

CELSO VOOS VIEIRA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO E EVOLUÇÃO
PALEOGEOGRÁFICA DO SETOR ORIENTAL DA FOLHA GARUVA,
NORDESTE DE SANTA CATARINA, BRASIL**

Florianópolis

2008

**Universidade Federal de Santa Catarina
Centro de Filosofia e Ciências Humanas
Programa de Pós-graduação de Geografia**

Celso Voos Vieira

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA
DO SETOR ORIENTAL DA FOLHA GARUVA, NORDESTE DE SANTA
CATARINA, BRASIL.**

Orientador: Dr. Norberto Olmiro Horn Filho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

Florianópolis/SC, março de 2008.

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO COSTEIRO E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA
DO SETOR ORIENTAL DA FOLHA GARUVA, NORDESTE DE SANTA
CATARINA, BRASIL.**

Celso Voos Vieira

Coordenador: Dr. Carlos José Espíndola

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia, área de concentração Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de Mestre em Geografia.

Presidente: _____

Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho (UFSC)

Membro: _____

Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho - orientador (UFSC)

Membro: _____

Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira (UNIVILLE)

Membro: _____

Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez (UFBA)

Florianópolis-SC, 31 de março de 2008.

Este trabalho é dedicado a minha família, que tanto me apoiou nos inúmeros momentos de dificuldades e que compreendeu minhas constantes ausências por esses dois anos.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro momento, agradeço a Deus por me dar a sabedoria necessária para desenvolver este trabalho.

À minha família que em todos os momentos de minha vida me incentivou e me deu forças para avançar e concluir os meus propósitos. Um grande beijo aos meus pais e irmãos pelo grande carinho que me é dado.

À minha sempre querida Renata, que durante toda a fase acadêmica sempre me amou e facilitou todos os momentos difíceis da vida, assim como o Sr. Ferretti, Dona Lorelay e Mariana, considerados por mim, a minha segunda família.

Ao meu amigo e orientador Dr. Norberto Olmiro Horn Filho, pessoa a qual tenho profundo respeito e admiração, e que durante esta fase sempre se mostrou solícito a responder as inúmeras indagações da pesquisa.

Ao meu mestre e acima de tudo amigo, Dr. Fabiano Antonio de Oliveira, que desde a graduação até os dias de hoje sempre me incentivou a tornar-me uma pessoa melhor.

A todos os professores do programa de Pós-graduação em Geografia, que de alguma maneira contribuíram para a minha formação.

Aos meus colegas de disciplinas do programa de Pós-graduação em Geografia, com quem pude compartilhar vários momentos de alegria e de cafezinhos.

Ao meu amigo, companheiro de longas viagens até Florianópolis, Alessandro Barbosa, vulgo Sacha, que me ajudou com inúmeras e sempre memoráveis caronas, sempre acompanhadas por ondas no norte da ilha da magia. Valeu meu irmão.

A todos os meus amigos que auxiliaram nas saídas de campo, Lázaro, André, Pimpão, Binho, Celso Risi e meu grande irmão Luiz Fernando. Galera valeu mesmo pela força!

Ao Sr. Evandro C. Glinski, por autorizar a realização das sondagens na propriedade da Marina das Garças.

Ao setor de laboratórios e ao Departamento de Geografia da UNIVILLE, por consentir as minhas constantes ausências nesta etapa da vida acadêmica.

RESUMO

A presente pesquisa tem como objetivo principal realizar o mapeamento geológico costeiro e reconstituir o modelo de evolução paleogeográfica para o setor oriental da folha Garuva, no nordeste do Estado de Santa Catarina. Deste modo, através de trabalhos de campo para a identificação dos depósitos previamente fotointerpretados, foram realizadas coletas de sedimentos para análises em laboratório envolvendo granulometria e matéria orgânica. Posteriormente com a utilização de ferramentas de Sistema de Informação Geográfica (SIG), os depósitos foram delimitados e mapeados em escala 1:50.000 tendo como base a folha Garuva (IBGE, 1981). Na área de estudo foram reconhecidos depósitos de três grandes sistemas: sistema cristalino, formado pelas rochas do embasamento cristalino; sistema deposicional continental, formado por cinco depósitos com idades desde o Plioceno até o período Quaternário; sistema deposicional litorâneo estuarino, constituído por depósitos formados durante o Holoceno. Com base na interdigitação e disposição das camadas dos depósitos, assim como em feições geomorfológicas foram determinados cinco estágios de evolução paleogeográfica com idades variando desde o Plioceno até o Holoceno.

ABSTRACT

The present research has as its main objective to do the coastal geological mapping and to construct the model of paleogeographic evolution for the eastern sector of the sheet *Garuva*, in the northeast of *Santa Catarina* State. In this way through fieldwork for the identification of the deposits previously identified by aerophotos and sediments had been collected for analyses in laboratory. Subsequently the deposits were delimited with the Geographical Information Systems (GIS) tools and mapped in scale 1:50.000 having the sheet *Garuva* (IBGE, 1981) as a base. In the study area were recognized deposits of three systems: Crystalline System, formed by the rocks of the study area; Depositional Continental System, formed by five deposits with ages since the Pliocene to the Quaternary period; Depositional Coastal Estuarine System, constituted by three deposits formed in the Holocene. The paleogeographic evolution has five periods determined through geomorphologic features and the layer arrangement of the deposits with ages since the Pliocene to the Holocene.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE QUADROS	13
INTRODUÇÃO	14
1. OBJETIVOS	17
1.1. Geral	17
1.2. Específico.....	17
2. ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.1. Localização geográfica	18
2.2. Geologia regional.....	20
2.3. Geomorfologia regional.....	24
2.4. Hidrografia.....	30
2.5. Oceanografia geológica costeira.....	32
2.6. Cobertura vegetal.....	36
2.7. Uso do solo	38
3. METODOLOGIA.....	41
3.1. Levantamentos preliminares	41
3.1.1. Bibliografia	41
3.1.2. Cartografia	41
3.1.2.1. Bases digitais	41
3.1.2.2. Aerofotos	43
3.1.2.3. Imagens de satélite	44
3.2. Trabalho de gabinete pré-campo.....	45
3.2.1. Cartografia digital e geoprocessamento	45
3.2.2. Fotointerpretação.....	46
3.2.3. Classificação de imagens orbitais.....	47
3.3. Trabalho de campo	48
3.3.1. Coleta de amostras superficiais de sedimentos	48
3.3.2. Coleta de amostras subsuperficiais de sedimentos.....	50
3.3.3. Aquisição de cotas altimétricas.....	51
3.4. Análise laboratorial.....	53
3.4.1. Granulometria	53
3.4.2. Matéria orgânica	54
3.4.3. Análise estatística granulométrica	54
3.5. Trabalho de gabinete final.....	56
3.5.1. Sistema de Informações Geográficas (SIG)	56

4. REFERENCIAL TEÓRICO.....	57
4.1. Abordagem cronoestratigráfica.....	57
4.2. Abordagem litoestratigráfica.....	58
4.3. Abordagem morfoestratigráfica.....	60
5. GEOLOGIA COSTEIRA.....	63
5.1. Mapeamentos geológicos existentes.....	63
5.2. Geologia costeira do setor oriental da folha Garuva.....	69
5.2.1. Sistema cristalino.....	73
5.2.1.1. Embasamento cristalino indiferenciado.....	73
5.2.2. Sistema deposicional continental.....	77
5.2.2.1. Depósito de pedimento.....	77
5.2.2.1.1. Depósito de pedimento da Formação Iquererim, setor oeste.....	80
5.2.2.1.2. Depósito de pedimento do setor leste.....	85
5.2.2.2. Depósito coluvial.....	91
5.2.2.3. Depósito aluvial.....	96
5.2.2.3.1. Depósito aluvial proximal.....	97
5.2.2.3.1. Depósito aluvial distal.....	99
5.2.2.4. Depósito fluvial.....	104
5.2.3. Sistema deposicional litorâneo estuarino.....	113
5.2.3.1. Depósito paludial.....	113
5.2.3.2. Depósito paleoestuarino.....	120
5.2.3.3. Depósito flúvio-estuarino.....	125
6. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA.....	131
6.1. Propostas de curvas de variação do nível relativo do mar para os Estados do Paraná e Santa Catarina.....	131
6.2. Modelos de evolução paleogeográfica do Paraná e de Santa Catarina.....	137
6.3. Modelos de evolução paleogeográficas para o litoral norte de Santa Catarina.....	137
6.4. Proposta de evolução paleogeográfica para o setor oriental da folha Garuva.....	143
CONCLUSÃO.....	151
REFERÊNCIAS.....	155
ANEXOS.....	166
Anexo I – Mapa geológico costeiro da planície costeira da área de estudo.....	167
Anexo II – Planilha de dados granulométricos.....	169

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo.....	18
Figura 2 – Setor oriental da folha Garuva, nordeste de Santa Catarina.	19
Figura 3 – Localização dos complexos rochosos.	21
Figura 4 – Mapa geológico estrutural da baía da Babitonga.	22
Figura 5 – Mapa geomorfológico das bacias hidrográficas da vertente oeste do canal do Palmital.....	26
Figura 6 – Imagem Landsat ETM+ de 02/09/2002, fusão RGB, sobreposta ao modelo digital do terreno (MDT) com destaque para a área de estudo.	27
Figura 7 – Mapa hipsométrico da área de estudo.	29
Figura 8 – Mapa da rede hidrográfica da área de estudo.....	31
Figura 9 – Carta sedimentológica dos sedimentos de fundo da baía da Babitonga.	34
Figura 10 – Correntes de maré na baía da Babitonga.....	35
Figura 11 – Regiões fito-ecológicas da área de estudo.....	37
Figura 12 – Mapa de uso do solo.	39
Figura 13 – Classes de uso do solo.	40
Figura 14 – Disposição das bases digitais na área de estudo.....	42
Figura 15 – Articulação das aerofotos na área de estudo.	43
Figura 16 – Rede de triângulos irregulares do modelo digital do terreno (MDT)	45
Figura 17 – Digitalização das aerofotos em ambiente SIG.....	46
Figura 18 – Localização dos pontos de coleta na área de estudo.....	49
Figura 19 – Coleta de sedimentos em superfície, ponto 26.....	50
Figura 20 – Coleta de sedimentos em subsuperfície com o auxílio de testemunhador à percussão.	51
Figura 21 – Utilização do DGPS para a coleta de cotas altimétricas.....	52
Figura 22 – Exemplo de diagrama de Shepard (1954).	55
Figura 23 – Exemplo de diagrama de Perjup (1988).	55
Figura 24 – Perfil esquemático dos quatro sistemas laguna-barreira da província costeira do Rio Grande do Sul.....	58
Figura 25 – Exemplo de classificação aloestratigráfica.	61
Figura 26 – Mapa geológico do Quaternário costeiro do nordeste de Santa Catarina.	64
Figura 27 – Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná.....	65
Figura 28 – Mapa geológico da planície costeira do litoral norte de Santa Catarina.....	66
Figura 29 – Mapa geológico costeiro do município de Itapoá/SC.....	67
Figura 30 – Mapa geológico do Quaternário costeiro de Joinville/SC.	68
Figura 31 – Geologia costeira da porção oriental da folha Garuva.....	72
Figura 32 – Mapa geológico estrutural do embasamento cristalino.....	73
Figura 33 – Quarzitos com formação ferrífera bandada do Complexo Luís Alves, morro do Timbé do Sul.	74
Figura 34 – Material eluvial.....	76
Figura 35 – Depósito de pedimentos da região andina.	79
Figura 36 – Gerações de leques aluviais da Formação Iquererim.	80
Figura 37 – Depósito de pedimento da Formação Iquererim.....	81
Figura 38 – Arquitetura deposicional da Formação Iquererim.....	83
Figura 39 – Detalhe da fácies <i>Sm</i> – fluxo gravitacional, sedimento arenoso grosso, mal selecionado com grânulos e fragmentos de seixos, ponto 34.	84
Figura 40 – Depósito de pedimento do setor leste do canal do Palmital.	86

