers*, pp. 161–175.

Hasui, V.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brás. Geografia*, 5(4): 257-266.

Hayes, M.O. 1979. *Coastal environments – NE Massachusetts and New Hampshire*. University of Massachusetts, Dep. Of Geology, Tehnical Report #1, CRG, 462 p.

Hedges, J.I.; Clark, W.A.; Quay, P.D.; Richey, J.E.; Devol, A.H.; Santos, U. 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in Amazon river. *Limnol. Oceanog.* 31: 717-738.

Heller, P.L. & Paola, C. 1996. Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 66 (2), 297–306.

Heródoto 440 a.C. *A História, Livro II: Euterpe* (gr. Doadora de Prazeres. Trad. George Rawlinson (1994). Sítio eletrônico: <http://classics.mit.edu/Herodotus/history.html>

Herrmann, M.L.P. 2001. *Levantamentos dos desastres naturais ocorridos em Santa Catarina no período de 1980 a 2000*. Florianópolis: IOESC, 2001, 89 p.

Holbrook, J.M. & Schumm, S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Special issue on Tectonics of Continental Interiors. *Tectonophysics* 305, 287–306.

Holmes, A. 1978. *Principles of Physical Geology*. Thomas Nelson, 3rd Ed., London (UK), 730p.

Horbach, R. & Marimon, R.G. 1980. *Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita do sudeste catarinense*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú, Anais... Florianópolis, SBG, v. 3, pp. 1540-1551.

Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the dependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(3): 440-450.

Hughen, K.A.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Kromer, B.; McCormac, G.; Manning, S.; Ramsey, C.B.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E. 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal Kyr BP. *Radiocarbon* v.46, n.3, pp.1059-1086.

International Mineralogical Association (IMA) 2009. Sítio eletrônico:

<http://pubsites.uws.edu.au/ima-cnmnc/imalist.htm>

Jeck, I.K.; Alberoni, A.A.L.; Torres, L.C.; Gorini, M.A. 2007. Base do talude na região do cone do Amazonas. *Revista do Centro de Hidrografia da Marinha*, Marinha do Brasil. Niterói (RJ), pp. 1-5.

Jelinek, A.R.; Bastos-Neto, A.C.; Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Anais da Acad. Bras. De Ciências*, 77(1):125-135.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Jones, L.S. & Schumm, S.A. 1999. *Causes of avulsion: an overview*. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.). *Fluvial Sedimentology VI. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, vol. 28, pp. 171–178.

Karssenbergh, D.J. & Bridge, J.S. 2005. *A 3D model simulating sediment transport, erosion and deposition within a network of channel belts and an associated floodplain*. In: *Abstract volume International Conference on Fluvial Sedimentology IIX*, Delft, The Netherlands.

Karssenbergh, D.J., Bridge, J.S., Stouthamer, E., Kleinhans, M.G., Berendsen, H.J.A. 2003. *Modelling cycles of fluvial aggradation and degradation using a process-based alluvial stratigraphy model*. In: *Abstract volume analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems: from understanding to prediction*. Utrecht.

Kneip, A. 2004. *O Povo da Lagoa: uso do SIG para modelamento e simulação na área arqueológica do Camacho*. Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado (inéd.), 171 p.

Korvin, G. 1992. *Fractal models in the earth sciences*. Elsevier, Amsterdam.

Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, v. 47, p. 41–70.

Kux, H.J.H & Valeriano, D.M. 1982. *Resultados preliminares da interpretação automática de dados MSS Landsat, aplicada a estudos de área de rejeito de carvão, na região de Criciúma, Estado de Santa Catarina, Brasil*. In: *Simp. Brás. De Sensoriamento Remoto*, 2, Brasília. Anais... São José dos Campos, INPE, v.3, pp.705-712.

Laborel, J. 1979. *Fixed marine organisms as biological indicator for the study of recent sea level and climatic variations along the brasilian tropical coast*. In: *Proc. Internationa Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo, 1978. Proceedings... São Paulo, IGCP/Project 61, Instituto de Geociências da USP, p.193-211.

Laborel, J. 1986. *Vermetid gastropods as sea-level indicators*. In: O. Van De Plassche, D. (Ed.). *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Norwich Geo Books. p.281-310.

Lamb, A.L.; Wilson, G.P.; Leng, M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75, p. 29– 57.

Lamego, A.R. 1944. A bacia de Campos na geologia litorânea do Petróleo. *Boletim da Petrobrás* n.13, DGM, Rio de Janeiro.

Lamego, A.R. 1955. Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. *Boletim da Petrobrás* n.154, DGM, Rio de Janeiro, 59p.

Lankford, R.L. 1977. *Coastal lagoons of Mexico. Their origin and classification*. In: Wiley, M. (Ed.). *Estuarine Processes*. New York, Academic Press Inc., v. 1, pp. 182-215.

Leal-Menezes, P.M. 2009. *Estratigrafia e constituição de sambaquis na região das lagunas Garopaba do Sul, Camacho e Santa Marta (SC): uma análise voltada ao contexto geológico*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140p.

Ledru, M.-P.; Braga, P.I.S.; Soubiès, F.; Fournier, M.; Martin, L.; Suguio, K.; Turcq, B. 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 239-257.

Ledru, M.-P.; Cordeiro, R.C.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Turcq, B. 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. *Quaternary Research*, 55: 47-56.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

- Leeder, M.R., 1978. *A quantitative stratigraphic model for alluvium with special reference to channel deposit density and interconnectedness*. In: Miall, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology, Memoir 5*, Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 587–596.
- Leeder, M.R., Mack, G.H., Peakall, J., Salyards, S.L., 1996. First quantitative test of alluvial stratigraphic models: Southern Rio Grande rift, New Mexico. *Geology* 24, 87–90.
- Leinz, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Bol. Faculd. Filos. Ciênc. Letras da Universidade de São Paulo*, Bol. Geologia, 91(5): 61 p.
- Lessa, G.C.; Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Araújo, A.D. 2000. Morphostratigraphy and evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 165: 87-108.
- Lister, G.S.; Etheridge, M.A.; Symonds, P.A. 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3): 246-250.
- Macedo, J.M. 1987. *Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes*. In: *SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. Atas... Curitiba, SBG, v. 2, pp. 875-895.
- Macedo, J.M.; Bacoccoli, G.; Gamboa, L.A.P. 1991. *O tectonismo mesoceno-zóico da região Sudeste*. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2, São Paulo. Atas... São Paulo, SBG/SP-RJ, pp. 429-433.
- Mackey, S.D. & Bridge, J.S. 1995. Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research* B65 (1), 7–31.
- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. *Heavy minerals in colour*. London: Chapman & Hall, 147 p.
- Manly, B.F.J. 2005. *Multivariate Statistical Methods – A Primer*. London, Chapman & Hall, 215 p. (2nd ed.).
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.-M.; Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas-Boas, G.S. 1980. Le Quaternaire Marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahiannais). *Cah. ORSTOM, Série Géologie*, v. XI (1): 95 124.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.-M.; Tessler, M.; Eichler, B.B. 1985. Roundness in Holocene sands of the Paraíba do Sul coastal plain, Rio de Janeiro, Brazil. *Jour. Coastal Research*, 1:343-351.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.-M.; Dominguez, J.M.L.; Azevedo, A.E.G. 1984. *Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar*. In: *XXXIII Congresso Brasil. de Geologia*, Rio de Janeiro (RJ). Anais... Rio de Janeiro, p. 84-97.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G. 1988. *Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DNPM, 40 p., 2 mapas (Série Geológica 28, Seção Geológica Básica 18).
- Martin, L.; Flexor, J.L.; Suguio, K. 1995. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. *Revista IG-USP*, 16(1/2): 59-66.
- Martins, L.R.S. & Martins, I.R. 1985. Contribuição à sedimentologia da plataforma externa e talude superior de Santa Catarina. *Pesquisas*, 17: 91-111.
- Mathews, S. 1976. What's happening to our climate. *National Geographic*, 150: 176-615.
- McCormac, F. G.; Hogg, A. G.; Blackwell, P. G.; Buck, C. E.; Higham, T. F. G.; Reimer, P. J. SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0-11.0 cal Kyr BP. *Radiocarbon*, v. 46, n. 3, p. 1087-1092, 2004.
- McIntire, A. & Molino, B. 1997. Forcing of atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, 274: 1867-1872.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

McPherson, J.G.; Shanmugan, G.; Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse grained deltas. *Geol. Society of America Bull.*, v. 99, pp. 331-340.

Medeiros, R.A. 1971. *Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento dos ambientes deposicionais*. Apostila do Curso de Sedimentologia de Clásticos do CENPES/Petrobrás S.A., Publ. 5, 124 p.

Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 5/6(27): 213-250.

Meyers, P.A. & Lallier-Vergès, E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Jour. Paleolimnology*, 21: 345-372.

Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.

Middleton, B.A. 2003. *Flood pulsing in wetlands: restoring the natural hydrological balance*. USGS Lafayette (LA), John Wiley & Sons Inc., 295p.

Mohrig, D.; Heller, P.L.; Paola, C.; Lyons, W.J. 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadaloupe–Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *Bulletin of the Geological Society of America* 112, 1787–1803.

Mook, W.G. 1968. *Geochemistry of stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in Netherlands*. Doc. Thesis, Gronigen, Netherlands.

Morgan, J.P. 1970. Deltaic sedimentation – modern and ancient. Tulsa (EUA), *SEPM Special Publication* n. 15, 312 p.

Morgental, A. & Kirchner, C.A. 1983. *Síntese do mapa provisional do distrito de fluorita de Santa Catarina*. In: *SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1, Porto Alegre Atas...Porto Alegre, SBG/RS-SC, pp. 294-306.

Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241-256.

Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.

Muehe, D. 1996. *Geomorfologia Costeira*. In: Cunha, S.B. & Guerra, A.J.T. (Eds.). *Geomorfologia –Exercícios, Técnicas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 1996, p. 191-233.

Nascimento, D.R., Jr. 2006. *Morfologia e sedimentologia do sistema praia - duna frontal de Ilha Comprida, SP*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 156p.

Nascimento, D.R., Jr.; Giannini, P.C.F.; Tanaka, A.P.B.; Guedes, C.C.F. 2008a. Mudanças morfológicas da extremidade nordeste da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. *Revista Geologia USP Série Científica*, v.8, n.1, p.25-39.

Nascimento, D.R., Jr.; Fornari, M.; Mazini, E.B.; Giannini, P.C.F.; Leal-Menezes, P.M.; Amaral, P.G.C.; Sawakuchi, A.O. 2008b. O delta do rio Tubarão (SC): influência da variação holocênica do NRM e seu papel no estabelecimento de populações pré-históricas. *Anais do XLIV Congresso Brasil. de Geologia*, Curitiba (PR), p. 1015 (vol. e CD-ROM).