Figura 41 – Perfil longitudinal do depósito de pedimento.	87
Figura 42 – Rampa formada pela coalescência dos leques do depósito de pedimento.	88
Figura 43 – Arquitetura deposicional do depósito de pedimento, ponto 10.	89
Figura 44 – Blocos e matacões na superfície do depósito de pedimento.	90
Figura 45 – Aerofoto indicando as cicatrizes de movimentos de massa nas vertentes da serra do Mar.	93
Figura 46 – Aerofoto com destaque para a cicatriz de movimento de massa rotacional no morro do Iriirú, município de Joinville.	94
Figura 47 – Mudança na verticalidade das árvores como indicativo de movimento de solifluxão (<i>creep</i>) no morro do Iriirú.	95
Figura 48 – Depósito de tálus, no morro do Iriirú, constituído de seixos, blocos e matacões de gnaiss e quartzito extremamente intemperizados.	96
Figura 49 – Distribuição da fácies sedimentar de um depósito de leque aluvial.	97
Figura 50 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito aluvial proximal.	99
Figura 51 – Morfologia do depósito aluvial distal, recobrimdo extensas áreas com a predominância de baixas declividades.	100
Figura 52 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito aluvial distal.	101
Figura 53 – Perfil do depósito aluvial distal, ponto 2.	102
Figura 54 – Descrição do perfil do ponto 1.	103
Figura 55 – Turfeira sob depósito aluvial distal, ponto 1.	103
Figura 56 – Aerofoto do baixo curso do rio Cubatão, com destaque para o canal meandrante e para os inúmeros canais e meandros abandonados.	106
Figura 57 – Aerofoto do baixo curso do rio Cubatão, com destaque para trechos anastomosados do canal, com a formação de ilhas e barras.	107
Figura 58 – Litofácies fluviais do rio São João.	111
Figura 59 – Litofácies fluviais do rio Pirabeiraba.	112
Figura 60 – Detalhe das litofácies do rio Pirabeiraba.	112
Figura 61 – Imagem de satélite ilustrando a configuração das associações arbórea e herbácea.	114
Figura 62 – Associação arbórea.	115
Figura 63 – Associação herbácea com ocorrência em faixas à frente dos manguezais (marismas).	116
Figura 64 – Foto aérea oblíqua ilustrando a formação de bancos arenosos com o prolongamento das ilhas no interior do canal.	117
Figura 65 – Imagem de satélite ilustrando a formação de deltas de maré vazante ao norte da ilha do Gado.	118
Figura 66 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito paludial.	119
Figura 67 – Hidrodinâmica do depósito paludial, diagrama de Pejrup (1988).	120
Figura 68 – Banco conchífero natural nas margens do rio Iriirú-guaçú, ponto 46. .	122
Figura 69 – Sedimento paleoestuarino com detritos vegetais e bioturbações na margem do canal do Palmital, ponto 16.	123
Figura 70 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito paleoestuarino.	124
Figura 71 – Hidrodinâmica do depósito paleoestuarino, diagrama de Pejrup (1988).	124
Figura 72 – Depósito flúvio-estuarino em corte de estrada ao norte do canal do Palmital, ponto 13.	126
Figura 73 – Depósito flúvio-estuarino nas margens do canal do Palmital, ponto 26.	128
Figura 74 – Depósito flúvio-estuarino na foz do rio Cubatão, ponto 28.	128

Figura 75 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito flúvio-estuarino.	129
Figura 76 – Hidrodinâmica do depósito flúvio-estuarino, diagrama de Pejrup (1988).	130
Figura 77 – Curva de variação do NRM entre Itajaí e Laguna/SC.....	133
Figura 78 – Datações em tubos de vermetídeos entre Laguna e Imbituba/SC.	134
Figura 79 – Curvas de variação do NRM para o norte catarinense.....	134
Figura 80 – Curva de variação do NRM para a costa paranaense e sul paulista, baseado em datações em tubos de vermetídeos.	135
Figura 81 – Curvas de variação do NRM durante o Holoceno nos Estados do Paraná e Santa Catarina.....	136
Figura 82 – Modelo de evolução paleogeográfica proposto por Suguio & Martin (1987).	140
Figura 83 – Modelo de evolução paleogeográfica proposto por Horn Filho (1997).	141
Figura 84 – Modelo de evolução paleogeográfica proposto por Souza (1999) e Souza <i>et al.</i> (2001).	142
Figura 85 – Estágio 1, formação dos depósitos de pedimento.	144
Figura 86 – Estágio 2, transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP, com NRM situado a 8 ± 2 m acima do atual.	145
Figura 87 – Estágio 3, máximo da regressão pleistocênica há 18.000 anos AP, com NRM situado aproximadamente a 120 m abaixo do atual.	147
Figura 88 – Estágio 4, máximo da transgressão holocênica há 5.370 anos AP, com NRM situado aproximadamente a $3,5 \pm 1$ m acima do atual.	148
Figura 89 – Depósito paleoestuarino holocênico sobreposto ao depósito aluvial distal, ponto 18	149

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Principais unidades geomorfológicas da região nordeste de Santa Catarina.....	25
Quadro 2 – Classes de cobertura do solo e respectivas áreas.	38
Quadro 3 – Bases topográficas utilizadas na presente pesquisa	42
Quadro 4 – Aerofotos utilizadas no mapeamento da planície costeira	44
Quadro 5 – Cotas altimétricas adquiridas por DGPS.....	53
Quadro 6 – Níveis de Informação utilizados no SIG	56
Quadro 7 – Elementos arquitetônicos e litofácies associadas.....	59
Quadro 8 – Classificação de litofácies e interpretação sedimentar	60
Quadro 9 – Unidades litoestratigráficas.....	70
Quadro 10 – Coluna litoestratigráfica e interpretação lito-sedimentológica	71
Quadro 11 – Área dos depósitos do sistema deposicional continental.....	77
Quadro 12 – Classes de declividade dos depósitos da Formação Iquererim.....	82
Quadro 13 – Litofácies identificadas nos depósitos da Formação Iquererim.....	83
Quadro 14 – Classes de declividade dos depósitos de pedimento.	87
Quadro 15 – Litofácies identificadas no depósito de pedimento.....	88
Quadro 16 – Dados granulométricos do depósito aluvial proximal.....	98
Quadro 17 – Dados granulométricos do depósito aluvial distal	100
Quadro 18 – Litofácies identificadas nos depósitos fluviais.....	108
Quadro 19 – Área dos depósitos do sistema deposicional litorâneo estuarino.....	113
Quadro 20 – Dados granulométricos do depósito paludial	118
Quadro 21 – Dados granulométricos do depósito paleoestuarino	121
Quadro 22 – Dados granulométricos do depósito flúvio-estuarino	127
Quadro 23 – Características dos modelos de evolução paleogeográfica do litoral norte catarinense.....	139
Quadro 24 – Quadro de evolução paleogeográfica para o setor oriental da folha Garuva.....	150

INTRODUÇÃO

O conhecimento do território é o ponto de partida para o desenvolvimento de trabalhos na área de planejamento, destacando-se, a caracterização da estrutura e evolução da paisagem.

A compreensão da origem e evolução da planície costeira deve considerar, sobretudo, a dinâmica dos ambientes costeiros face às variações eustáticas do nível do mar. As regiões costeiras apresentam uma dinâmica muito particular devido à interação de vários agentes marinhos e continentais. No entanto, a sua compreensão somente pode ser atingida pelo conhecimento da sua complexa estrutura e dos seus diversificados estádios evolutivos (SUGUIO, 1999).

Pesquisas desenvolvidas na modelagem dos ambientes costeiros no nordeste do Estado de Santa Catarina normalmente estão associadas a ambientes dominados por ondas, em zonas costeiras expostas ou de mar aberto (HORN FILHO, 1997; LESSA *et al.*, 2000; SOUZA, 1999, 2005). Neste sentido, ocorre a necessidade de averiguação da dinâmica evolutiva das planícies costeiras sob condições de influência de marés, como é o caso do canal do Palmital, associado ao complexo estuarino da baía da Babitonga.

Ao longo da colonização da região nordeste do Estado de Santa Catarina, a baía da Babitonga foi alvo de inúmeros impactos advindos da antropização dos ambientes adjacentes. Atualmente a intensa urbanização dos municípios que circundam o complexo estuarino bem como a alta concentração de unidades industriais dos setores metal-mecânico, tem propiciado a degradação e a alteração dos corpos hídricos da região.

Aliado ao fator de expansão das áreas urbanas e ao desconhecimento dos problemas ambientais, a construção do aterro da BR-280 promoveu o fechamento do canal do Linguado e a interrupção hidrodinâmica estabelecida no interior da baía da Babitonga. Estas mudanças têm causado problemas na barra sul da baía da Babitonga, principalmente no município de Balneário Barra do Sul, que durante os quase setenta anos de fechamento do canal do Linguado vem expandindo as áreas urbanizadas sobre os sedimentos inconsolidados de deposição recente.

Desta maneira, a baía da Babitonga possui problemas de alteração dos canais preferenciais de circulação e de colmatagem, devido à crescente carga de sedimentos e poluentes domésticos e industriais carreados para o interior do complexo estuarino.

A crescente intervenção antrópica em áreas situadas na planície costeira da área de estudo torna necessário o conhecimento do meio físico local, quando se pretende propor alternativas para a solução de problemas existentes.

A escolha do setor oriental da folha Garuva como área do mapeamento geológico costeiro ocorreu devido a grande extensão da planície costeira no setor oriental, sendo que a outra metade da folha, o setor ocidental, insere-se nos domínios da serra do Mar, compreendendo as escarpas e o planalto. Como o foco da presente pesquisa é o detalhamento geológico costeiro, optou-se desta maneira, em detalhar os depósitos do setor onde está inserida a maior parte da planície costeira.

A situação geográfica da área de estudo com a imposição de limites naturais como o canal do Palmital e a vertente da serra do Mar somente possibilita a expansão das áreas urbanizadas na planície costeira em questão. Desta forma as pesquisas envolvendo análises e mapeamentos em escalas mais detalhadas revelam-se de fundamental importância no conhecimento da dinâmica e evolução da planície costeira do canal do Palmital, assim como fornece subsídios para os planos de ocupação e zoneamentos dos municípios de Joinville e de Garuva.

Associado aos fatores de planejamento e zoneamento urbano dos municípios, ocorre também à necessidade de averiguar e associar na área de estudo as unidades litoestratigráficas de trabalhos desenvolvidos nas áreas adjacentes (MARTIN *et al.*, 1988; HORN FILHO, 1997; SOUZA, 1999, SOUZA *et al.*, 2001; MAZZER & OLIVEIRA, 2004), pois os mesmos apresentam discrepâncias nos mapeamentos e nos modelos de evolução da planície costeira.

Um dos aspectos geológicos e evolutivos que merece grande atenção na área de estudo é a interface que ocorre na planície costeira com os ambientes fluviais de cabeceiras de drenagem no planalto, com grande energia nas vertentes

da serra do Mar e em contato direto com o ambiente de baixa hidrodinâmica desenvolvido no sistema estuarino do canal do Palmital.

Cabe ressaltar, ainda, a contribuição que os estudos de geologia costeira fornecem para o estudo da evolução das sociedades sambaquianas, na medida em que a contribuição dos dados e modelos de evolução da planície costeira melhor evidenciam os ambientes costeiros, estreitando desta maneira, a relação entre o homem e o ambiente que o circunda.

Por esses motivos, se faz necessário uma abordagem do ângulo específico no qual a Geografia Física e a Geologia analisam e refletem sobre o espaço, de modo a descrever e analisar a interação e integração dos fenômenos (em termos de espaço), onde as sociedades pretéritas e atuais desenvolvem suas atividades de relação com o meio físico.

Deste modo, o presente projeto foi estruturado em 6 capítulos principais onde os dados encontram-se sistematizados. O primeiro capítulo visa demonstrar o objetivo geral e os objetivos específicos da presente pesquisa. O segundo capítulo descreve a localização e descrição dos principais aspectos físicos da área da área de estudo. O terceiro capítulo apresenta os procedimentos operacionais de natureza cartográfica, de campo, de laboratório e de sistematização dos dados em ambiente SIG, assim como a confecção do mapa geológico costeiro. O quarto capítulo delinea de forma sucinta a fundamentação teórico-metodológica de suporte para as posteriores análises e interpretações dos ambientes deposicionais. No quinto capítulo é realizada a apresentação dos resultados do mapeamento geológico costeiro, sob a luz da base teórico-metodológica adotada. O sexto capítulo apresenta uma proposta de evolução paleogeográfica com base nos estudos de variação do nível relativo do mar e nos depósitos identificados na pesquisa. Posteriormente, nas conclusões é apresentada uma síntese da pesquisa e uma breve discussão da sua pertinência e contribuição relativa à temática abordada.

1. OBJETIVOS

1.1. Geral

Realizar mapeamento geológico costeiro e propor a reconstituição paleogeográfica da planície costeira do setor oriental da folha Garuva no nordeste de Santa Catarina.

1.2. Específicos

- (i) Identificar os principais agentes morfogenéticos responsáveis pela evolução da área de estudo;
- (ii) Distinguir ambientes de sedimentação atuais e pretéritos;
- (iii) Reconstituir os estádios de evolução paleogeográfica.

2. ÁREA DE ESTUDO

O presente capítulo visa demonstrar a localização geográfica e as principais características regionais da área de estudo, com base em dados gerados pela presente pesquisa e estudos pretéritos no âmbito dos aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrográficos, oceanográficos, vegetacionais e de uso e ocupação do solo.

2.1. Localização geográfica

A área de estudo está localizada na porção oriental da folha SG-22-Z-B-II-1 (MI-2870/1) do mapeamento sistemático do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em escala 1:50.000, denominada folha Garuva (IBGE, 1981). A área de estudo é compreendida por três municípios do nordeste do Estado de Santa Catarina, Garuva, Joinville e São Francisco do Sul. As principais vias de acesso referem-se às rodovias federais BR-101 e BR-376 e a rodovia estadual SC-415. Completam o mosaico da rede viária as estradas secundárias com e sem pavimentação, caminhos e trilhas (Figuras 1 e 2). A referida carta articula-se com as folhas Joinville a sul, São Francisco do Sul a leste, São Miguel a oeste e Pedra Branca do Araraquara ao norte. O setor oriental da folha Garuva compreende uma área de 365,38 km² e está situado entre as latitudes 26⁰⁰' e 26⁰⁵' sul e as longitudes 48⁰⁰' e 48⁰⁵' oeste.

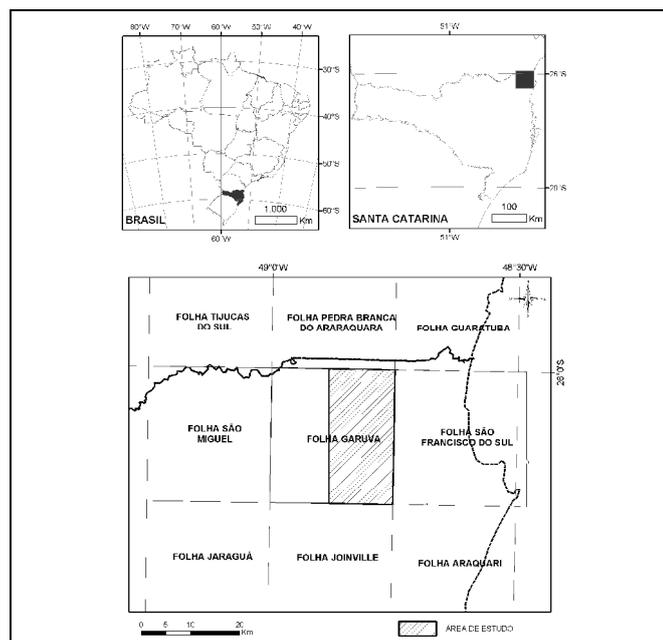


Figura 1 – Localização da área de estudo.

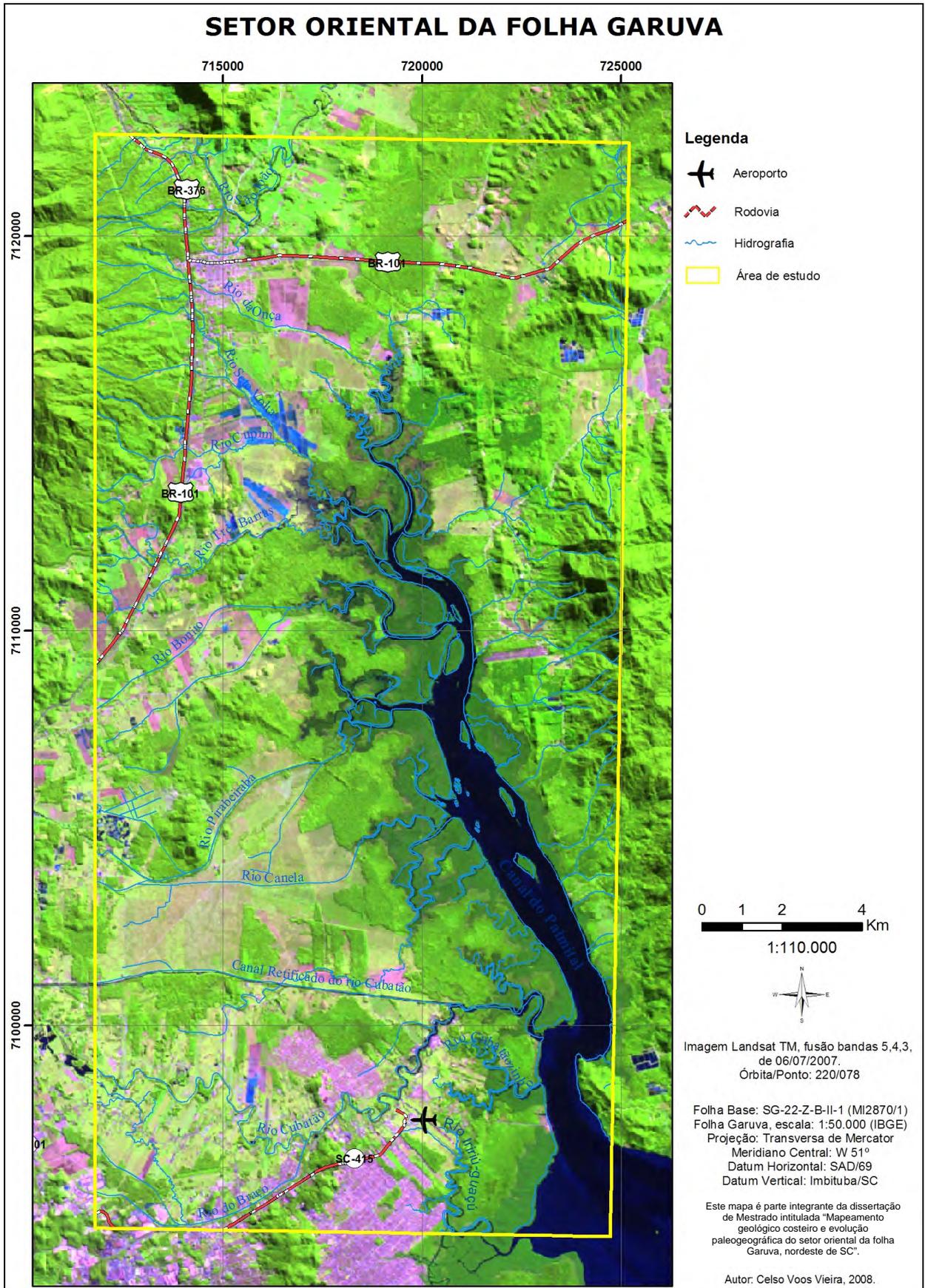


Figura 2 – Setor oriental da folha Garuva, nordeste de Santa Catarina.

2.2. Geologia regional

Os estudos geológicos na região nordeste de Santa Catarina revelam um cenário geológico determinado por processos geradores de rochas e sedimentos, aliados ao surgimento de inúmeras estruturas tectônicas. Tais processos decorreram em duas fases bem distintas da evolução da crosta. A primeira fase, de formação do embasamento cristalino, iniciou no Pré-Cambriano, desde o Arqueano, há cerca de 3 bilhões de anos AP, até o final do Neoproterozóico, há mais ou menos 540 milhões de anos AP. A segunda fase, de formação da cobertura sedimentar, teve início no Cenozóico, desde o Pleistoceno, há aproximadamente 1,8 milhões de anos AP, até o Holoceno (KAUL & TEIXEIRA, 1982).

No Pré-Cambriano predominaram os processos magmáticos e metamórficos, que deram origem ao Complexo Luís Alves (KAUL & TEIXEIRA, 1982), a Suíte Intrusiva Serra do Mar (KAUL *et al.*, 1982b), o Grupo Campo Alegre (KAUL *et al.*, 1982a) e o Complexo Paranaguá também denominado Cinturão Granitóide Costeiro (SIGA JR. *et al.*, 1993). No Cenozóico, prevaleceram os processos de sedimentação, dando origem às coberturas sedimentares em ambientes de deposição continental e marinho.

O embasamento cristalino da região está representado pelo Complexo Luís Alves, também denominado Complexo Granulítico de Santa Catarina. De origem arqueana, esse complexo foi ao final do Neoproterozóico, intrudido pelas massas graníticas da Suíte Intrusiva Serra do Mar e, quase simultaneamente, coberto, localmente, pelos depósitos vulcano-sedimentares do Grupo Campo Alegre. Em seguida, ainda no final deste período geológico, o Complexo Paranaguá ou Cinturão Granitóide Costeiro, justapôs-se ao Complexo Luís Alves (GONÇALVES & OLIVEIRA, 2001; GONÇALVES & KAUL, 2002), conforme pode ser visualizado na figura 3.

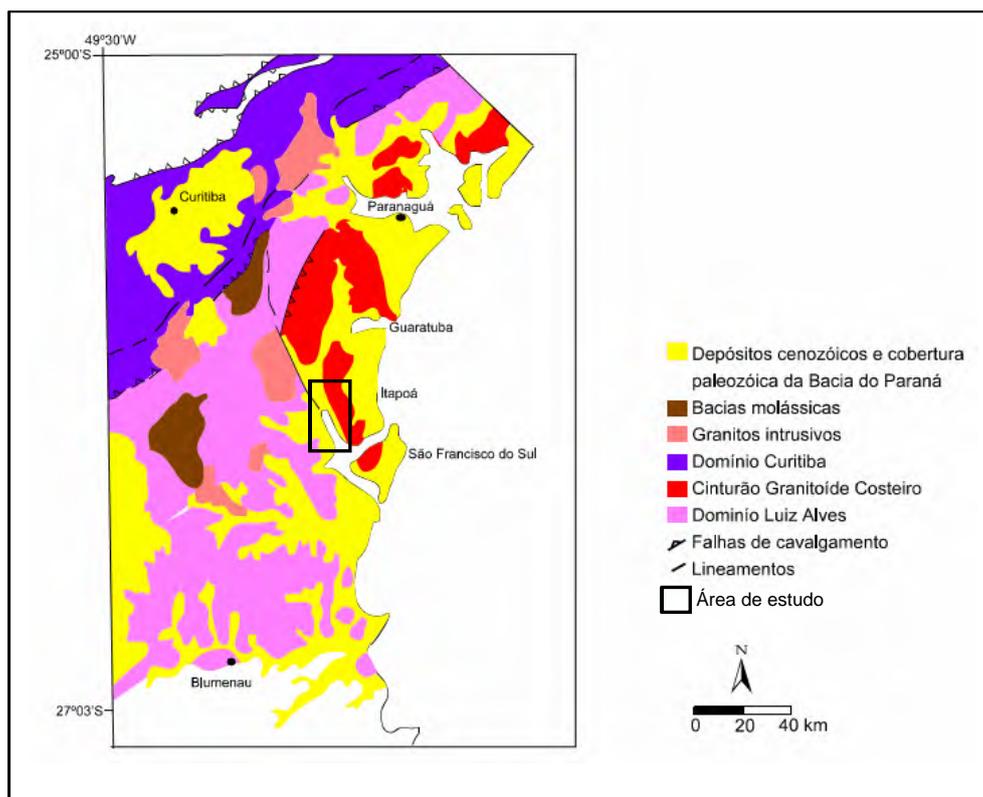


Figura 3 – Localização dos complexos rochosos.

Fonte: Adaptado de Souza (1999).

Todos os terrenos rochosos da região foram seccionados por inúmeras falhas. Na área abrangida pelo Complexo Luís Alves, Suíte Intrusiva Serra do Mar e Grupo Campo Alegre, elas formam dois sistemas principais de falhas, NE-SW e NW-SE, direções essas que são de transtensão, segundo Kaul & Cordani (2000). Os terrenos rochosos do Complexo Paranaguá foram cortados, aparentemente, por um único sistema de falhas, com direção NNE-SSW.

A Suíte Intrusiva Serra do Mar (PS_{ism}) corresponde a três maciços graníticos, que são conhecidos pelas denominações de: Granito Morro Redondo, Granito Dona Francisca e Granito Piráí (Figura 4).

O Granito Morro Redondo (PS_{ymr}) é constituído por biotita sienogranitos de coloração cinza rósea ou rosa clara, comumente isotropos, de granulação média a fina, eventualmente pórfiros, sempre com composição química peraluminosa (GONÇALVES & KAUL, 2002).