Nascimento, D.R., Jr.; [Giannini, P.C.F.](#); Leal-Menezes, P.M.; Fornari, M.; Guedes, C.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Tanaka, A.P.B.; Pessenda, L.C.R. 2009. *Distinção e evolução do sistema deltaico do rio Tubarão (Santa*

- Catarina, Brasil) com auxílio de razões químicas e isotópicas de carbono e nitrogênio. In: XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, La Plata, Argentina. Resúmenes del XII Congreso da ABEQUA, 2009. v. 1. p. 106-107.
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) 2003. Sítio eletrônico:
<http://www.nasa.gov/audience/forresearchers/features/index.html>
- Nemec, W. 1990. *Deltas – remarks on terminology and classification*. In: Colella, A. & Prior, D.B. (Eds.). *Coarse-grained deltas*. Oxford, Blackwell Scientific Publ. (Special Publication #10 of the International Association of Sedimentologists), 357 p.
- Nemec, W. & Steel, R.J. 1988. *What is a fan delta and how do we recognize it?* In: *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Nemec, W. and Steel, R.J. (Eds.). Blackie and Son, London (UK), pp.3-13.
- Newton, R. & Bottrell, S. 2007. Stable isotopes of carbon and sulfur as indicators of environmental change: past and present. *Journ. Of the Geological Soc. (Bicentennial review)*, London (UK), v.164, pp.691-708.
- Nichols, M.M. & Allen, G. 1981. *Sedimentary processes in coastal lagoons*. In: *Coastal lagoon research, present and future*. Paris: UNESCO, Technical Papers in Marine Science, n.33, pp.27-80.
- Nitttrouer, C.A.; Kuehl, S.A.; DeMaster, D.J.; Kowsmann, R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geol. Soc. of America Bulletin*, v. 17, pp. 444-448.
- Nixon, S.W. 1982. Nutrient dynamics, primary production and fisheries yields of lagoons. In: Lasserre, P. et al. (Ed.). *Coastal lagoons: Proceedings of the international symposium on coastal lagoons*, Bordeaux, France, 8-14 September 1981. *Oceanologica acta*, V(4, Suppl.): pp. 357-371.
- Odin, G.S. 1988. *Conclusion to the study of green marine clays and Glossary*. In: G.S. Odin (Ed.). *Green Marine Clays*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology 45: pp. 399-418.
- Odin, G.S. & Fullagar, P.D. 1988. *Geological Significance of the Glaucony Facies*. In: G.S. Odin (Ed.). *Green Marine Clays*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology, 45: pp.295-332.
- Oliveira, D.A.G. 2004. *Caracterização bio-sedimentológica e proposta de setorização das lagunas de Camacho & Garopaba do Sul e Santa Marta, Santa Catarina, Brasil*. Florianópolis, Prog. de Pósgraduação em Geografia da UFSC. Dissertação de mestrado (inéd.), 3 anexos, 102 p.
- Olsson, I.U. 1970. *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*. In: *12th Nobel Symposium*, Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- Orlandi Filho, V. & Silva, L.C. 1979. Mapa de fácies metamórficas do Estado de Santa Catarina escala 1:1000.000. *Acta Geolog. Leopoldinense*, (6): 125-132.
- Owens, N.J.P. 1987. Natural variations in $\delta^{15}\text{N}$ in the marine environment. *Marine Biology* 24, 389-481.
- Paiva, G. 1933. Geologia do município de Lages, Santa Catarina. *Bol. Ser. Min.*, (69): 1-14.
- Peakall, J., 1998. Axial river evolution in response to half-graben faulting: Carson river, Nevada, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 68, 788-799.
- Pereira, M.J. & Macedo, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(1): 3-11.
- Pessenda, L.C.R.; Boulet, R.; Aravena, R.; Rosolen, V.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Lamotte, M. 2001a. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, 11(2): 250-254.

- Pessenda, L.C.R.; Gomes, B.M.; Aravena, R.; Ribeiro, A.S.; Boulet, R.; Gouveia, S.E.M. 1998b. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, 8(5): 631-635.
- Pessenda, L.C.R.; Ribeiro, A.S.; Gouveia, S.E.M.; Bendassolli, J.A.; Boulet, R.; Pellegrinotti, T.C.; Silva, V.F. 2001b. *Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região de Barreirinhas, Estado do Maranhão, empregando os isótopos do carbono do solo*. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 8, Imbé, RS. Boletim de Resumos... Porto Alegre, Abequa.
- Pessenda, L.C.R.; Valencia, E.P.E.; Aravena, R.; Telles, E.C.C.; Boulet, R. 1998a. *Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils*. In: WASSERMAN, J.C.; SILVA-FILHO, E.; VILLAS-BOAS, R. (Eds.). *Environmental Geochemistry in the Tropics*. Berlin, Springer-Verlag, p.7-16.
- Pessenda, L.C.R.; Valencia, E.P.E.; Martinelli, L.A.; Cerri, C.C. 1996b. ^{14}C measurements in tropical soil developed on basic rocks. *Radiocarbon*, 38(2): 203-208.
- Pettijohn, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journ. Geol.*, 49(2): 612-625.
- Pettijohn, F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. Harper and Bros. Ed., 2nd edition, 718 pp.
- Pimienta, J. 1958. *A faixa costeira meridional de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 104 p. (Bol. 176).
- Porebski, S.J. & Gradziński, R. 1990. *Lava-fed Gilbert-type Delta in the Polonez Cove Formation (Lower Oligocene), King George Island, West Antarctica*. In: Colella, A. & Prior, D.B. (Eds.). *Coarse-grained deltas*. Oxford, Blackwell Scientific Publ. (Special Publication #10 of the International Association of Sedimentologists), 357 p.
- Postma, G. 1990. *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*. In: Colella, A. & Prior, D.B. (Eds.). *Coarse-grained deltas*. Oxford, Blackwell Scientific Publ. (Special Publication #10 of the International Association of Sedimentologists), 357 p.
- Pritchard, D.W. 1967. *What is an estuary?* In: Lauff, G.H. (ed.). *Estuaries*. A.A.A.S. Publ. 83, Washington D.C., pp. 3-5.
- Putzer, H. 1953. Diastrofismo “germmanótico” e sua relação como vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Boletim Soc. Brasil. Geologia*, 2(2): 37-74.
- Putzer, H. 1955. *Geologia da Folha Tubarão*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 94 p. (Boletim 96).
- Radambrasil-IBGE. 1986. *Geologia*. In: GAPLAN-SC. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro. P. 29-31, mapa B1.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Publishing. 688 p.
- Reading, H.G., & Collinson, J.D. 1996. *Clastic Coasts*. In: Reading, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd edition). Oxford (UK), Blackwell Science, pp. 154-231.
- Reinson, G.E. 1992. *Transgressive barrier island and estuarine systems*. In: *Facies models: responses to sea level change*. Walker, R.G. & James, N.P. (Eds). Geological Association of Canada, p.1-14.
- Rezende, W.M. & Ferradaes, J.O. 1971. *Integração geológica regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas*. In: *Anais do XXV Cong. Brasil. Geologia*, São Paulo (SP), v. 3, pp. 203-214.
- Rios, E. C. 1984. *Seashells of Brazil*. Editora Furg, Rio Grande do Sul, 328 p.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Góes, A.M. 2005. New geological framework for the Western Amazonia: implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, 63: 78-89.

Roy, P.S.; Cowell, P.J.; Ferland, M.A.; Thom, B.G. 1997. *Wave-dominated coasts*. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 517 p.

Roy, P.S.; Thom, B.G.; Wright, L.D. 1980. Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sedimentary Geology* 16, pp. 1-9.

Sadler, P.M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, 89: 569-584.

Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy— Concepts and Applications. SEPM, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, no. 7, 216 p.

Sampei, Y. & Matsumoto, E. 2001. C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan: usefulness as an organic source indicator. *Geochemical Journal*, Vol. 35, pp. 189-205.

Santos, M.C.F. & Araújo, D.S.D. 1987. Primeiras considerações sobre os pântanos herbáceos salinos do complexo estuarino-lagunar de Laguna, Santa Catarina. In: Simpósio Sobre Ecossist. Da Costa Sul e Sudeste Bras. Cananéia (SP). Síntese dos Conhecimentos, v. 2... São Paulo, Public. ACIESP II, p.150.

Sawakuchi, A.O. 2003. *Sistemas deposicionais eólicos na costa centro-sul catarinense: relações com o nível do mar*. São Paulo, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, IG-USP, Dissertação de Mestrado, 86 p. (inéd.).

Schumm, S.A. 1986. *Alluvial river response to active tectonics*. In: Schumm, S.A.; Dumont, J.F.; Holbrook, J.M. (Eds.). *Active tectonics studies in geophysics*. National Academy Press, Washington D.C., pp.80-94.

Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, United Kingdom.

Scruton, P.C. 1960. *Delta building and the deltaic sequence*. In: Shepard, F.P.; Phleger, F.B.; Van Andel, T.H. (Eds.). *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, p. 82–102.

Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente (SDM) 1998. *Diagnóstico dos Recursos hídricos e organização dos agentes da Bacia Hidrográfica do rio Tubarão e Complexo Lagunar*. Universidade do Sul de Santa Catarina, Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos, vol. 6, 163 p.

Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente (SDM) 2001. *Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Tubarão e Complexo Lagunar*. Florianópolis: Diretoria de Recursos Naturais e Gestão Ambiental (DIMA), Gerência de Gestão de Recursos Hídricos (GEHID). V.1, 923 p.

Selley, R.C. 1996. *Applied sedimentology*. Academic Press, London (UK), 474p.

Sifeddine, A.; Bertrand, P.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B. 1994b. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bull. Soc. Géol. Franc.*, 165(6): 613-621.

Sifeddine, A.; Frohlich, F.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubiès, F.; Suguio, K.; Ribeiro, C.V. 1994a. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30.000 dernières années (Carajás, Amazonie, Brésil). *Géosciences de Surface*, 645-1652.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Silva, J.R.M. 1978. *Composição isotópica de carbono e oxigênio na determinação de paleoambientes*. Inst. De Geoc. da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 58p.

Silva, J.R.M.; Suguio, K.; Salati, E. 1979. Composição isotópica de carbono e oxigênio de conchas de pelecípodos do litoral brasileiro e seu significado ambiental. *Bol. Do Instituto de Geoc. da USP*, v.10, p.79-90.

Silva, L.C.; Hatmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000a. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *Am. Mineral*, 85:649-668.

Silva, M.A.S.; Leites, S.R.; Caruso, F., Jr. 2000b. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Criciúma (SH.22-X-B), Estado de Santa Catarina*. CPRM, Brasília, 3 cartas (escala 1:250.000), 85 p.

Singh, I.B. 1972. On the bedding in the natural-levee and the point-bar deposits of the Gomti river, Uttar Pradesh, India. *Sed. Geology*, v.7 (4), pp. 309-317.

Slingerland, R. & Smith, N.D. 1998. Necessary conditions for a meandering river avulsion. *Geology* 26, 435–438.

Slingerland, R. & Smith, N.D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 257–285.

Smith, D.G. 1987. *Meandering river point bar lithofacies models: Modern and ancient examples compared*. In: Ethridge, F.G.; Flores, R.M.; Harvey, M.D. (Eds.). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology: SEPM, Special Publication* 39, p. 83–91.

Smith, N.D.; Cross, T.A.; Dufficy, J.P.; Clough, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, v. 36, p. 1–23.

Smith, N.D. & Perez-Arlucea, M. 1994. Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, v. B64, p. 159–168.

Snowden, J.O. 1986. Drainage-induced land subsidence in metropolitan New Orleans, Louisiana, USA. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, n. 151, pp. 507-527.

Souza, L.A.P.; Silva, R.F.; Iyomasa, W.S. 1998. *Métodos de investigação*. In: Oliveira, A.M.S. & Brito, S.N.A. (Eds.) 1998. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Assoc. Bras. De Geologia de Engenharia, 586 p.

Stanley, D.J. & Warne, A.G. 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, vol. 265, pp. 228-231.

Stanley, D.J. & Warne, A.G. 1998. Holocene sea-level change and early human utilization of deltas. *Geol. Soc. America Today*, vol.7 n.12 pp. 1-8.

Stouthamer, E. 2005. Reoccupation of Channel Belts and Its Influence on Alluvial Architecture in the Holocene Rhine–Meuse Delta, The Netherlands. *SEPM Volume on Deltas*.

Stouthamer, E. & Berendsen, H.J.A., 2000. Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine–Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research* A70 (5), 1051–1064.

Stouthamer, E. & Berendsen, H.J.A., 2001. Avulsion frequency, avulsion duration and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine–Meuse delta, The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* B71 (4), 588–597.

Stouthamer, E. & Berendsen, H.J.A. 2007. Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes. *Sedimentary Geology*, v.198, pp. 309-325.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Stuiver, M.; Kromer B.; Becker B.; Ferguson, C.W. 1986. *Radiocarbon age calibration back to 13,300 years BP and the 14C age matching of the German oak and US bristlecone pine chronologies*. In: Stuiver, M. & Kra, R. S. (Eds.). *Proceedings of the 12th International 14C Conference*. Radiocarbon 28(2B): 969- 979.

Stuiver, M. & Braziunas, T.F. 1993. ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35(1):137–89.

Stuiver, M. & Reimer, P.J. 1993. Extended 14C data base and revised calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, v. 35, No. 1, 1993, P. 215 230.

Stuiver M.; Reimer, P.J.; Braziunas, T.F. 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40(3):1127–51.

Suguio, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. 1a. ed. São Paulo: Editora da USP, 317 p.

Suguio, K. 1980. *Rochas Sedimentares: Propriedades, Gênese e Importância Econômica*. 4a. reimp. São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda., 500 p.

Suguio, K. & Martin, L. 1981. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. *Geo-Marine Letters*, v. 1, pp. 181-185.

Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.-M.; Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 56: 273 - 286.

Suguio, K.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L. 1982. *Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar*. In: *SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL*, 4, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, p. 93-116.

Tanaka, A.P.B. 2007. *Evolução sedimentar da planície retrobarreira de Campos Verdes (Laguna, SC) e os sambaquis de Carniça*. Instituto de Geoc. da Univ. de São Paulo. Monografia de Trabalho de Formatura, 87 p., anexos.

Tanaka, A.P.B. 2010. *Sedimentologia, cronologia e dinâmica progradacional das planícies costeiras de Campos Verdes e Ji (Laguna, SC)*. Inst. De Geoc. da Univ. de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 133p., anexos.

Tanaka, A.P.B.; Giannini, P.C.F.; Fornari, M.; Nascimento, D.R., Jr.; 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 georadar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Rev. Brás. De Geociências*, 39(4): 750-766.

Tarbut, E.J. & Lutgens, F.K. 2002. *Earth, an Introduction to Physical Geology*. 7th ed. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall Inc.

Taylor, R.E.; Long, A.; Kra, R. 1992. *Radiocarbon After Four Decades: An Interdisciplinary Perspective*. Springer-Verlag, New York, 596 p.

Tessler, M.G. 1982. *Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo*. Dissertação de mestrado (inéd.), Instit. Geoc. da Univ. de São Paulo, 2 v., 169 p.

Tessler, M.G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista, Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geociênc. da Univ. de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.), 1 v., 1 mapa, 277 pag.

Thomas, E. & Shackleton, N.J. 1996. *The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies*. In: Knox, R.W.O.B.; Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (Eds.). *Geological Soc., London, Special Pubs.* 101, pp.401-444.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

Tomazelli, L.J. 1990. *Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico*. Porto Alegre, Universidade Federal Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado (inéd). 270p.

Tommasi, L.R. 1987. *Santa Catarina*. In: *Poluição Marinha: Brasil. Publ. Especial do Instit. Oceanográfico da Univ. de São Paulo*, v.5, pp.20-21.

Törnqvist, T.E. 1994. Middle and Late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine–Meuse delta, Netherlands). *Geology* 22, 711–714.

Törnqvist, T.E. 1999. *Lesson 9: Fluvial/deltaic/coastal environments*. University of Illinois at Chicago (Microsoft Powerpoint™ file).

Törnqvist, T.E. & Bridge, J.S., 2002. Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology* 49, 891–905.

Trainini, D.R.; Dias, A.A.; Krebes, A.S.J.; Souza, E.C.; Capelletti, I.; Toniolo, J.A.; Silva, M.A.S. 1978. *Projeto Vidal Ramos – Biguaçu*. Relatório Final. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 5 v., mapas. Relat. Interno (inéd.).

Urey, H. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances, *J. Chem. Soc. (London)*, 1947: 562-581.

van Andel, T.H. 1958. Discussion: a defense of the term alterite. *Journ. of Sedim. Petrology*, 28: 234-235.

van Andel, T.H. 1959. Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis. *Journ. of Sedim. Petrology*, 29: 153-163.

Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas*, 16: 5-49.

Walker, R.G. 1983. Cardium Formation: Sedimentology and stratigraphy in the Garrington–Caroline area. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 31, p. 213–230.

Walker, R.G. 1992. *Facies, facies models and modern stratigraphic concepts*. In: *Facies models: responses to sea level change*. Walker, R.G. & James, N.P. (eds). Geological Association of Canada, p.1 14.

Waltham, T. 2005. The flooding of New Orleans. *Geology Today (Blackwell Publ.)*, v. 21, n. 6, pp. 225 231.

Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432: 740-743.

Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E. and Solheid, M. 2006. Interhemispheric anti phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Rev.*, 24, 2015–2029.

Ward, L.G. & Ashley, G.M. 1989. Introduction: coastal lagoonal systems. *Marine Geology*, v.88, pp.181- 185.

Warren, L.V. 2006. *Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto na região centro-sul de Santa Catarina*. Instit. de Geociências da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 1 mapa, 1 anexo, 174 p.

Wentworth, C.A. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30:377-392.

Wheeler, D.M.; Scott, A.J.; Coringrato, V.J.; Devine, P.E. 1990. *Stratigraphy and depositional history of the Morrow Formation, southeast Colorado and southwest Kansas*. In: Sonnenberg, S.A.; Shannon, L.T.; Rader, K.; Von Drehle, W.F.; Martin, G.W. (Eds.). *Morrow sandstones of southeast Colorado and adjacent areas*. Denver (USA), Rocky Mountain Assoc. of Geologists, pp.9-37.

Daniel R. do Nascimento Jr. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*.

White, W.M. 2001. *Geochemistry*. Online text book. Dept. Geo. Sci., Cornell, University, Ithaka, New York, 701 p.

Willis, B.J. & Behrensmeier, A.K. 1994. Architecture of Miocene Overbank Deposits in Northern Pakistan. *Jour. Sediment. Research*, v.64b, pp.60-67.

Wilson, G.P.; Lamb, A.L.; Leng, M.J.; Gonzalez, S.; Huddart, D. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal paleoenvironmental indicators in Mersey Estuary, UK. *Quaternary Sci. Reviews* 24: 2015-2029.

Witte, R.S. & Witte, J.S. 2005. *Estatística*. Editora LTC, 7ª edição, Rio de Janeiro, 486p.

Woodcock, J.T. 1984. *Victoria's Brown Coal - A Huge Fortune In Chancery*. The Sir Willis Connolly Memorial Volume, 300p.

Wright, L.D. 1978. *River deltas*. In: Davis, R.A., Jr. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*. Springer Verlag, pp. 5-68.

Wright, J.; Colling, A.; Park, D. 1999. *Estuaries*. In: Bearman, G. (Ed.). *Waves, tides and shallow-water processes* (2nd edition). The Open University Press – Elsevier, Walton Hall, Milton Keynes, England, 227 p.

Yáñez-Arancibia, A. 1986. *Ecología de La Zona Costera*. AGT Editor S.A., México, 1ª. Ed., 189 p.

Yi-Ming, G.; Guang, R.S.; Weldon, E.A.; Yuan-Sheng, D.; Ran, X. 2007. Pyrite framboids interpreted as microbial colonies within the Permian Zoophycos spreiten from southeastern Australia. *Geol. Magazine* 145(1):95-103.

Zembruski, S.G. 1979. *Brasil: Margem Continental*. Mapa Fisiográfico (Área Sul). Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP (Série Projeto REMAC).

Zenkovich, V.P. 1967. *Processes of Coastal Development*. Edinburgh-London, Oliver & Boyd, 738 p.

ANEXO I

TABELAS DE DADOS

Tabela A1.1. Dados de localização e profundidade de ocorrência de fácies deposicionais com conchas (concheiros naturais) entre os municípios catarinenses de Tubarão, Jaguaruna e Laguna.

Código do furo	UTM-E	UTM-S	Profundidade (cm)
CG-01	709890	6833744	103
CG-02	709983	6833874	119
CG-03	710109	6833976	135
CG-04	710241	6834075	110
CG-05	710370	6834174	87
CG-06	709703	6833723	71
CG-07	709809	6833832	203
CG-08	709920	6833952	46
CG-09	709854	6834036	136
CG-10	710049	6834063	97
CG-11	709977	6834153	97
CG-12	710187	6834153	117
CG-13	710115	6834234	119
CG-14	710298	6834258	105
CG-15	710509	6833714	643
CG-16	709842	6833564	-99
CG-17	709938	6833660	97
CG-18	710040	6833790	90
CG-19	710163	6833886	72
CG-20	710298	6834000	83
CG-21	710421	6834105	90
CG-22	709505	6835373	-99
CG-23	709541	6835619	-99
CG-24	709382	6835637	18
CG-25	709202	6835649	-99
CG-26	709060	6835580	149
CG-27	708913	6835475	-99
CG-28	709772	6833642	198
CG-29	710046	6833312	273
CG-30	710247	6833441	272
CG-31	710533	6833531	736
CG-32	710121	6833399	251
CG-33	710316	6833558	595
CL-01	714775	6837560	-99
CL-02	715070	6837335	-99
CL-03	714963	6837736	-99
CL-04	715468	6837221	-99
CL-05	715294	6837125	-99
CL-06	715221	6837486	-99
CV-01	713441	6842194	60
CV-02	713719	6842151	48
CV-03	713535	6842116	33
CV-04	713722	6842060	14
CV-05	713538	6842029	44
CV-06	713755	6841960	33
CV-07	713622	6841946	33
CV-08	713335	6841871	33
CV-09	713649	6841846	36
CV-10	713502	6841854	42

Tabela A1.1. Dados de localização e profundidade de ocorrência de fácies deposicionais com conchas (concheiros naturais) entre os municípios catarinenses de Tubarão, Jaguaruna e Laguna (Continuação).