Mapa Geológico Estrutural do Complexo Estuarino da Baía da Babitonga

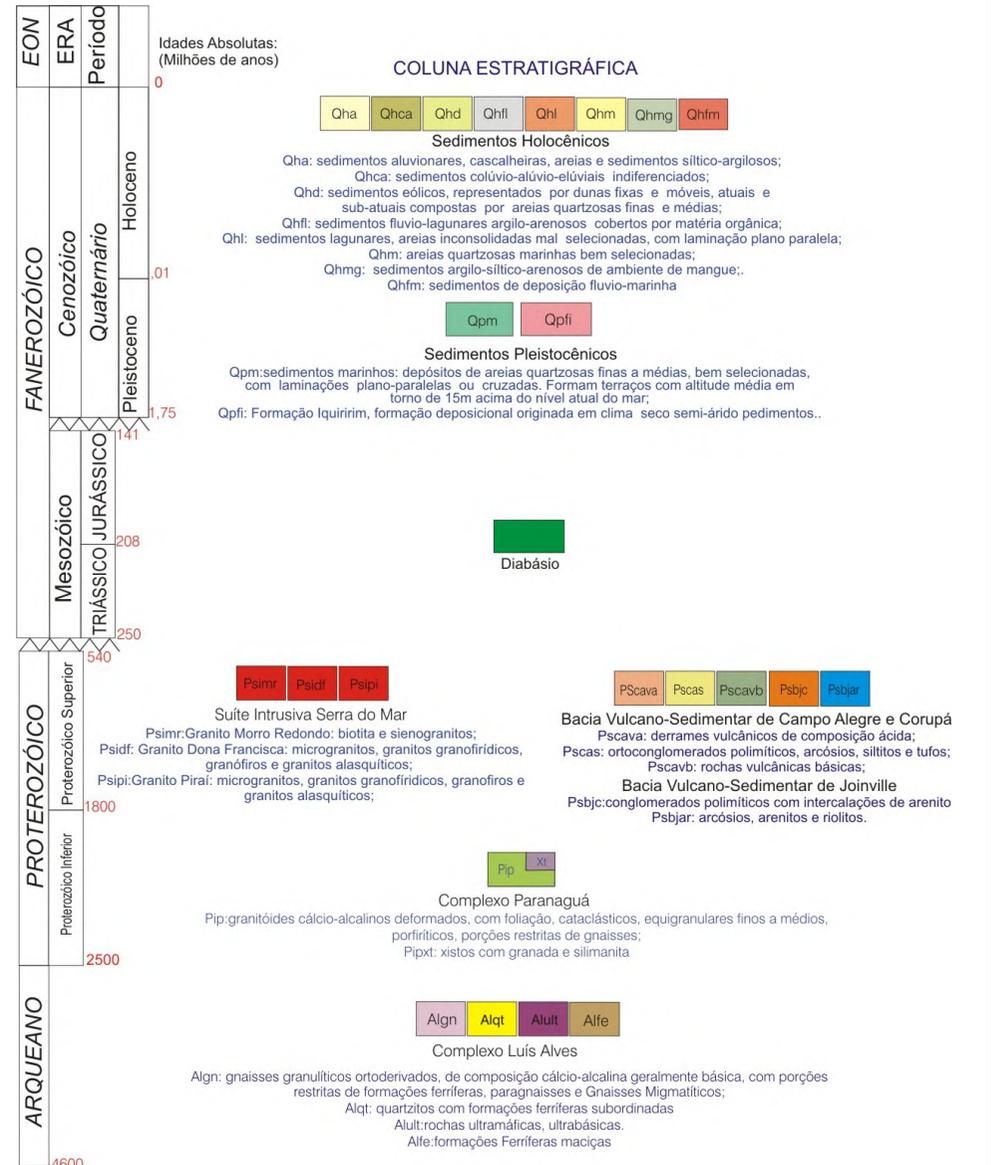
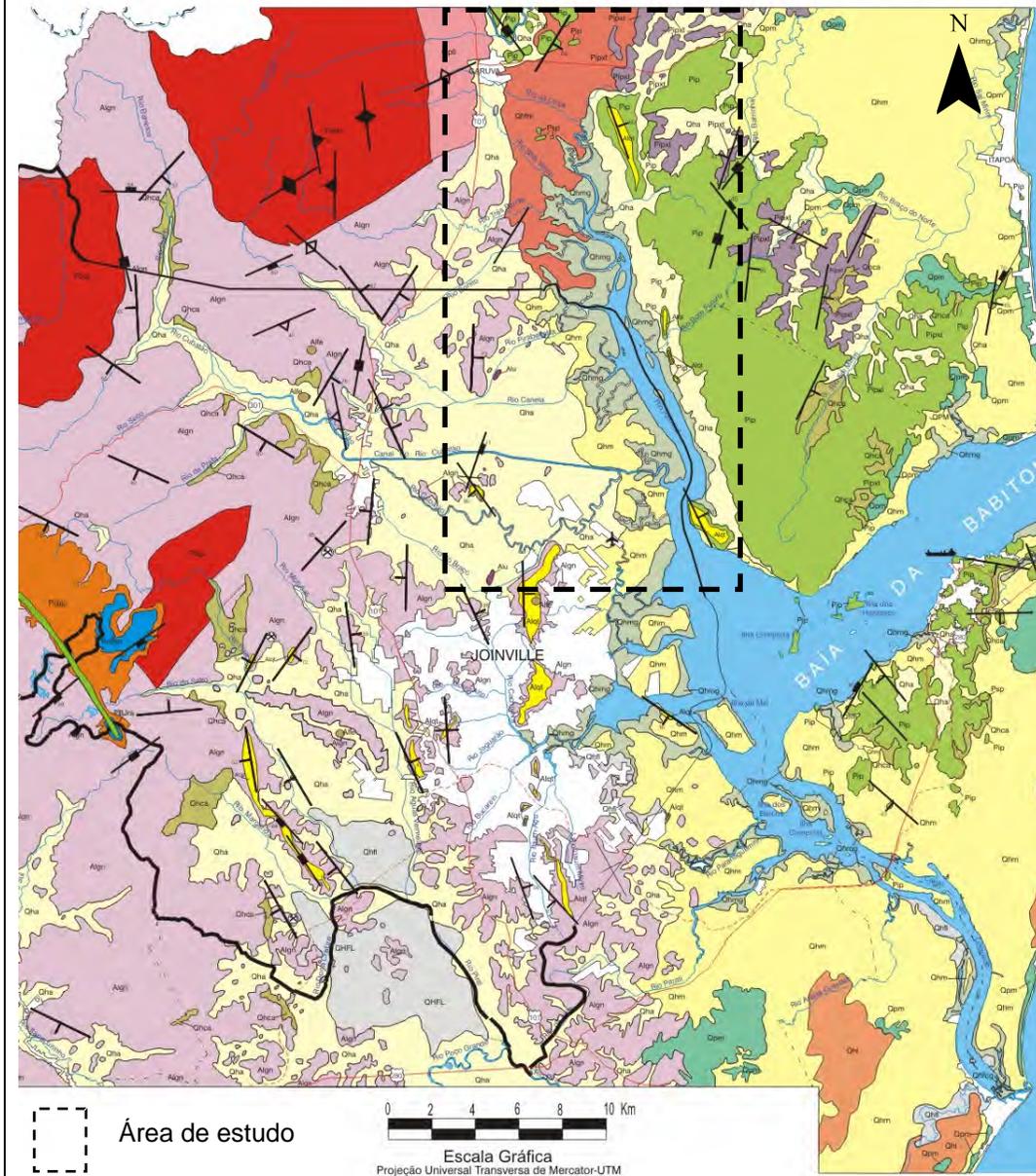


Figura 4 – Mapa geológico estrutural da baía da Babitonga.
 Fonte: Adaptado de Gonçalves & Kaul (2002).

O Cinturão Granitóide Costeiro ou Complexo Paranaguá (Pip e Pipxt), segundo Siga Jr. *et al.* (1993), é um complexo ígneo polifásico que inclui uma grande variedade de rochas graníticas distribuídas ao longo da faixa oriental, com mais de 100 km de extensão, desde a ilha de São Francisco do Sul, no Estado de Santa Catarina até o sul do Estado de São Paulo, tendo em média cerca de 30 km de largura (Figura 3). Segundo estes autores o Complexo Paranaguá limita-se a norte e oeste com o domínio Luís Alves por falhas de cavalgamento. Os limites a sul e a sudoeste com o domínio Luís Alves são representados por zonas de cisalhamento dos lineamentos Palmital, Alexandra e Garuva (Silva & Dias, 1981a,b).

Estruturalmente, o Cinturão Granitóide Costeiro é marcado por orientação principal norte-nordeste e vergência para oeste, rumo ao Domínio Luís Alves. As rochas mostram deformação heterogênea com os megacristais, principalmente de feldspato potássico, na forma de *augen* (Siga Jr. *et al.* 1993).

As coberturas sedimentares cenozóicas, no âmbito regional, são representadas por depósitos quaternários formados durante o Pleistoceno e o Holoceno e compreendem, segundo Horn Filho (1997) os seguintes depósitos:

- Depósitos aluvionares (Qha): areias, cascalheiras e sedimentos siltico-argilosos acumulados em planícies de inundação, terraços e calhas da rede fluvial atual.

- Depósitos colúvio-aluvionares (Qhca): sedimentos localizados nas encostas das elevações, que apresentam, no seu conjunto, grande variação granulométrica, com estratificação incipiente ou ausente.

- Depósitos flúvio-lagunares (Qhfl): sedimentos argilo-arenosos, comumente cobertos por fina camada de matéria orgânica, favorecendo as acumulações turfáceas.

- Depósitos lagunares (Qhl) e flúvio-estuarinos (Qhfm): areias siltico-argilosas, mal selecionadas, de cores cinza a creme, com laminação plano-paralela incipiente, freqüentemente ricas em matéria orgânica.

- Depósitos marinhos atuais (Qhm): areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras, creme a amareladas, excepcionalmente escuras

devido a concentração de minerais pesados (magnetita, ilmenita), com laminações plano-paralela e cruzada que se podem truncar mutuamente. São sedimentos depositados em planícies de marés, planícies de cordões regressivos litorâneos e praias atuais.

- Depósitos paludiais (Qhmg): sedimentos argilo-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica. São sedimentos depositados em ambiente sob influência de marés, típicos de manguezais.

2.3. Geomorfologia regional

A compartimentação geomorfológica do nordeste de Santa Catarina pode ser resumida nos trabalhos de GAPLAN (1986), FATMA (2002), IBGE (2004a) e Oliveira (2007). Segundo os autores a região exhibe duas grandes regiões geomorfológicas contrastantes: (i) Escarpas e reversos da serra do Mar e (ii) Planície costeira.

A região escarpas e reversos da serra do Mar apresenta-se como uma serra propriamente dita, com vertentes voltadas para leste e oeste, sendo que a vertente leste (Atlântica) apresenta-se mais íngreme. A serra do Mar aparece somente no município de Joinville como um conjunto de cristas, picos, serras, montanhas e escarpas separadas por vales profundos em “V” com encostas de altas declividades (GONÇALVES, 1993). A esta região geomorfológica acrescenta-se ainda o planalto de São Bento do Sul.

A Planície costeira é constituída pelas unidades planície costeira marinha, planície costeira flúvio-marinha e planície colúvio-aluvionar. A Planície costeira, com orientação dominante N-S, de idade predominantemente quaternária, foi originada a partir dos processos resultantes das mudanças relativas do nível médio do Atlântico sul durante o Cenozóico, associado às flutuações paleoclimáticas e eventos tectônicos (HORN FILHO, 1997).

Segundo Gonçalves (1993), a planície é caracterizada por sedimentos síltico-argilosos e areais finas quartzosas, com altitudes não ultrapassando os 10 m, no entanto, as planícies mais interiores, localizadas nas proximidades da serra do Mar, alcançam valores em torno de 30 m. As principais feições geomorfológicas desta

região são os canais e planícies de maré, terraços marinhos, terraços fluviais, cones de dejeção e leques aluviais, identificados por Oliveira (2000).

FATMA (2002) e o IBGE (2004a), apesar das escalas distintas de análise, 1:100.000 e 1:250.000, respectivamente, classificaram a região nordeste de Santa Catarina, em quatro domínios morfoestruturais, os quais foram subdivididos em sete unidades geomorfológicas, devido à diversidade dos aspectos geomorfológicos encontrados (Quadro 1).

Quadro 1 – Principais unidades geomorfológicas da região nordeste de Santa Catarina.

Domínio morfoestrutural	Unidade geomorfológica
Depósitos sedimentares Quaternários	Planícies marinhas
	Planícies aluviais
	Planos e rampas colúvio-aluviais
Cobertura molassóide e vulcanitos associados	Planalto de São Bento do Sul
Rochas granitóides	Serra do Mar
Embasamento em estilos complexos	Colinas costeiras
	Serras cristalinas litorâneas

Fonte: FATMA (2002), IBGE (2004a).

Os modelados de relevo estão associados a dois grandes grupos: os modelados de acumulação, associadas às unidades geomorfológicas deposicionais, e os modelados de dissecação, associados ao embasamento cristalino.

Localmente, na área de estudo ainda podem ser identificados, segundo os autores, modelos de relevo como pontões, cristas simétricas e vales estruturais, associados ao embasamento cristalino (IBGE, 2004a).

Mais recentemente, Oliveira (2007) ao analisar as bacias hidrográficas do oeste do canal do Palmital, identificou 6 unidades morfológicas (Figura 5): Serra do Mar, Escarpas, Planalto de São Bento do Sul, Morros Litorâneos, Planície de Joinville/Garuva e Planícies dos rios Cubatão e Pirabeiraba.