Código do furo	UTM-E	UTM-S	Profundidade (cm)
CV-11	713399	6841779	17
CV-12	713290	6842010	30
CV-13	713162	6841342	49
CV-14	713388	6841253	14
CV-15	713513	6841186	12
CV-16	713555	6841058	17
CV-17	713763	6840905	13
CV-19	715143	6839459	71
CV-20	715149	6839567	82
CV-21	715165	6389718	59
CV-22	715523	6839715	50
CV-23	715517	6839597	50
CV-24	715310	6839440	50
CV-25	715603	6839591	50
CV-26	714989	6840060	331
CV-27	714899	6840101	233
CV-28	715328	6840023	50
CV-29	715248	6840023	94
CV-30	715236	6839940	61
CV-31	715026	6839888	12
CV-32	715282	6840320	53
CV-33	715202	6840323	202
CV-34	715409	6839551	71
CV-35	715103	6841655	677
CV-36	715294	6841560	574
CV-37	715501	6841421	563
CV-38	715211	6841356	658
CV-39	714992	6841470	574
CV-18	713758	6840805	11
DF-01	697306	6834868	85
DF-02	697242	6834999	-99
DF-03	697175	6835127	120
DF-04	697085	6835554	-99
DF-05	697412	6834999	119
DF-06	697610	6834988	68
DF-07	697618	6835445	-99
DF-08	697674	6835323	-99
DF-09	697808	6834960	99
DF-10	697892	6834820	99
GS-01	706392	6831789	233
GS-02	706446	6831693	205
GS-03	706521	6831512	174
GS-04	706497	6831837	224
GS-05	706539	6831747	224
GS-06	706591	6831648	182
GS-07	706636	6831569	143
GS-08	706684	6831467	99
GS-09	706597	6831867	201
GS-10	706642	6831774	201

Tabela A1.1. Dados de localização e profundidade de ocorrência de fácies deposicionais com conchas (concheiros naturais) entre os municípios catarinenses de Tubarão, Jaguaruna e Laguna (Continuação).

Código do furo	UTM-E	UTM-S	Profundidade (cm)
GS-11	706687	6831693	179
GS-12	706732	6831602	146
GS-13	706774	6831509	114
GS-14	706738	6831816	174
GS-15	706933	6831693	165
GS-16	706266	6831798	247
GS-17	706104	6831726	174
GS-18	706269	6831377	221
JB-01	698357	6836588	486
JB-02	698227	6836473	525
JB-03	698260	6836715	746
JB-04	698126	6836622	-99
JB-05	698070	6836919	701
JB-06	697940	6836834	701
JB-07	697962	6837038	558
JB-08	697843	6836912	580
JB-09	697791	6837187	-99
JB-10	697683	6837068	-99
JB-11	697717	6837288	-99
JB-12	697628	6837183	-99
LA-01	702075	6831326	70
LA-02	701996	6831350	105
LA-03	701906	6831380	54
LA-04	701807	6831415	65
LA-05	701777	6831551	65
LA-06	701717	6831440	75
LA-07	701690	6831587	33
LA-08	701630	6831467	75
LA-09	701594	6831626	43
LA-10	701768	6831687	101
LA-11	702041	6831596	-99
LA-12	702029	6831464	-99
LA-13	701924	6831503	-99
LA-14	701894	6831632	-99
LA-15	702120	6831428	-99
LA-16	702153	6831563	-99
LA-17	702150	6831690	-99
LG-01	705329	6834466	18
LG-02	705683	6834637	23
LG-03	705692	6834345	12
LG-04	705930	6834778	39
LG-05	705896	6834535	12
LG-06	705890	6834418	14
LG-07	705440	6834475	29
LG-08	705635	6834466	31
LG-09	705557	6834589	29
LG-10	705857	6834727	29
RM-01	712086	6835555	45
RM-02	711842	6835884	52

Tabela A1.1. Dados de localização e profundidade de ocorrência de fácies deposicionais com conchas (concheiros naturais) entre os municípios catarinenses de Tubarão, Jaguaruna e Laguna (Continuação).

Código do furo	UTM-E	UTM-S	Profundidade (cm)
RM-03	711625	6836136	51
RM-04	711477	6836316	63
RM-05	711577	6835835	63
RM-06	711770	6835331	51
RM-07	712435	6836092	84
RM-08	711902	6835419	62
RM-09	711285	6835375	120
RM-10	711249	6835852	64
RM-11	711513	6835038	105
RM-12	711946	6835331	46
RM-13	712074	6835443	79
RM-14	711101	6834962	125
RM-15	710804	6835375	93
RM-16	710355	6835920	93
RM-17	710848	6835864	107
RM-18	710664	6836120	85
RM-19	711265	6834670	144
RM-20	711994	6836741	219
RM-21	712270	6835155	422
SA-01	714378	6850974	31
SA-02	713952	6851362	95
SA-03	714128	6851200	230
SA-04	714179	6851141	40
SA-05	714055	6851271	43
SA-06	714209	6851053	32
TR-01	702219	6833991	75
TR-02	702333	6833889	55
TR-03	702576	6833663	461
TR-04	702712	6833522	50
TR-05	702826	6833375	180
TR-06	702492	6833056	-99
TR-07	702555	6833110	-99
TU-01	694012	6847845	-99
TU-02	694022	6847765	-99
TU-03	694277	6847880	-99
TU-04	694277	6847786	-99
TU-05	694438	6847912	-99
TU-06	694452	6847821	-99
TU-07	694651	6847957	-99
TU-08	694665	6847852	-99
TU-09	694885	6848006	-99
TU-10	694892	6847915	-99
TU-11	695059	6848045	-99
TU-12	695066	6847950	-99
TU-13	695339	6848146	-99
TU-14	695360	6848048	-99
TU-15	695562	6848283	-99
TU-16	695601	6848226	-99
TU-17	695712	6848404	-99

Tabela A1.1. Dados de localização e profundidade de ocorrência de fácies deposicionais com conchas (concheiros naturais) entre os municípios catarinenses de Tubarão, Jaguaruna e Laguna (Continuação).

Código do furo	UTM-E	UTM-S	Profundidade (cm)
TU-18	695765	6848359	-99
TU-19	695887	6848526	-99
TU-20	695925	6848460	-99
TU-21	696089	6848610	-99
TU-22	696086	6848684	-99
TU-23	696261	6848726	-99
TU-24	696243	6848788	-99
TU-25	693833	6847810	-99
TU-26	693830	6847737	-99
TU-27	694155	6847818	-99
TU-28	694375	6847852	-99
TU-29	694595	6847894	-99
TU-30	694822	6847947	-99
TU-31	694996	6847982	-99
TU-32	695272	6848065	-99
TU-33	695503	6848212	-99
TU-34	695660	6848306	-99
TU-35	695803	6848439	-99
TU-36	695988	6848568	-99
TB1	698254	6850006	300
TB2	699341	6842426	600
TB3	703704	6842128	-99
GD1	700803	6840860	-99
GD2	700288	6839248	-99
GD3	703168	6837206	-99
MD1	706608	6839550	-99
MR1	709961	6839791	-99
SB2	709089	6848436	238
SB1	707924	6844218	375
CRIST1	696449	6843921	-99
CRIST2	695680	6843482	-99
CRIST3	694949	6843482	-99
CRIST4	695278	6841909	-99
CRIST5	695717	6840116	-99
CRIST6	696632	6840445	-99
CRIST7	696925	6841616	-99
CRIST8	697730	6842018	-99
CRIST9	698681	6841872	-99
CRIST10	698827	6842787	-99
CRIST11	698535	6843592	-99

Tabela A1.2. Dados de granulometria das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco.

PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMETRICA (Phi)					FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)										
CODIGO DA AMOSTRA	DIAMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA						PELITICOS	
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	M. FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL
TB1-250	2,99	2,66	0,65	3,06	0,00	4,69	4,69	9,16	9,63	11,97	15,78	26,00	72,53	7,76	22,77
TB1-350	2,61	2,26	0,62	3,65	0,00	4,52	4,52	9,25	10,02	13,38	21,61	22,81	77,08	3,21	18,40
TB1-450	3,35	2,70	0,49	2,67	0,00	3,65	3,65	7,08	8,27	12,23	17,84	19,15	64,58	8,45	31,78
TB1-550	2,03	1,92	1,65	7,13	0,00	2,94	2,94	6,76	13,19	37,39	24,18	6,28	87,79	3,05	9,27
TB1-650	2,01	1,63	1,62	8,46	0,00	2,52	2,52	5,16	8,60	44,03	24,36	8,64	90,79	1,68	6,69
TB1-750	2,61	1,76	0,72	6,15	0,00	2,96	2,96	5,97	5,98	8,32	42,20	26,84	89,30	2,10	7,74
TB1-850	2,72	2,14	0,81	4,50	0,00	3,34	3,34	6,90	8,08	16,10	21,32	30,84	83,24	4,06	13,42
TB1-950	2,33	1,85	1,28	6,73	0,00	3,59	3,59	5,62	6,15	21,83	42,48	11,68	87,75	2,67	8,66
TB2-250	1,50	1,52	1,49	7,87	0,00	3,25	3,25	10,32	19,42	43,45	13,03	5,45	91,66	0,56	5,09
TB2-350	1,80	1,78	1,54	6,61	0,00	2,62	2,62	8,40	19,52	38,19	15,09	7,41	88,61	1,34	8,77
TB2-450	1,32	1,68	1,59	7,02	0,00	4,27	4,27	11,25	33,75	27,64	10,90	6,23	89,77	0,72	5,96
TB2-650	1,20	1,45	0,50	3,30	0,00	5,50	5,50	14,46	31,60	18,55	15,98	12,61	93,20	0,03	1,30
TB2-750	1,11	1,39	1,30	6,22	0,00	3,11	3,11	12,49	39,92	24,38	10,02	7,15	93,96	0,10	2,93
TB2-825	1,72	2,30	1,57	5,57	0,00	4,43	4,43	14,95	25,24	23,40	11,41	9,91	84,91	4,45	10,66
TB2-875	3,99	3,12	0,46	1,87	0,00	0,00	0,00	6,36	12,75	12,87	15,84	14,65	62,47	19,20	37,53
TB2-950	2,24	1,51	0,38	7,82	0,00	4,42	4,42	6,49	5,80	11,83	58,33	10,85	93,29	1,22	2,29
TB3-8	3,73	2,21	1,22	3,44	0,00	0,00	0,00	0,01	0,30	17,97	37,93	12,07	68,27	8,75	31,73
TB3-48	3,96	2,36	1,00	2,71	0,00	0,06	0,06	0,24	0,44	8,90	43,77	12,73	66,08	10,18	33,86
TB3-68	3,62	2,50	0,87	2,84	0,00	1,57	1,57	1,13	1,84	17,27	37,96	8,30	66,49	9,15	31,94
TB3-88	3,55	2,20	1,46	3,79	0,00	0,00	0,00	0,04	0,18	9,82	55,64	9,99	75,66	8,22	24,34
TB3-118	3,56	2,19	1,43	3,75	0,00	0,02	0,02	0,02	0,14	10,83	52,70	10,89	74,58	8,01	25,40
TB3-148	3,15	1,77	2,03	6,41	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	9,78	58,93	13,29	82,17	4,10	17,83
TB3-176	4,54	2,35	0,55	2,47	0,00	0,40	0,40	0,78	1,14	2,15	28,22	17,20	49,49	12,70	50,11
TB3-184	3,77	2,34	1,06	3,02	0,00	0,11	0,11	0,92	0,38	12,60	46,76	7,42	68,08	9,45	31,82
TB3-203	3,43	2,46	0,88	3,25	0,00	3,26	3,26	1,59	1,97	13,07	44,15	7,72	68,50	8,48	28,24
GD1-6	6,39	2,02	0,33	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	33,03	100,00
GD1-23	4,63	2,86	-0,10	2,37	0,00	2,88	2,88	4,06	6,72	6,12	5,54	3,92	26,36	17,35	70,75
GD1-57	3,32	3,21	0,09	2,10	0,00	17,10	17,10	6,75	5,91	5,16	5,83	2,96	26,62	11,00	56,27
GD1-77	6,82	3,21	-1,50	4,03	0,00	7,76	7,76	1,85	1,33	0,96	1,27	0,37	5,77	53,25	86,47
GD2-26	7,22	1,81	-0,64	2,70	0,00	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,28	2,56	3,18	42,84	96,75
GD2-56	6,75	2,14	-0,61	2,26	0,00	0,02	0,02	0,09	0,13	0,44	3,38	13,55	17,58	34,04	82,40
GD2-86	6,19	1,91	-0,18	2,33	0,00	0,00	0,00	0,09	0,52	0,75	1,61	8,91	11,88	17,65	88,12
GD2-113	6,01	2,27	-0,25	2,23	0,00	0,18	0,18	0,40	0,93	1,06	5,53	11,43	19,35	23,01	80,46

Tabela A1.2. Dados de granulometria das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMETRICA (Phi)					FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)										
CODIGO DA AMOSTRA	DIAMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA						PELITICOS	
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	M. FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL
GD3-16	4,28	1,86	0,86	4,30	0,00	0,64	0,64	0,56	1,24	2,06	6,62	47,48	57,96	6,65	41,40
GD3-51	3,78	1,56	2,01	7,26	0,00	0,09	0,09	0,14	0,42	0,57	30,48	44,50	76,11	4,85	23,80
GD3-70	4,36	2,98	-0,37	2,32	0,00	6,92	6,92	5,67	7,00	5,33	3,21	3,69	24,89	12,37	68,19
GD3-100	4,72	2,87	-0,71	2,84	0,00	7,98	7,98	3,99	4,37	2,68	2,75	2,33	16,11	11,73	75,91
GD3-126	6,73	1,89	-0,26	2,22	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,82	1,17	1,80	3,99	31,60	96,01
GD3-176	6,07	2,12	-0,02	2,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	1,52	4,39	10,88	16,95	24,10	83,05
GD3-241	4,71	2,14	0,77	2,81	0,00	0,10	0,10	0,40	1,14	1,11	11,48	37,82	51,94	12,45	47,95
GD3-261	4,89	2,14	1,03	2,60	0,00	0,02	0,02	0,04	0,06	0,13	6,47	48,40	55,09	16,58	44,89
GD3-301	5,31	2,04	0,90	2,40	0,00	0,06	0,06	0,03	0,07	0,09	0,32	38,92	39,42	19,05	60,52
GD3-347	5,68	2,05	0,66	1,95	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,04	0,22	25,72	26,06	22,61	73,94
MD1-20	4,13	2,02	1,51	4,06	0,00	0,13	0,13	0,11	0,24	0,57	23,60	51,06	75,57	10,05	24,30
MD1-68	3,70	1,64	2,19	7,30	0,00	0,06	0,06	0,18	0,37	0,39	30,05	54,64	85,63	5,63	14,31
MD1-95	4,77	2,04	0,54	2,84	0,00	0,25	0,25	0,77	1,00	1,27	5,43	41,86	50,32	7,88	49,43
MD1-110	3,19	1,52	2,96	11,22	0,00	0,06	0,06	0,04	0,16	0,62	71,04	18,57	90,44	4,67	9,49
MD1-130	4,61	2,38	1,04	2,38	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,22	20,72	48,51	69,60	18,14	30,40
MD1-165	3,63	1,61	2,58	8,49	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,12	33,62	53,89	87,74	6,17	12,26
MD1-184	4,72	2,23	0,98	2,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	16,22	46,29	62,57	14,78	37,43
MD1-220	3,07	1,44	2,42	12,42	0,00	0,34	0,34	1,75	1,29	0,70	60,18	29,62	93,54	3,62	6,12
MD1-240	3,74	1,67	2,41	7,81	0,00	0,05	0,05	0,15	0,24	0,20	18,61	68,59	87,79	7,23	12,16
MD1-280	3,56	1,62	2,55	9,04	0,00	0,16	0,16	0,21	0,30	0,26	32,00	57,12	89,89	6,50	9,96
MD1-320	3,29	1,49	3,02	11,35	0,00	0,02	0,02	0,02	0,18	0,29	65,34	25,62	91,44	4,72	8,54
MR1-53	3,71	1,90	1,76	4,99	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	1,84	52,68	23,91	78,47	6,93	21,52
MR1-85	4,67	2,08	0,78	2,92	0,00	0,19	0,19	0,35	0,50	0,94	15,97	32,37	50,13	11,37	49,68
MR1-126	3,67	1,73	1,72	5,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,84	42,12	32,92	77,91	3,86	22,09
MR1-151	7,07	1,95	-0,67	3,02	0,00	0,42	0,42	0,06	0,08	0,16	0,40	0,36	1,06	40,96	98,52
MR1-178	3,98	2,15	1,26	3,36	0,00	0,03	0,03	0,06	0,24	3,19	46,52	20,33	70,33	9,57	29,63
MR1-201	3,01	2,80	0,77	2,82	0,00	2,69	2,69	10,70	11,86	12,49	25,37	9,87	70,29	9,30	27,02
MR1-241	3,49	1,80	1,93	5,84	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	3,75	58,46	18,51	80,81	5,40	19,19
MR1-283	3,78	2,69	0,66	2,59	0,00	1,20	1,20	3,27	7,64	8,45	30,89	12,86	63,11	12,62	35,69

Tabela A1.2. Dados de granulometria das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMETRICA (Phi)					FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)										
CODIGO DA AMOSTRA	DIAMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA						PELITICOS	
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	M. FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL
SB1-125	3,41	2,11	1,28	4,73	0,00	0,00	0,00	2,88	6,01	7,98	29,85	36,36	83,08	7,69	16,92
SB1-225	3,06	2,65	0,57	3,12	0,00	5,55	5,55	8,63	8,53	8,78	14,60	31,67	72,22	8,17	22,23
SB1-325	2,96	2,01	0,69	5,34	0,00	3,37	3,37	5,73	5,89	5,98	18,32	49,44	85,36	4,41	11,26
SB1-425	2,89	1,84	0,46	5,97	0,00	3,31	3,31	5,86	5,75	5,79	8,65	63,62	89,67	3,01	7,02
SB1-550	2,97	1,81	0,59	6,47	0,00	2,76	2,76	5,33	5,29	5,28	8,41	66,82	91,12	3,53	6,12
SB1-650	2,86	1,66	0,39	7,13	0,00	2,63	2,63	5,31	5,32	5,29	11,63	64,93	92,48	2,43	4,89
SB1-750	3,56	2,33	0,95	3,74	0,00	0,00	0,00	4,20	8,41	8,41	10,02	49,99	81,04	9,57	18,96
SB1-850	4,35	2,09	1,10	3,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,30	16,97	33,06	58,33	11,66	41,67
SB1-950	3,25	2,82	0,74	2,76	0,00	0,00	0,00	11,83	11,84	11,84	12,94	28,23	76,67	11,90	23,33
SB1-1050	3,00	2,93	0,63	2,71	0,00	5,90	5,90	11,25	11,18	11,11	11,31	25,05	69,89	11,05	24,21
SB1-1150	3,05	2,62	0,52	3,12	0,00	5,04	5,04	9,64	9,55	9,55	9,77	34,43	72,95	7,99	22,01
SB1-1250	2,89	2,50	0,58	3,51	0,00	5,03	5,03	9,78	9,65	9,55	9,88	39,05	77,91	7,01	17,06
SB1-1350	3,08	2,69	0,52	3,00	0,00	5,03	5,03	9,86	9,72	9,60	9,86	31,82	70,87	8,64	24,10
SB1-1450	3,33	3,07	0,45	2,29	0,00	5,47	5,47	10,66	10,57	10,57	10,91	16,34	59,04	13,00	35,49
SB1-1550	4,49	2,70	0,48	2,02	0,00	0,00	0,00	0,00	6,98	13,97	14,11	16,91	51,98	18,37	48,02
SB1-1650	3,85	2,66	0,57	2,59	0,00	0,00	0,00	5,15	10,31	10,57	11,00	27,97	65,00	13,27	35,00
SB1-1750	3,43	2,95	0,45	2,48	0,00	4,82	4,82	9,29	9,31	9,32	10,19	26,51	64,62	13,02	30,56
SB1-1850	3,43	2,72	0,45	2,87	0,00	4,17	4,17	8,20	8,12	8,08	8,21	40,28	72,89	10,50	22,94
SB1-1950	4,04	2,63	0,69	2,54	0,00	0,00	0,00	0,00	11,57	11,55	11,60	32,57	67,29	15,35	32,71
SB2-5	5,57	2,11	0,33	2,30	0,00	0,02	0,02	0,20	0,52	1,22	6,71	13,30	21,95	19,65	78,03
SB2-26	5,14	1,58	1,00	4,38	0,00	0,07	0,07	0,08	0,11	0,34	3,85	11,60	16,00	9,21	83,93
SB2-46	3,78	1,76	1,50	4,96	0,00	0,10	0,10	0,20	0,43	1,80	49,91	14,63	66,98	5,13	32,93
SB2-80	3,70	1,60	1,76	7,09	0,00	0,36	0,36	0,34	0,74	1,71	26,12	49,22	78,13	4,44	21,51
SB2-130	3,97	2,59	0,40	2,83	0,00	1,92	1,92	4,83	4,39	9,88	14,87	19,56	53,54	12,44	44,55
SB2-155	0,63	2,11	1,93	7,72	0,00	25,73	25,73	25,75	13,51	15,83	10,73	3,34	69,16	2,44	5,11
SB2-175	0,81	2,23	1,73	6,76	0,00	24,56	24,56	21,43	15,20	11,53	19,05	2,64	69,85	3,16	5,59

Tabela A1.3. Dados de contagem bruta de minerais pesados das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco. Símbolos: ZIR - zircão, TUR - turmalina, RUT - rutilo, HBV - hornblenda verde, HBM - hornblenda marrom, SIL - sillimanita, CIA - cianita, EST - estauroлита, EPI - epídoto, CLZ – clinozoisita, GRA - granada, TR - minerais traços, %OPA - porcentagem de minerais opacos.