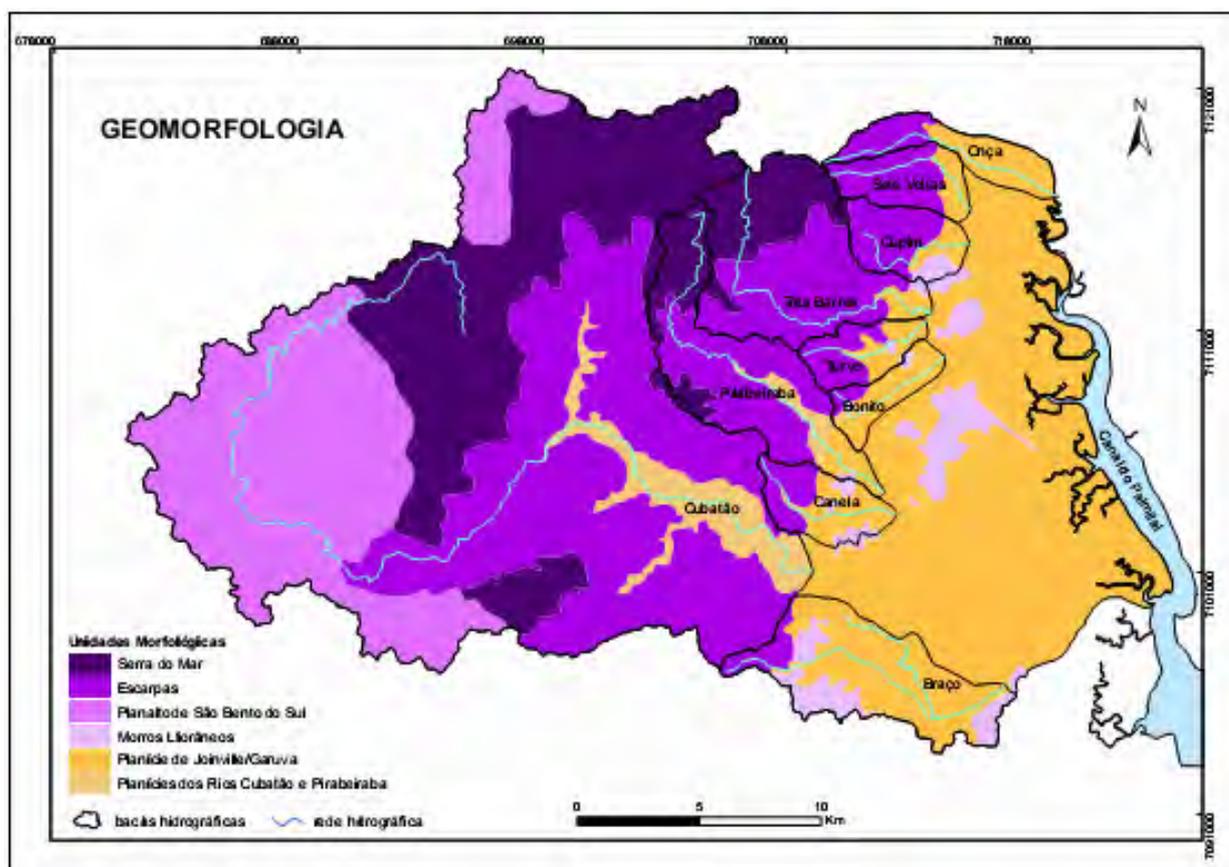


Figura 5 – Mapa geomorfológico das bacias hidrográficas da vertente oeste do canal do Palmital.

Fonte: Oliveira (2007).

A área de estudo está inserida na planície costeira entre dois sistemas geológicos distintos: o Complexo Luís Alves a oeste, representado pela serra do Mar e o Complexo Paranaguá a leste, representado pela serra do Cantagalo. Os dois complexos estão divididos por um grande falhamento no sentido NW-SE, onde atualmente encaixa-se o canal do Palmital, conforme ilustrado na figura 6.

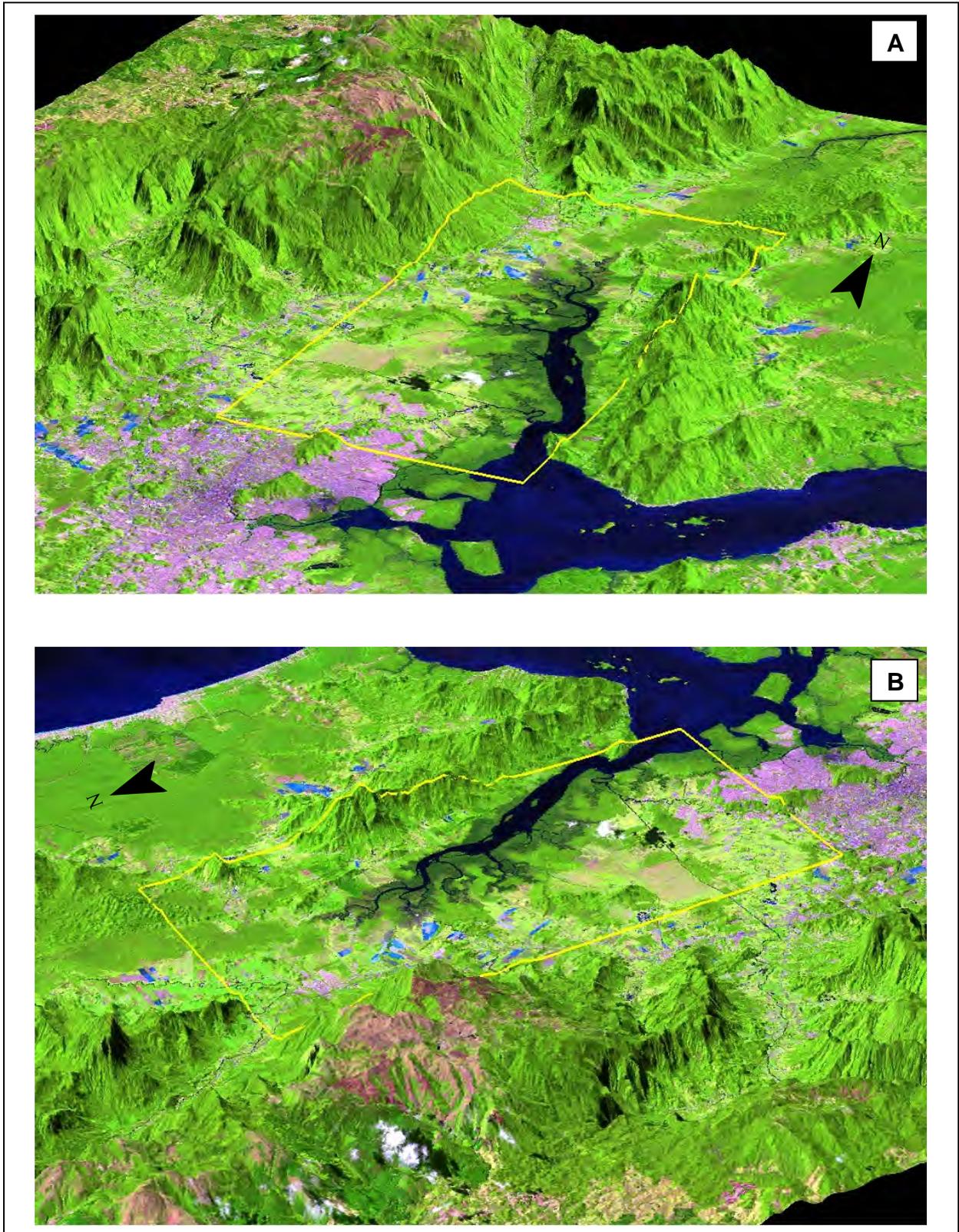


Figura 6 – Imagem Landsat ETM+ de 02/09/2002, fusão RGB, sobreposta ao modelo digital do terreno (MDT) com destaque para a área de estudo.

A) visada SE-NW.

B) visada NW-SE

Fonte: elaborado pelo autor.

Quanto aos aspectos hipsométricos, regionalmente as altitudes variam desde o nível médio do mar, caracterizado principalmente pelo canal do Palmital, até um máximo de 1671 m à noroeste da área de estudo, no município de Tijucas do Sul, distante cerca de 15 km (Figura 7).

Nas vertentes da serra do Mar ocorrem amplitudes altimétricas de até 1500 m, do topo dos campos de altitude do Quiriri (1520 m) até o centro urbano do município de Garuva (20 m).

De uma maneira geral, na planície costeira da área de estudo as cotas altimétricas não ultrapassam os 20 m. As cotas mais elevadas estão localizadas mais ao interior da planície costeira com uma média de 15 m, sendo que as cotas mais baixas localizam-se próximas ao canal do Palmital. A planície costeira pode ser descrita como uma planície suavemente inclinada em direção ao canal do Palmital, com altitudes inferiores a 20 m.

A classe altimétrica entre 20 e 200 m de altitude evidencia de forma clara as colinas costeiras isoladas na planície costeira da área de estudo. Já as classes de 200 a 400 m e 400 a 600 m, localizam-se somente nas vertentes das serras do Mar e do Cantagalo e possuem as maiores declividades da área de estudo.

A classe de 600 a 800 m destaca o topo da serra do Cantagalo, com 724 m de altitude. Na serra do Mar esta classe está inserida nas escarpas da serra, com destaque principalmente para a grande declividade encontrada a partir dos 600 m de altitude.

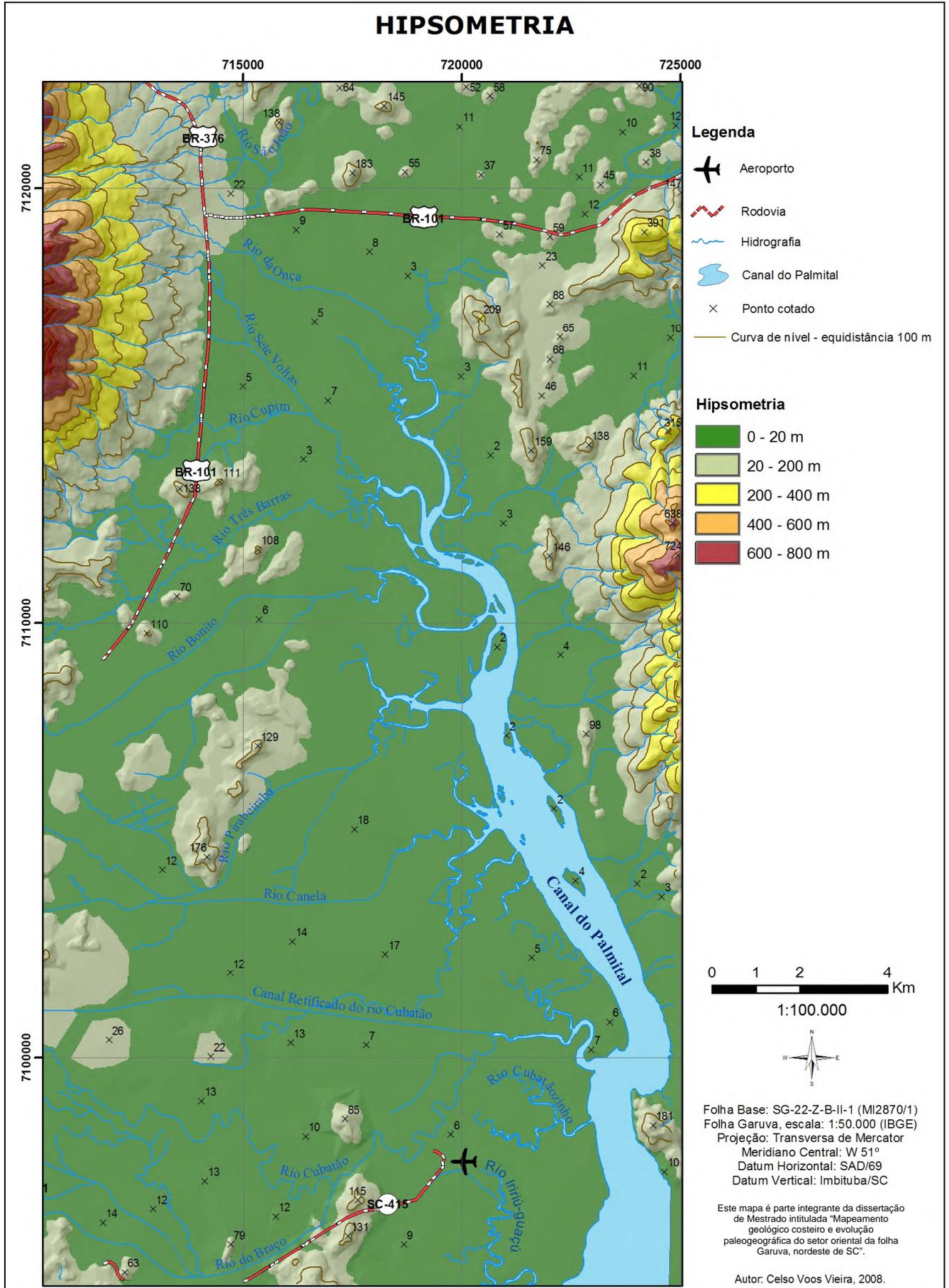


Figura 7 – Mapa hipsométrico da área de estudo.

2.4. Hidrografia

A hidrografia da área de estudo pode ser dividida em duas grandes bacias hidrográficas, da vertente leste e da vertente oeste do canal do Palmital.

As bacias hidrográficas do vertente leste possuem pequena área de drenagem, devido à menor extensão da planície costeira, bacias com canais com hierarquia não superior à 3^o ordem e cursos d'água com volume de sedimentos inferior aos da bacia do oeste do Palmital (Figura 8).

A bacia hidrográfica da vertente oeste, associada aos contrafortes da serra do Mar, é composta por sete grandes bacias hidrográficas, todas com nascentes localizadas no planalto da serra do Mar. Os principais rios que deságuam no canal do Palmital são, do norte para o sul: rio da Onça, rio Sete Voltas, rio Cupim, rio Três Barras, rio Bonito, rio Pirabeiraba, rio Canela, rio Cubatão e rio do Braço.

Estas bacias hidrográficas são caracterizadas pela alta vazão dos seus rios, devido à grande concentração de chuvas causada pelo efeito orográfico da serra do Mar. As bacias hidrográficas possuem rios com até 88 km de extensão, como é o caso do rio Cubatão, com canais de 5^o ordem na hierarquia proposta por Strahler. Já na planície costeira, devido ao maior desenvolvimento da vertente oeste, os vales de alguns rios possuem canais e meandros abandonados, evidenciando grande dinâmica fluvial e aporte de sedimentos para o interior do canal do Palmital.

Ao norte da área de estudo, o rio São João, encaixado em uma grande falha no sentido NW/SE, acaba por não desaguar no canal do Palmital, fazendo uma inflexão de aproximadamente 45^o para NE/SW, e após aproximadamente 15 km neste sentido deságua na baía de Guaratuba, no Estado do Paraná. Esta anomalia na mudança de sentido do rio indica que o mesmo corta um grande falhamento no sentido NE/SW, e após o encaixamento do curso d'água nesta falha houve a alteração no sentido do curso do rio.

Os cursos d'água, de uma forma geral, possuem canais retilíneos nas cabeceiras de drenagem, com vales encaixados nas vertentes de maior declividade evidenciando forte controle estrutural, assim como um padrão meandrante na planície costeira, com planície de inundação mais larga.

2.5. Oceanografia costeira

O complexo estuarino da baía da Babitonga localiza-se entre as latitudes 26°07' e 26°27' sul, caracterizando-se por ser o maior complexo estuarino do Estado de Santa Catarina e preservar a maior área de manguezal do território catarinense. A bacia hidrográfica da baía da Babitonga, com uma superfície de 1.567 km², drena terrenos de 5 municípios que circundam a baía: Garuva, Joinville, São Francisco do Sul, Araquari e Balneário Barra do Sul.

O litoral norte do Estado de Santa Catarina encontra-se sob domínio de um regime de micromarés (amplitude < 2 m), semi-diurno, com amplitude média de 0,84 m, máxima de 1,9 m e mínima de 0,2 m durante os períodos de sizígia (DHN, 2007). O complexo estuarino da baía da Babitonga é caracterizado pela dominância de maré enchente com amplificação da altura da maré (hipersíncrona) nas áreas mais interiores (TRUCCOLO & SCHETTINI, 1999), causado principalmente pelos efeitos de fricção e estreitamento do canal principal.

Morfologicamente, a baía da Babitonga possui um canal principal no sentido NE/SW, com aproximadamente 3,8 km de largura e profundidades de até 28 m, assim como, dois eixos alongados no sentido SE/NW, mais estreitos, com largura máxima de 1,5 km e profundidades médias de 4 m. O eixo ao norte, denominado canal do Palmital, diferencia-se das demais áreas por receber as maiores contribuições hidrológicas, oriundas das bacias hidrográficas da escarpa da serra do Mar. O canal do Palmital pode ser caracterizado como um ambiente exportador de sedimentos para o interior da baía da Babitonga (SCHETTINI & CARVALHO, 1999). O eixo localizado ao sul, conhecido como canal do Linguado, apresenta como principal característica a alteração da circulação hidrológica, por ocasião do fechamento do canal em 1935, para a construção da rodovia de acesso à ilha de São Francisco do Sul (BARBOSA & MAZZER, 2003), fato que promoveu a intensa sedimentação no interior do canal.

A baía da Babitonga também se destaca pela alta produtividade no cultivo de organismos marinhos, principalmente pela ostreicultura (TURECK *et al.*, 2004) e atualmente possui quatro áreas delimitadas pelo Ministério do Meio Ambiente com esta finalidade.

Segundo Vieira & Horn Filho (2007a) os sedimentos de fundo da baía da Babitonga podem ser agrupados em duas classes distintas (Figura 9), baseado na composição carbonática biodetrítica (DIAS & MEDEIROS, 2005): sedimentos litoclásticos (carbonatos < 30 %) e litobioclásticos (> 30 % carbonatos < 50 %). Texturalmente, os sedimentos de fundo variam de areia fina (sedimentos compostos de 100% de areia) e três classes de depósitos lamosos (lama > 75%; > 25% lama < 75%; lama < 25%).

Ainda segundo os autores, os sedimentos essencialmente arenosos, bem selecionados, localizam-se nas desembocaduras da baía da Babitonga e do canal do Linguado e no setor central da baía, devido principalmente a alta hidrodinâmica estabelecida nestes setores do complexo, que remobiliza os sedimentos mais finos em suspensão, exportando-os para fora do sistema ou depositando os sedimentos em áreas de hidrodinâmica mais restrita. Já os sedimentos lamosos, mal selecionados, compostos por mais de 75% de finos, estão situados principalmente nas áreas mais interiores, nas proximidades da ilha dos Espinheiros e no porto de São Francisco do Sul.

A construção do aterro para a instalação da rodovia alterou de maneira significativa a circulação hidrodinâmica natural estabelecida no interior do estuário, assim, a obstrução causada pelo aterro possibilitou a deposição de altas taxas de sedimentos lamosos, que contribuem para o processo de colmatagem do complexo estuarino (VIEIRA & HORN FILHO, 2007a).

Dados de correntes de maré na baía da Babitonga ainda são escassos, uma das poucas referências são os trabalhos desenvolvidos pela COPPETEC (1997) na baía da Babitonga e de Schettini & Carvalho (1999) no estuário do rio Cubatão (Figura 10). Segundo ambos os autores, as correntes associadas à vazante são mais intensas do que as correntes de enchente, o que ocasiona um balanço negativo de sedimentos ao longo do tempo, ou seja, o complexo estuarino possui tendência a exportar sedimentos para a região externa.

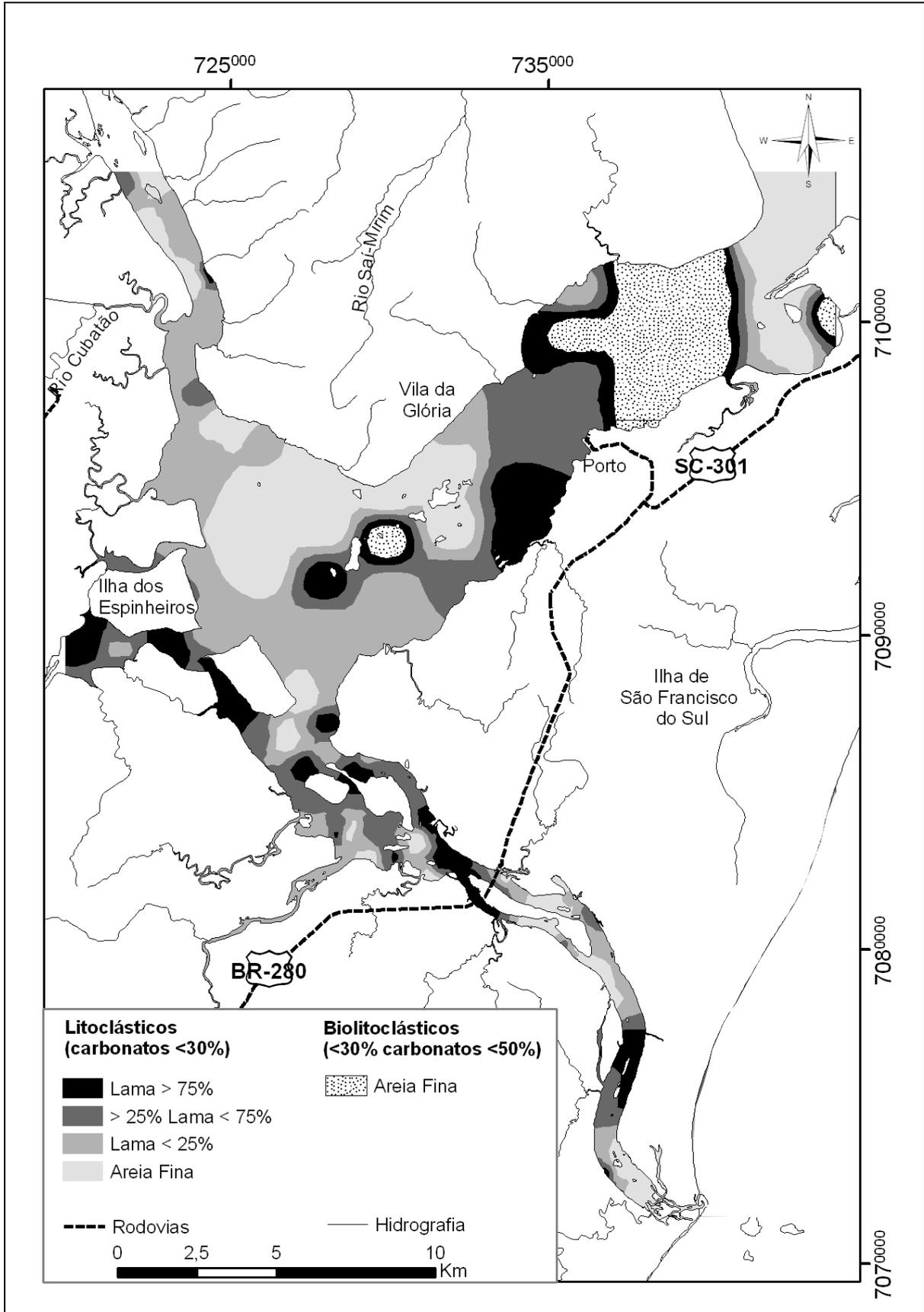


Figura 9 – Carta sedimentológica dos sedimentos de fundo da baía da Babiçonga. Fonte: Vieira & Horn Filho (2007a).

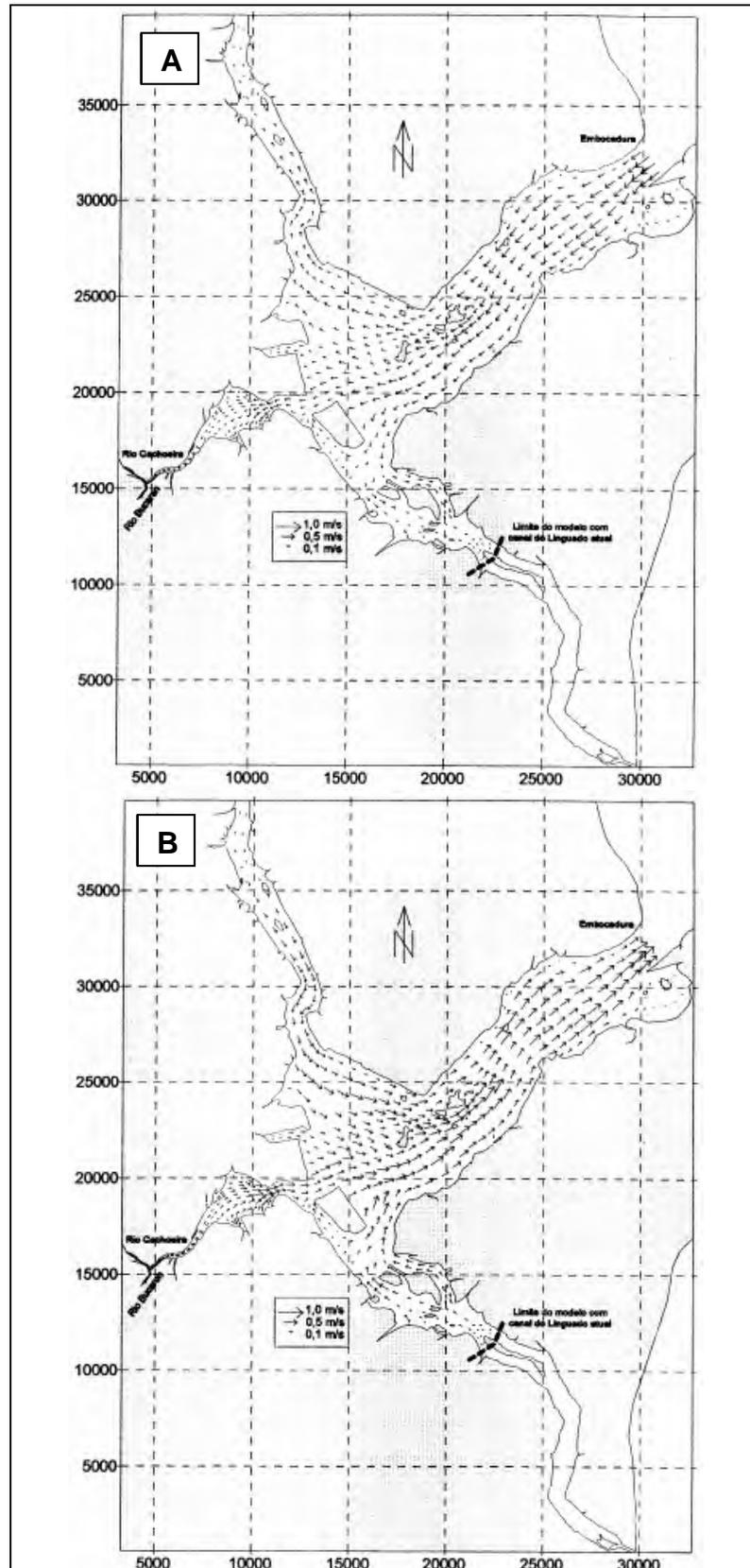


Figura 10 – Correntes de maré na baía da Bábítonga. A) correntes de enchente; B) correntes de vazante. Fonte: COPPETEC (1997).