	ZIR	TUR	RUT	HBV	HBM	SIL	CIA	EST	EPI	CLZ	GRA	TR	ALT	%OPA
TB1-250	5	6	3	14	3	1	77	111	1	0	2	12	105	42
TB1-350	10	7	27	17	4	4	60	56	14	4	0	20	184	43
TB1-450	14	8	3	13	0	14	52	13	4	0	2	9	37	50
TB1-550	17	3	1	3	2	8	39	14	9	0	2	5	37	60
TB1-650	17	5	1	6	0	0	33	41	24	1	2	1	75	48
TB1-750	26	12	10	15	2	1	87	98	9	0	3	3	98	37
TB1-850	21	4	7	6	0	1	33	45	5	1	0	4	71	40
TB1-950	27	6	2	2	0	1	29	36	15	1	3	6	99	44
TB2-250	6	1	1	2	0	0	24	38	0	0	0	1	58	25
TB2-350	2	1	3	18	0	0	61	54	7	0	0	1	159	29
TB2-450	3	3	6	7	0	1	24	31	19	4	1	2	48	38
TB2-650	21	11	3	12	2	1	15	31	10	2	1	5	47	42
TB2-750	7	3	4	13	2	1	28	19	1	0	0	0	59	33
TB2-825	7	3	0	3	0	0	10	44	3	2	0	3	31	34
TB2-875	11	8	4	6	0	3	10	22	4	1	0	4	19	44
TB2-950	21	42	9	3	0	4	9	16	6	1	2	5	3	65
TB3-9	4	3	2	6	0	0	26	22	9	1	2	0	37	48
TB3-49	5	5	5	14	1	1	51	31	4	0	1	1	36	20
TB3-69	12	4	3	21	2	2	36	16	8	0	0	1	6	50
TB3-89	4	0	2	4	0	0	32	20	4	0	0	1	34	41
TB3-119	10	2	0	2	1	1	25	16	6	0	1	3	33	41
TB3-149	14	3	3	8	1	0	68	42	1	0	1	0	123	34
TB3-177	20	2	6	20	0	0	33	29	15	1	1	1	49	52
TB3-185	4	3	2	7	0	0	47	18	2	0	0	0	56	36
TB3-204	7	1	2	9	1	1	35	28	12	2	1	0	42	43
GD2-28	16	4	0	8	1	3	48	26	0	0	0	4	13	62
GD2-58	31	3	8	10	0	0	34	15	0	0	2	4	56	44
GD2-88	7	4	0	4	1	1	35	17	0	1	1	3	28	70
GD2-114	21	5	4	8	0	1	45	22	1	1	0	3	44	51

Tabela A1.3. Dados de contagem bruta de minerais pesados das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco. Símbolos: ZIR - zircão, TUR - turmalina, RUT - rutilo, HBV - hornblenda verde, HBM - hornblenda marrom, SIL - sillimanita, CIA - cianita, EST - estauroлита, EPI - epídoto, CLZ – clinozoisita, GRA - granada, TR - minerais traços, %OPA - porcentagem de minerais opacos (Continuação).

	ZIR	TUR	RUT	HBV	HBM	SIL	CIA	EST	EPI	CLZ	GRA	TR	ALT	%OPA
GD3-17	24	83	16	73	5	17	33	55	81	11	6	36	48	45
GD3-52	19	10	7	13	2	4	9	22	10	2	2	14	10	55
GD3-71	10	11	2	19	7	4	2	17	1	0	8	2	6	57
GD3-102	15	4	0	1	0	0	1	11	3	0	12	1	9	48
GD3-127	12	4	2	1	0	2	10	59	8	1	15	3	17	60
GD3-177	19	13	10	12	0	8	28	32	55	2	1	26	6	63
GD3-242	5	6	3	8	0	1	4	45	8	1	2	2	13	49
GD3-262	32	11	5	14	0	4	5	21	9	2	6	3	8	43
GD3-302	118	85	27	99	8	20	20	56	80	25	21	44	40	54
GD3-348	9	35	11	102	19	31	24	89	57	7	5	41	12	27
MD1-21	12	18	14	23	2	3	25	83	9	7	3	7	25	40
MD1-69	18	11	10	20	2	2	7	149	5	1	4	1	40	33
MD1-96	17	24	5	38	6	1	43	78	5	1	5	10	125	29
MD1-111	66	65	22	70	21	5	25	76	20	8	5	8	39	29
MD1-131	3	20	2	32	9	0	1	35	11	1	2	4	31	28
MD1-166	7	38	4	31	10	7	1	31	10	0	0	6	27	33
MD1-185	3	18	3	33	17	4	12	13	2	1	2	6	41	37
MD1-221	15	31	7	44	13	6	17	29	11	4	0	9	74	38
MD1-281	10	29	6	49	13	4	1	37	17	3	1	5	43	38
MD1-320	10	36	9	33	6	4	3	34	17	0	0	3	21	47
MR1-21	6	9	7	15	0	1	50	26	2	0	1	3	110	28
MR1-54	19	20	6	22	2	11	70	35	4	0	4	4	79	48
MR1-86	17	17	4	26	5	0	102	49	1	1	2	9	120	30
MR1-127	10	7	5	11	2	3	67	40	1	0	0	2	139	28
MR1-152	8	3	0	6	4	3	27	31	1	0	0	2	43	48
MR1-179	12	8	10	29	2	0	82	44	8	1	2	1	83	33
MR1-202	7	3	3	9	0	6	20	8	1	0	2	0	89	36
MR1-242	13	8	3	11	3	4	37	32	6	0	1	0	211	27
MR1-283	10	9	6	10	0	1	38	36	12	0	1	1	38	28

Tabela A1.3. Dados de contagem bruta de minerais pesados das amostras de vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco. Símbolos: ZIR - zircão, TUR - turmalina, RUT - rutilo, HBV - hornblenda verde, HBM - hornblenda marrom, SIL - sillimanita, CIA - cianita, EST - estauroлита, EPI - epídoto, CLZ – clinozoisita, GRA - granada, TR - minerais traços, %OPA - porcentagem de minerais opacos (Continuação).

	ZIR	TUR	RUT	HBV	HBM	SIL	CIA	EST	EPI	CLZ	GRA	TR	ALT	%OPA
SB1-125	15	5	5	15	0	0	43	41	11	2	2	3	43	38
SB1-225	21	19	4	26	4	6	78	92	15	3	0	16	82	29
SB1-325	15	35	8	24	20	6	31	31	6	2	1	20	69	30
SB1-425	5	16	3	20	14	6	11	22	16	1	2	6	38	37
SB1-550	9	22	3	21	13	6	19	27	12	5	1	9	41	28
SB1-650	13	8	7	55	33	1	24	28	10	2	3	20	50	38
SB1-750	5	17	10	42	22	4	16	25	11	2	0	20	48	27
SB1-850	6	20	3	28	8	1	16	15	9	4	0	15	31	26
SB1-950	16	16	6	26	12	2	23	29	4	0	2	9	37	34
SB1-1050	4	2	1	24	10	2	23	26	4	0	2	7	26	29
SB1-1150	40	12	3	69	41	12	30	46	7	13	5	28	54	19
SB1-1250	20	16	3	122	37	20	16	21	5	3	6	18	18	44
SB1-1350	89	32	1	60	24	23	17	37	16	8	11	47	26	29
SB1-1450	13	14	2	39	11	3	8	20	6	5	3	16	33	29
SB1-1550	4	4	1	10	12	2	8	20	9	2	2	7	57	24
SB1-1650	6	8	7	51	34	7	12	27	2	5	2	13	38	27
SB1-1750	18	6	4	24	12	4	21	42	5	3	1	18	18	30
SB1-1850	7	14	5	58	31	6	23	46	19	7	1	29	65	32
SB1-1950	6	6	1	66	27	7	26	37	7	7	1	18	50	20
SB2-6	20	15	4	13	6	2	15	33	13	0	0	3	17	76
SB2-26	18	6	2	33	8	9	16	19	1	0	0	7	7	77
SB2-47	24	11	5	7	9	1	16	9	6	1	1	5	15	51
SB2-80	49	13	8	24	8	3	14	23	6	2	2	7	18	66
SB2-130	11	7	3	13	9	3	20	10	0	0	2	1	38	75
SB2-155	42	7	5	11	5	0	19	33	3	1	1	1	41	59
SB2-175	46	6	3	5	1	1	9	12	1	2	1	3	18	73
TUB-P	6	8	4	8	2	1	113	83	8	7	3	13	180	51
BRA-P	185	16	23	10	0	3	59	39	15	3	4	31	52	63
CAP-P	143	8	2	6	0	0	7	25	15	2	0	10	28	73
PGS-P	53	31	3	17	10	8	19	54	19	6	4	11	25	43

Tabela A1.4. Dados do cálculo de teor em matéria orgânica dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco.

código da amostra	massa inicial seca (g)	massa final atacada (g)	teor em MO (%)
TB1-250	8,53	8,05	5,96
TB1-350	8,91	8,20	8,69
TB1-450	9,35	8,87	5,44
TB1-550	11,19	10,62	5,35
TB1-650	10,57	10,23	3,31
TB1-750	10,53	10,09	4,36
TB1-850	9,00	8,44	6,64
TB1-950	9,24	8,85	4,43
TB2-250	10,81	10,79	0,19
TB2-350	11,33	11,14	1,68
TB2-450	10,95	10,91	0,37
TB2-650	12,01	11,93	0,67
TB2-750	10,92	10,84	0,73
TB2-825	9,50	9,23	2,94
TB2-875	6,68	5,88	13,53
TB2-950	10,92	10,57	3,29
TB3-8	13,70	13,36	2,45
TB3-48	14,14	14,11	0,19
TB3-68	12,25	12,21	0,35
TB3-88	12,11	11,97	1,13
TB3-118	12,03	11,87	1,32
TB3-148	12,31	12,23	0,63
TB3-176	12,97	12,60	2,84
TB3-184	14,35	14,15	1,42
TB3-203	13,48	12,93	4,09
GD1-6	12,66	4,09	67,69
GD1-23	13,83	2,92	78,88
GD1-57	12,47	8,63	30,82
GD1-77	12,06	10,47	13,20
GD2-26	12,28	12,24	0,32
GD2-56	12,08	12,07	0,11
GD2-86	12,73	12,41	2,51
GD2-113	12,74	12,27	3,70
GD3-16	12,04	11,81	1,92
GD3-51	10,25	10,18	0,72
GD3-70	12,92	4,34	66,42
GD3-100	12,06	3,43	71,58
GD3-126	12,07	10,66	11,66
GD3-176	10,09	9,09	9,90
GD3-241	10,29	10,29	0,00
GD3-261	10,10	9,93	1,69
GD3-301	10,02	9,95	0,67
GD3-347	10,12	10,11	0,09
MD1-20	10,02	9,95	0,73
MD1-68	10,00	9,93	0,66
MD1-95	10,01	9,81	2,00
MD1-110	10,03	10,01	0,19
MD1-130	10,01	9,33	6,80
MD1-165	10,09	8,48	15,99