2.6. Cobertura vegetal

Na área de estudo é possível reconhecer várias subformações dos remanescentes da Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical), conhecida também como Mata Atlântica (IBGE, 2004c). A composição vegetacional abaixo descrita é uma compilação dos trabalhos do GAPLAN (1986), Leite & Klein (1990) e Reis (1996) e representam a cobertura vegetal natural da área de estudo (Figura 11). As unidades vegetacionais foram agrupadas em regiões fito-ecológicas de acordo com a proposta do IBGE (2004c).

As subformações da Floresta Ombrófila Densa podem ser listadas como: Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas, Floresta Ombrófila Densa Submontana, Floresta Ombrófila Densa Montana. Também podem ser reconhecidas na área de estudo as formações pioneiras de influência flúvio-marinha.

As florestas das terras baixas recobrem as planícies quaternárias fluviais e flúvio-marinhas, até aproximadamente 30 m de altitude.

As florestas submontanas ocupam relevo montanhoso até 400 m, com solos medianamente profundos e possuem *fanerófitos* com alturas uniformes de alto porte.

As florestas montanas situadas entre as cotas de 400 e 1000 m de altitude, possuem domínio de canelas e de coníferas *Podocarpus*, que se instalaram sobre solo delgado. Grande parte destas florestas ocorre nas vertentes da serra do Mar.

Já as formações pioneiras de influência flúvio-marinha ocorrem sobre solos paludais submetidos ao efeito das marés e podem ser subdivididas em duas subunidades: flúvio-marinha arbórea e flúvio-marinha herbácea. A unidade flúvio-marinha arbórea é composta basicamente pela *Avicennia schaueriana*, *Laguncularia racemosa* e *Rhizophora mangle*, e *Hibiscus tiliaceus*. A unidade flúvio-marinha herbácea é representada principalmente por *Spartina brasiliensis*, *Cladium jamaicense* e *Hibiscus tiliaceus*.

Os tipos mais comuns de atividades antrópicas na área de estudo referem-se à agricultura com culturas cíclicas, pecuária (pastagens), reflorestamentos e o desenvolvimento de áreas urbanizadas, como loteamentos e estradas (VIEIRA & HORN FILHO, 2007b).

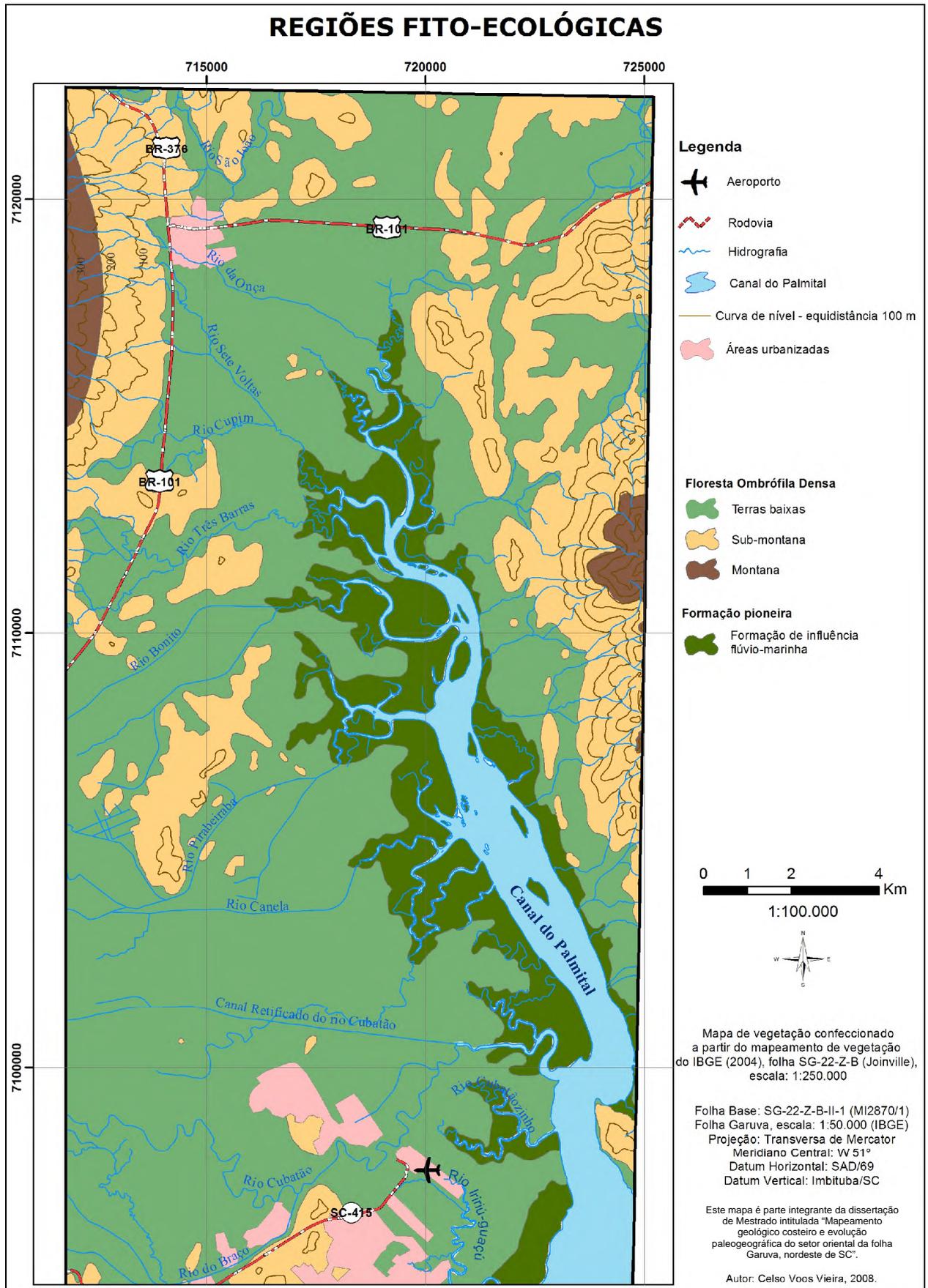


Figura 11 – Regiões fito-ecológicas da área de estudo.

2.7. Uso do solo

Quanto ao uso da solo na área de estudo, podem ser identificadas 10 classes de uso (Quadro 2), sendo que deste total, 6 classes estão associadas a terrenos antropizados, ou que sofreram algum tipo de intervenção antrópica. O restante das classes, 4 no total, estão associadas a cobertura de solo natural, ou seja remanescentes da cobertura vegetal da Floresta Ombrófila Densa e formações pioneiras (Figura 12).

Quadro 2 – Classes de cobertura do solo e respectivas áreas.

Classe	Área Km ²	%
Mata	186,58	50,0
Campo / pasto	94,06	25,2
Flúvio-marinha arbórea	34,42	9,2
Água	22,19	5,9
Áreas urbanizadas	20,04	5,4
Capoeira	7,01	1,9
Flúvio-marinha herbácea	4,00	1,1
Rizicultura	3,47	0,8
Reflorestamento	1,54	0,4
Solo exposto	0,09	0,1

Fonte: Vieira & Horn Filho (2007b).

As classes de uso do solo associadas às áreas antropizadas são: solo exposto, reflorestamento, rizicultura, capoeiras, áreas urbanizadas e campo/pasto. Estas áreas referem-se terrenos no qual houve algum tipo de intervenção antrópica na cobertura do solo. A classe que possui a maior extensão refere-se aos campos e pastos, utilizados para pastagens e cultivos em geral, normalmente associado à pequenas agriculturas familiares.

A segunda maior área é representada pelas áreas urbanizadas, caracterizadas pelos centros urbanos de Garuva ao norte, e pelos bairros Pirabeiraba, Jardim Paraíso, Vila Cubatão e Aventureiro do município de Joinville no extremo sul da área de estudo.

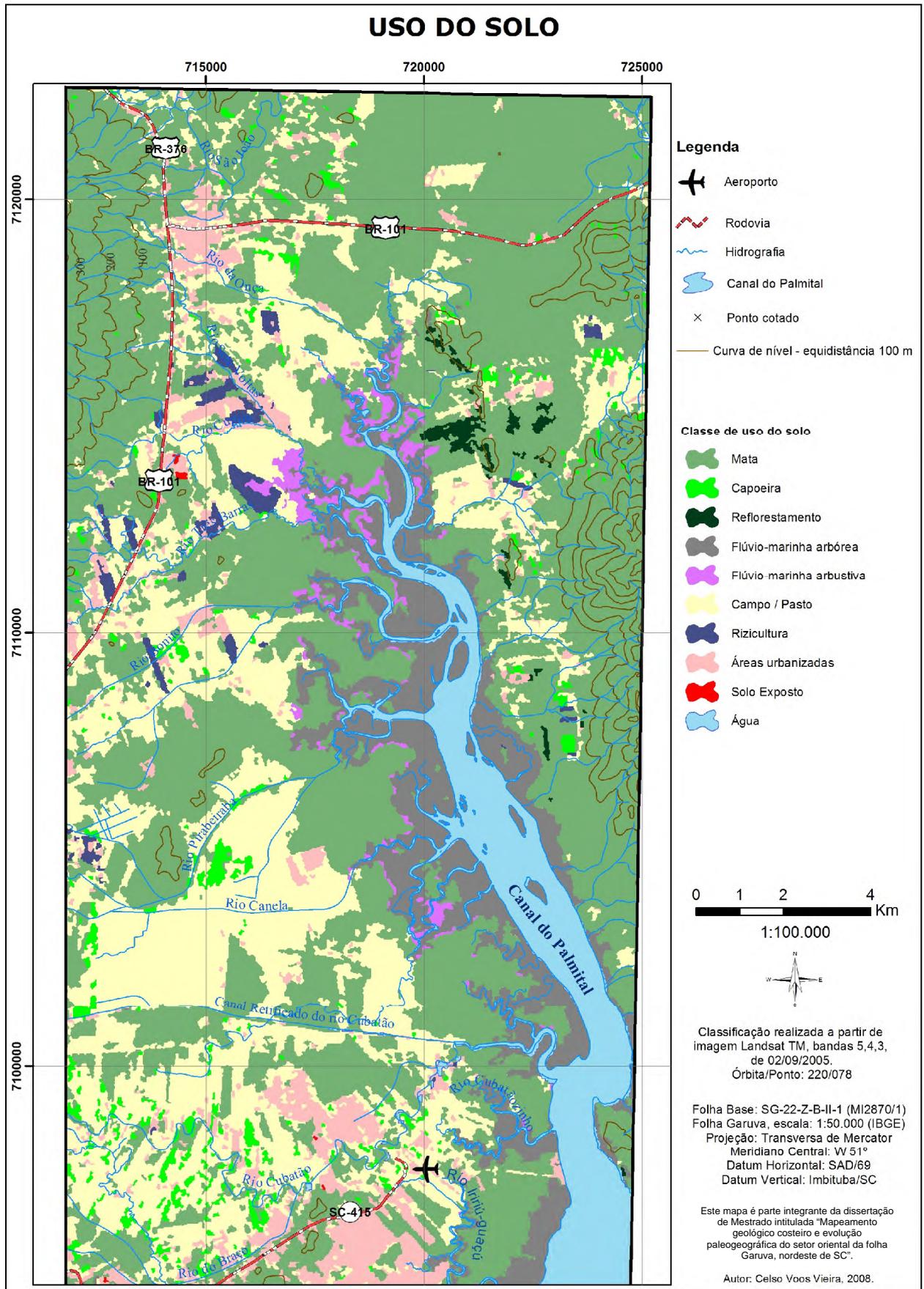


Figura 12 – Mapa de uso do solo.

As classes de uso do solo associadas aos remanescentes da Mata Atlântica são: mata, vegetação flúvio-marinha arbórea e vegetação flúvio-marinha herbácea (Figura 11). A vegetação flúvio-marinha arbórea é representada por espécies de mangue como *Avicennia schaueriana*, *Laguncularia racemosa*, *Rhizophora mangle*, e na vegetação flúvio-marinha herbácea são identificadas espécies como *Spartina brasiliensis*, *Cladium jamaicense* e *Hibiscus tiliaceus*.