Tabela A1.4. Dados do cálculo de teor em matéria orgânica dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

código da amostra	massa inicial seca (g)	massa final atacada (g)	teor em MO (%)
MD1-184	10,04	9,90	1,44
MD1-220	10,09	9,68	4,06
MD1-240	10,02	9,81	2,13
MD1-280	10,00	9,75	2,53
MD1-320	10,01	9,70	3,09
MR1-17	12,24	11,72	4,28
MR1-53	12,94	12,89	0,41
MR1-85	12,76	12,19	4,45
MR1-126	12,76	12,71	0,38
MR1-151	13,23	12,50	5,49
MR1-178	12,37	12,26	0,91
MR1-201	12,08	8,54	29,31
MR1-241	12,48	12,47	0,10
MR1-283	12,25	9,44	22,95
SB1-125	10,71	10,10	6,05
SB1-225	10,12	9,53	6,20
SB1-325	9,58	8,80	8,81
SB1-425	10,10	9,70	4,15
SB1-550	12,73	12,37	2,90
SB1-650	10,00	9,75	2,60
SB1-750	9,13	8,41	8,59
SB1-850	7,18	6,57	9,25
SB1-950	7,60	7,20	5,51
SB1-1050	8,07	7,59	6,30
SB1-1150	9,57	9,14	4,69
SB1-1250	9,02	8,57	5,30
SB1-1350	9,57	9,03	5,94
SB1-1450	9,77	9,19	6,32
SB1-1550	8,60	7,91	8,66
SB1-1650	8,67	8,20	5,75
SB1-1750	12,24	11,83	3,43
SB1-1850	13,71	13,33	2,84
SB1-1950	8,75	8,31	5,35
SB2-5	12,16	11,57	4,85
SB2-26	12,60	12,42	1,39
SB2-46	13,63	13,56	0,54
SB2-80	12,83	12,54	2,27
SB2-130	12,76	12,15	4,77
SB2-155	12,09	11,91	1,49
SB2-175	12,02	11,94	0,65

Tabela A1.5. Dados do cálculo de taxas de sedimentação vertical dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco.

TB1	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	725	4856	4439	400-725*	4439	4856	0,67	0,73
	975	4857	4585	725-975	271	418	5,98	9,22
*O intervalo 0-400 é de refugio antrópico.						médias	3,33	4,98

TB2	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	875	5447	5182	200-875*	5182	5447	1,24	1,3
	925	7751	7539	875-925	*			
	975	6914	6620	925-975	1173	1732	0,58	0,85
*O intervalo 0-200 é de refugio antrópico.						médias	0,91	1,08

TB3	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	100	464	146	0-100	146	464	2,16	6,85
	211	491	155	100-211	309	345	3,22	3,59
						médias	2,69	5,22

GD1	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	50	486	307	0-50	307	486	1,03	1,63
	60	654	543	50-60	57	347	0,29	1,75
						médias	0,66	1,69

Tabela A1.5. Dados do cálculo de taxas de sedimentação vertical dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
GD2	0	moderno						
	83	909	733	0-83	733	909	0,91	1,13
	117	1393	1283	83-117	374	660	0,52	0,91
						médias	0,72	1,02
GD3	0	moderno						
	21	2290	1931	0-21		*		
	74	437	0	21-74	0	437	1,21	?
	94	512	324	74-94	113	512	0,39	1,77
	213	1049	791	94-213	279	725	1,64	4,27
	246	958	799	213-246	167	250	1,32	1,98
						médias	1,14	2,67
MD1	0	moderno						
	47	680	551	0-47	551	680	0,69	0,85
	49	788	669	47-49	11	237	0,08	1,82
	145	1918	1645	49-145	857	1249	0,77	1,12
	158	2455	2331	145-158	413	810	0,16	0,31
	222	3150	2960	158-222	505	819	0,78	1,27
	327	3669	3317	222-327	167	709	1,48	6,29
						médias	0,66	1,94

Tabela A1.5. Dados do cálculo de taxas de sedimentação vertical dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

MR1	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	201	490	318	0-201	318	490	4,1	6,32
	283	468	287	201-283	150	203	4,04	5,47
	292	472	297	283-292	171	185	0,49	0,53
						médias	2,88	4,11

SB1	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	325	2563	2359	0-325	2359	2563	1,27	1,38
	425	2445	2308	325-425	86	255	3,92	11,63
	625	3883	3576	425-625	1013	1575	1,27	2,96
	1225	5475	5189	625-1225	1306	1899	3,16	4,59
	1925	8013	7800	1225-1925	2325	2824	2,48	3,01
						médias	2,42	4,71

SB2	Profundidade (cm)	Idade (anos cal AP)		Intervalo vertical (cm)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (mm/ano)	
		max	min				min	max
	0	moderno						
	68	2299	1950	0-68	1950	2299	0,3	0,35
	93	2550	2358	68-93	59	600	0,42	4,24
	164	5170	4650	93-164	2100	2812	0,25	0,34
						médias	0,32	1,64

Tabela A1.6. Dados do cálculo de taxas de sedimentação horizontal para três perfis desde o Rio Tubarão: até Rio da Guarda (TB1-GD3), até Rio Mirim (TB1-MR1) e até Rio Sambaqui (TB1-SB2).

TB1-GD3	Testemunho	Distância do ápice (m)	Idade (anos cal AP)		Intervalo horizontal entre os testemunhos (m)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (m/ano)	
			max	min				min	max
	TB1 ^{MAX}	0	4856	4439					
	TB2 ^{MAX}	7658	5447	5182	0-7658	326	1008	7,6	23,49
	GD1 ^{MIN}	9800	654	543	7658-9800	*			
	GD2 ^{MIN}	11492	1393	1283	9800-11492	629	850	1,99	2,69
	GD3 ^{MIN}	15022	958	799	11492-15022	325	594	5,94	10,86
							médias	5,18	12,35

TB1-MR1	Testemunho	Distância do ápice (m)	Idade (anos cal AP)		Intervalo horizontal entre os testemunhos (m)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (m/ano)	
			max	min				min	max
	TB1 ^{MAX}	0	4856	4439					
	TB2 ^{MAX}	7658	5447	5182	0-7658	326	1008	7,6	23,49
	TB3 ^{MAX}	11848	491	155	7658-11848	*			
	MD1 ^{MIN}	15901	788	669	11848-15901	178	633	6,4	22,77
	MD1 ^{MAX}	15901	1918	1645	11848-15901	857	1249	3,24	4,73
	MR1 ^{MIN}	19296	472	297	15901-19296	197	491	6,91	17,23
						médias		6,04	17,06

TB1-SB2	Testemunho	Distância do ápice (m)	Idade (anos cal AP)		Intervalo horizontal entre os testemunhos (m)	Dur min (anos)	Dur max (anos)	Taxa de sedim (m/ano)	
			max	min				min	max
	TB1 ^{MAX}	0	4856	4439					
	TB2 ^{MAX}	7658	5447	5182	0-7658	326	1008	7,6	23,49
	TB3 ^{MAX}	11848	491	155	7658-11848	*			
	SB1 ^{MIN}	16848	2563	2359	11848-16848	1868	2408	2,08	2,68
	SB1 ^{MAX}	16848	2445	2308	11848-16848	51	255	19,61	98,04
	SB2 ^{MIN}	21070	2299	1950	16848-21070	60	613	6,89	70,36
	SB2 ^{MAX}	21070	2550	2358	16848-21070	59	600	7,04	71,56
							médias	8,64	53,23

Tabela A1.7. Dados do resultado da análise químico-isotópica de carbono e nitrogênio de sedimentos dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco.

código da amostra	%C _{ORG}	(¹³ C (V-PDB ‰))	%N _{TOTAL}	(¹⁵ N (ATM ‰))	C _{ORG} /N _{TOTAL}
TB1-475	0,497	-23,06	0,045	6,17	11,044
TB1-525	0,181	-25,55	0,013	3,93	13,923
TB1-575	0,492	-23,52	0,021	4,14	23,429
TB1-625	0,201	-25,52	0,012	2,60	16,750
TB1-675	0,209	-24,02	0,016	1,90	13,063
TB1-725	1,635	-26,68	0,134	3,29	12,201
TB1-775	0,376	-26,96	0,03	5,14	12,533
TB1-825	2,484	-27,35	0,219	3,33	11,342
TB1-875	0,694	-27,23	0,056	5,35	12,393
TB1-925	0,369	-26,02	0,027	5,93	13,667
TB1-975	0,403	-26,5	0,025	4,24	16,120
TB2-225	0,735	-23,34	0,063	6,62	11,667
TB2-275	0,064	-24,51	0,008	1,04	8,000
TB2-325	0,045	-24,96	0,007	8,50	6,429
TB2-375	0,045	-25,44	0,005	6,34	9,000
TB2-425	0,021	-23,1	0,004	5,03	5,250
TB2-475	0,045	-26,3	0,005	8,54	9,000
TB2-650	0,463	-23,73	0,028	4,46	16,536
TB2-750	0,024	-25,54	0,005	2,11	4,800
TB2-825	0,498	-22,98	0,043	5,42	11,581
TB2-875	0,867	-23,52	0,091	4,32	9,527
TB2-925	0,703	-16,62	0,056	6,70	12,554
TB2-975	0,035	-21,6	0,004	8,84	8,750
TB3-36	0,266	-26,8	0,021	3,55	12,909
TB3-56	0,340	-27,11	0,026	3,33	12,965
TB3-76	1,120	-26,65	0,100	3,71	11,176
TB3-96	1,168	-27,36	0,081	2,37	14,334
TB3-116	0,079	-26,44	0,009	0,75	8,435
TB3-136	0,161	-26,75	0,015	4,26	10,744
TB3-156	0,231	-26,65	0,025	4,84	9,135
TB3-176	1,273	-27,56	0,107	3,25	11,923
TB3-196	0,284	-27,26	0,022	1,77	13,184
TB3-216	0,441	-27,06	0,041	2,73	10,701
GD1-10	24,840	-25,88	2,642	4,08	9,401
GD1-30	24,427	-21,52	2,368	3,37	10,317
GD1-50	18,471	-22,05	1,551	4,97	11,909
GD1-70	5,880	-18,66	0,596	5,33	9,871
GD1-90	3,443	-24,52	0,311	4,81	11,072
GD2-6	0,628	-25,3	0,063	4,87	10,008
GD2-26	0,506	-26,36	0,057	4,82	8,857
GD2-46	1,454	-22,59	0,176	6,54	8,258
GD2-66	0,806	-26,7	0,078	5,07	10,368
GD2-86	0,903	-26,76	0,080	4,26	11,343
GD2-106	2,037	-26,48	0,187	3,40	10,874
GD2-126	3,334	-26,28	0,306	3,15	10,886
GD3-39	0,488	-21,64	0,05	5,42	9,760
GD3-59	14,260	-23,89	0,919	0,87	15,517
GD3-79	23,724	-18,41	1,668	0,09	14,223
GD3-99	24,976	-25,18	1,432	0,42	17,441

Tabela A1.7. Dados do resultado da análise químico-isotópica de carbono e nitrogênio de sedimentos dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

código da amostra	%C _{ORG}	(¹³ C (V-PDB ‰))	%N _{TOTAL}	(¹⁵ N (ATM ‰))	C _{ORG} /N _{TOTAL}
GD3-119	3,577	-26,16	0,246	3,42	14,541
GD3-139	3,417	-27,54	0,221	3,72	15,462
GD3-159	3,432	-26,84	0,225	3,33	15,253
GD3-179	3,144	-25,87	0,217	3,83	14,488
GD3-199	3,356	-26,94	0,208	3,52	16,135
GD3-219	3,460	-25,44	0,22	4,06	15,727
GD3-239	2,584	-27,27	0,136	2,74	19,000
GD3-259	0,353	-21,37	0,04	5,76	8,825
GD3-279	0,408	-20,04	0,037	7,50	11,027
GD3-299	0,536	-19,81	0,041	7,04	13,073
GD3-319	0,670	-18,7	0,046	7,34	14,565
GD3-339	0,826	-20,57	0,044	6,74	18,773
GD3-359	0,837	-19,68	0,055	5,40	15,218
MD1-25	1,144	-26,28	0,099	2,78	11,523
MD1-40	0,918	-26,83	0,064	4,33	14,414
MD1-55	3,827	-27,47	0,329	2,16	11,641
MD1-77	1,155	-26,84	0,103	3,10	11,211
MD1-97	0,445	-26,25	0,046	4,28	9,696
MD1-127	0,230	-21,47	0,026	5,52	8,770
MD1-147	0,201	-22,44	0,026	7,57	7,664
MD1-192	0,253	-20,44	0,031	6,80	8,186
MR1-1	9,156	-24,46	0,897	2,77	10,207
MR1-21	1,294	-27,39	0,106	3,67	12,208
MR1-41	1,651	-27,86	0,116	3,76	14,233
MR1-61	0,768	-27,02	0,079	3,63	9,762
MR1-81	1,450	-26,28	0,156	4,05	9,270
MR1-101	1,587	-26,33	0,167	3,73	9,519
MR1-121	0,836	-26,2	0,073	4,34	11,443
MR1-141	3,401	-26,79	0,299	2,86	11,383
MR1-161	3,034	-27,2	0,204	2,41	14,860
MR1-181	4,763	-27,57	0,331	2,65	14,406
MR1-201	3,207	-27,31	0,216	3,68	14,823
MR1-221	6,687	-27,8	0,377	3,36	17,760
MR1-241	2,572	-27,54	0,200	2,07	12,832
MR1-261	11,497	-27,71	0,657	1,05	17,486
MR1-281	14,856	-28,39	0,783	1,86	18,973
MR1-301	3,060	-27,28	0,279	3,02	10,964
SB1-125	1,640	-27,22	0,106	2,49	15,472
SB1-225	0,631	-26,5	0,043	3,06	14,674
SB1-325	0,341	-24,54	0,027	5,40	12,630
SB1-425	0,325	-23,43	0,03	6,06	10,833
SB1-550	0,184	-23,03	0,014	5,24	13,143
SB1-625	0,177	-21,92	0,016	7,34	11,063
SB1-675	0,311	-19,56	0,031	7,27	10,032
SB1-725	0,421	-20,8	0,047	8,52	8,957
SB1-775	0,419	-21,63	0,041	6,52	10,220
SB1-825	0,409	-19,64	0,04	7,46	10,225
SB1-875	0,675	-17,07	0,067	8,30	10,075
SB1-925	0,690	-16,62	0,072	8,80	9,583

Tabela A1.7. Dados do resultado da análise químico-isotópica de carbono e nitrogênio de sedimentos dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco (Continuação).

código da amostra	%C _{ORG}	(¹³ C (V-PDB ‰))	%N _{TOTAL}	(¹⁵ N (ATM ‰))	C _{ORG} /N _{TOTAL}
SB1-975	0,651	-18,94	0,077	8,02	8,455
SB1-1050	0,499	-20,4	0,059	6,68	8,458
SB1-1125	0,422	-13,99	0,035	8,84	12,057
SB1-1175	0,450	-12,09	0,034	8,56	13,235
SB1-1225	0,509	-11,82	0,035	8,98	14,543
SB1-1275	0,322	-20,43	0,036	8,41	8,944
SB1-1325	0,563	-12,44	0,037	11,02	15,216
SB1-1375	0,602	-16,04	0,053	10,00	11,358
SB1-1425	0,556	-17,18	0,052	9,86	10,692
SB1-1475	0,576	-14,43	0,052	9,09	11,077
SB1-1525	0,660	-11,84	0,049	7,63	13,469
SB1-1575	0,648	-12,03	0,049	9,49	13,224
SB1-1650	0,309	-20,3	0,039	7,65	7,923
SB1-1725	0,318	-21,82	0,049	7,45	6,490
SB1-1775	0,396	-20,57	0,049	7,77	8,131
SB1-1825	0,565	-11,87	0,043	8,38	13,114
SB1-1875	0,518	-12,83	0,043	8,25	12,023
SB1-1925	0,552	-11,55	0,051	9,98	10,914
SB1-1975	0,450	-13,53	0,038	8,67	11,719
SB2-1	1,303	-23,81	0,074	4,64	17,608
SB2-14	0,383	-25,44	0,032	5,25	11,969
SB2-29	0,437	-25,31	0,033	5,92	13,242
SB2-44	0,470	-25,11	0,038	5,88	12,368
SB2-59	0,272	-23,71	0,026	4,77	10,462
SB2-74	0,189	-23,26	0,016	6,27	11,813
SB2-89	0,191	-22,74	0,018	5,27	10,611
SB2-104	0,168	-22,51	0,024	6,80	7,000
SB2-134	0,240	-22,6	0,019	6,88	12,632
SB2-149	0,190	-22,53	0,022	6,18	8,636
SB2-164	0,202	-22,88	0,021	5,67	9,619
SB2-179	0,198	-22,07	0,022	6,10	9,000

Tabela A1.8. Dados do resultado da análise isotópica de oxigênio e carbono de conchas fósseis, dos vibrotestemunhos e sondagens ao trado oco, e recentes, da praia Grande do Sul.

Código da amostra	(¹⁸O (V-PDB))	(¹³C (V-PDB))	Espécime
TB1-775	-2,651	-0,673	<i>Brachidontes solisianus</i> D'Orbigny 1842
TB1-825	-1,527	-0,568	<i>Tellina</i> sp.
TB1-925	-0,379	0,404	<i>Tellina</i> sp.
TB2-875	-0,993	-1,232	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
TB2-925	-0,907	0,326	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
TB2-975	-1,468	0,704	<i>Tivela</i> sp.
GD3-16	-3,258	0,323	Miscelânea
MD1-156	-1,042	1,213	<i>Ancilla</i> sp.
MD1-221	-1,347	0,643	Miscelânea
MD1-326	0,148	0,782	<i>Tivela</i> sp.
SB1-325	-1,621	0,264	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-425	-1,361	0,602	<i>Anomalocardia brasíliana</i> Gmelin 1791
SB1-725	-1,276	-1,436	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-775	-0,595	0,217	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-1050	-1,191	0,351	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-1125	-0,615	0,889	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-1225	-1,025	-0,416	<i>Anomalocardia brasíliana</i> Gmelin 1791
SB1-1375	-0,564	-2,339	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842
SB1-1525	-0,201	0,711	<i>Tivela</i> sp.
SB1-1825	-0,422	1,027	<i>Anomalocardia brasíliana</i> Gmelin 1791
SB2-92	-0,858	0,477	<i>Anomalocardia brasíliana</i> Gmelin 1791
SB2-170	-0,826	1,327	<i>Pitar fulminata</i> Menke 1828
SB2-176	-2,539	0,877	<i>Olivancillaria urceus</i> Röding 1898
PGS-C1	-1,592	0,392	<i>Tellina</i> sp.
PGS-C2	-1,661	0,938	<i>Divaricella quadrisulcata</i> D'Orbigny 1842

ANEXO II

GRÁFICOS VERTICAIS DE DADOS

INDIVIDUAIS DOS TESTEMUNHOS

Figura A2.1. Gráficos da variação vertical dos parâmetros estudados nos testemunhos TB1 e TB2. Símbolos: DM - diâmetro médio, DP - desvio padrão, AS - assimetria, ZTR - minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), INS - minerais pesados instáveis (hornblenda verde e marrom), MET - minerais pesados metaestáveis (cianita, estaulolita, sillimanita, epídoto, clinozozita e granada), OPA - minerais pesados opacos (indiferenciados).

Figura A2.2. Gráficos da variação vertical dos parâmetros estudados nos testemunhos TB3 e GD1. Símbolos: DM - diâmetro médio, DP - desvio padrão, AS - assimetria, ZTR - minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), INS - minerais pesados instáveis (hornblenda verde e marrom), MET - minerais pesados metaestáveis (cianita, estauroлита, sillimanita, epídoto, clinozosita e granada), OPA - minerais pesados opacos (indiferenciados).

Figura A2.3. Gráficos da variação vertical dos parâmetros estudados nos testemunhos GD2 e GD3. Símbolos: DM - diâmetro médio, DP - desvio padrão, AS - assimetria, ZTR - minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), INS - minerais pesados instáveis (hornblenda verde e marrom), MET - minerais pesados metaestáveis (cianita, estauroлита, sillimanita, epídoto, clinozozita e granada), OPA - minerais pesados opacos (indiferenciados).

Figura A2.4. Gráficos da variação vertical dos parâmetros estudados nos testemunhos MD1 e MR1. Símbolos: DM - diâmetro médio, DP - desvio padrão, AS - assimetria, ZTR - minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), INS - minerais pesados instáveis (hornblenda verde e marrom), MET - minerais pesados metaestáveis (cianita, estauroлита, sillimanita, epidoto, clinozosita e granada), OPA - minerais pesados opacos (indiferenciados).

Figura A2.5. Gráficos da variação vertical dos parâmetros estudados nos testemunhos SB1 e SB2. Símbolos: DM - diâmetro médio, DP - desvio padrão, AS - assimetria, ZTR - minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), INS - minerais pesados instáveis (hornblenda verde e marrom), MET - minerais pesados metaestáveis (cianita, estauroлита, sillimanita, epídoto, clinozosita e granada), OPA - minerais pesados opacos (indiferenciados).

SB1

SB2

ANEXO III
MAPA DE FEIÇÕES
DEPOSICIONAIS

ANEXO IV

MAPA DE AVULSÕES