A classe de uso mata, é representada pelos remanescentes da Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical), conhecida também como Mata Atlântica (IBGE, 2004c). As subformações da Floresta Ombrófila Densa podem ser listadas como: Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas, Floresta Ombrófila Densa Submontana, Floresta Ombrófila Densa Montana (Figura 11).

A área total das seis classes de uso associadas às áreas antropizadas é de aproximadamente 126,21 km², que correspondem a 33,8% da área de estudo. Já as classes de remanescentes da cobertura vegetal, possuem 224,99 km², correspondendo a 60,3% da área de estudo.

O restante da área (5,9%) refere-se aos corpos hídricos representados principalmente pelo canal do Palmital (Figura 13).

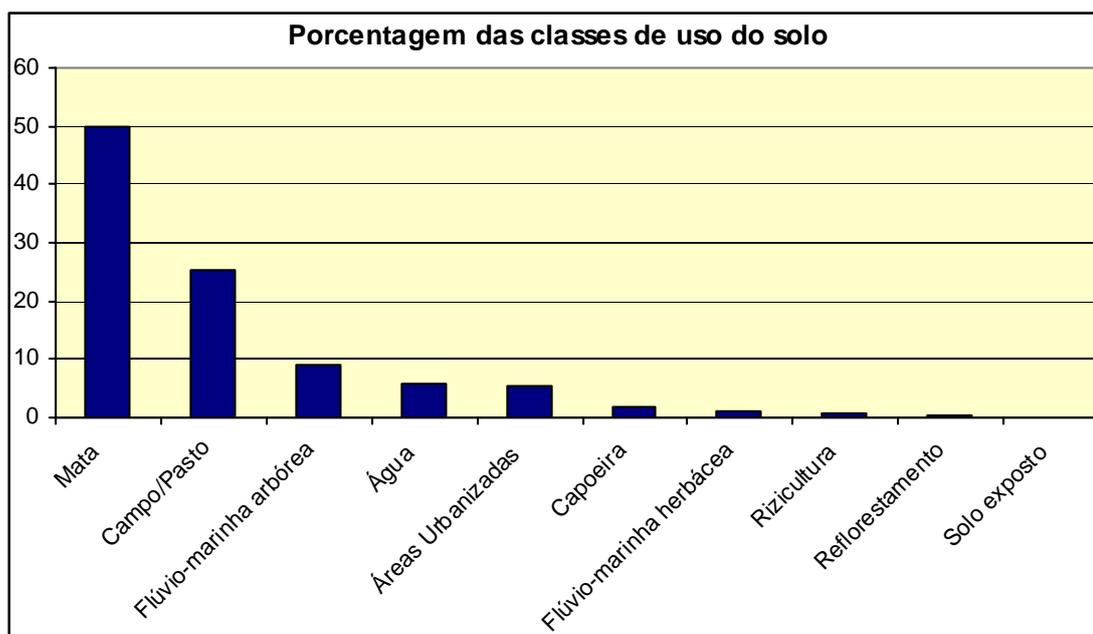


Figura 13 – Classes de uso do solo.

Fonte: Vieira & Horn Filho (2007b).

3. METODOLOGIA

Este capítulo tem como objetivo descrever de que modo a pesquisa foi efetuada e detalhar os materiais e métodos utilizados para realização de cada etapa da pesquisa. A pesquisa foi dividida em cinco etapas que envolveram: levantamentos preliminares, trabalho de gabinete e pré-campo, trabalho de campo, análise laboratorial e trabalho de gabinete final.

3.1. Levantamentos preliminares

3.1.1. Bibliografia

O levantamento bibliográfico consistiu em analisar a bibliografia referente à temática abordada até a data de elaboração da presente pesquisa. O material levantado abrangeu livros, periódicos, dissertações, teses, monografias, memoriais e anais de congressos, assim como, seminários e simpósios que continham conteúdos passíveis de utilização para a elaboração da presente pesquisa.

3.1.2. Cartografia

O material cartográfico foi obtido nas formas analógica e digital, conforme disponibilidade, visto que o mesmo constitui-se elemento de base para a representação do relevo. O levantamento cartográfico consistiu em obter a maior diversidade de fontes e materiais em diferentes escalas espaciais e temporais.

3.1.2.1. Bases digitais

Foi adotado como folha base para o mapeamento geológico previsto, a folha topográfica do mapeamento sistemático do IBGE (1981) nº SG-22-Z-B-II-1 (MI-2870/1), em escala 1:50.000, denominada folha Garuva. Cabe ressaltar que a área de estudo refere-se ao setor oriental da folha Garuva, ou seja, o setor leste da referida folha.

Como a finalidade da presente pesquisa é de mapear os depósitos e feições na planície costeira, a folha em escala 1:50.000 não apresentava bons resultados altimétricos devido principalmente à escassez de pontos cotados. Desta maneira, foram obtidas bases topográficas digitais complementares, com o objetivo de

detalhar a planície costeira em estudo. As cartas topográficas utilizadas estão descritas no quadro 3.

A disposição das cartas topográficas utilizadas encontra-se ilustrada na figura 14. Nota-se que as bases em escalas mais detalhadas estão localizadas no extremo sul e norte da área de estudo, pois as mesmas estão relacionadas às áreas urbanas dos municípios de Garuva e de Joinville.

Quadro 3 – Bases topográficas utilizadas na presente pesquisa

Escala	Ano	Fonte	Meio
1:50.000	1981	IBGE	Digital e Analógico
1:2.000	1989	ESTEIO/PMJ	Digital e Analógico
1:10.000	1989	ESTEIO/PMJ	Digital e Analógico
1:2.000	2001	CASAN/PMG	Digital

Fonte: elaborado pelo autor.

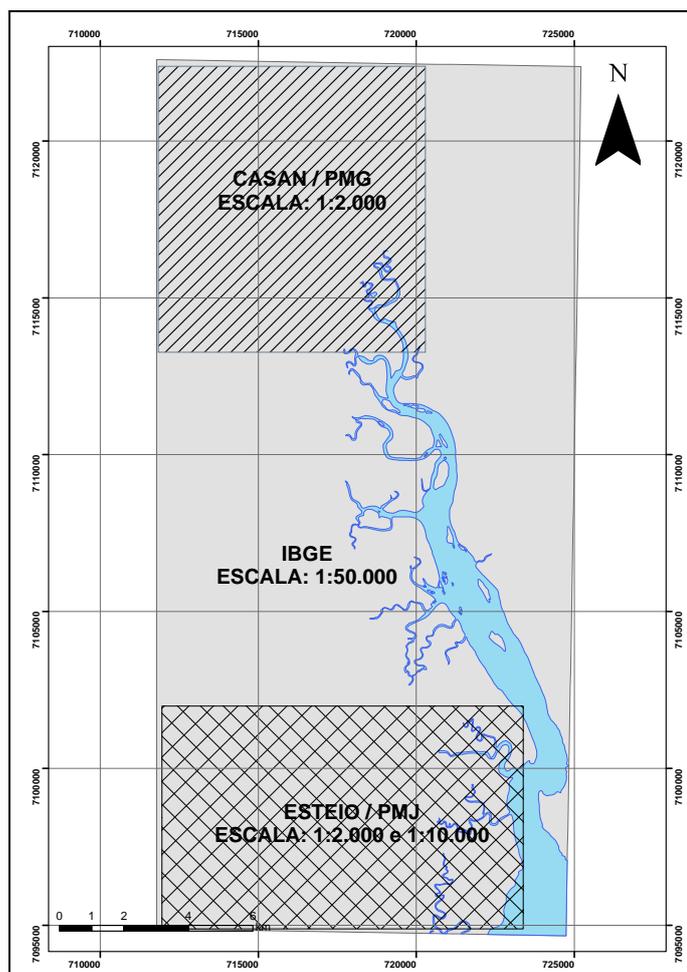


Figura 14 – Disposição das bases digitais na área de estudo.
Fonte: elaborado pelo autor.

Todas as bases cartográficas utilizadas nesta pesquisa foram obtidas junto ao Centro de Cartografia Digital e Sistemas de Informações Geográficas – CCD/SIG do departamento de Geografia da Universidade da Região de Joinville – UNIVILLE.

3.1.2.2. Aerofotos

Para a fotointerpretação foram empregadas fotos aéreas de diferentes anos em distintas escalas de vôo. As aerofotos adotadas como base para a identificação dos elementos mapeados foram as fotos aéreas datadas de 1975, com escala de vôo de 1:25.000. O restante das aerofotos serviu apenas de complemento para algumas áreas específicas da planície costeira. As fotos que serviram de base para o mapeamento geológico costeiro foram cedidas pela biblioteca do DNPM/SC.

Foram obtidas ainda 15 aerofotos em escala 1:12.500 de 1995, 33 aerofotos em escala 1:25.000 de 1975, 7 aerofotos, em escala 1:30.000 de 2000, 16 aerofotos em escala 1:60.000 de 1996, conforme figura 15 e quadro 4.

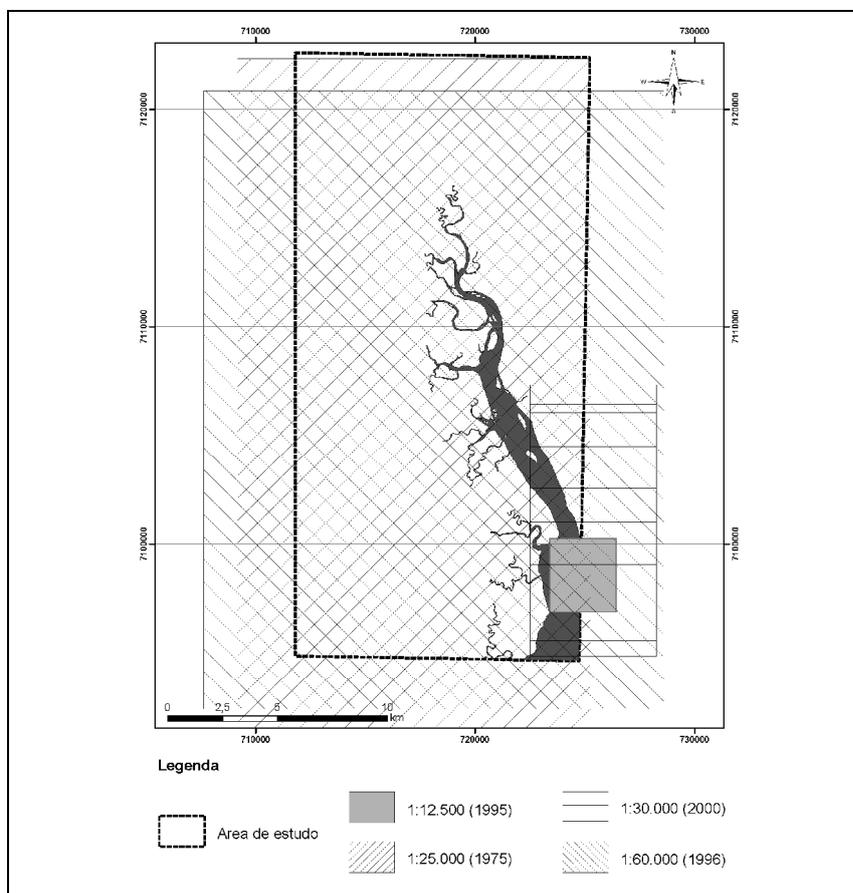


Figura 15 – Articulação das aerofotos na área de estudo.

Quadro 4 – Aerofotos utilizadas no mapeamento da planície costeira

Escala de voo	Ano	Fonte	Meio
1:12.500	1995	Aerolimagem/SPU	Digital
1:25.000	1975	Aerofoto Cruzeiro	Digital e Analógico
1:30.000	2000	Esteio/Comfloresta	Digital
1:60.000	1996	Esteio/PMJ	Digital

Fonte: elaborado pelo autor.

As fotos áreas em meio digital foram obtidas através da escanerização das fotos analógicas com resolução de 600 dpi em scanner em formato A3, de modo a conservar as marcas fiduciais para futuros trabalhos de ortocorreção das aerotofos.

3.1.2.3. Imagens de satélite

Foram utilizadas ainda, imagens de satélite de média e alta resolução espacial, com o objetivo de interpretar os depósitos da área de estudo em escalas distintas (regional e de detalhe), as imagens utilizadas foram as seguintes:

- Landsat (7) ETM+, órbita/ponto 220/078, de 02/09/2005, 8 bandas, resolução espacial de 15 e 30 m.
- Landsat (5) TM, órbita/ponto 220/078, de 06/07/2007, 6 bandas, resolução espacial de 30 m.
- Quickbird, de 10/10/2004, fusão RGB, resolução espacial 0,60 m.

As imagens foram cedidas pelo Centro de Cartografia Digital e Sistemas de Informações Geográficas – CCD/SIG do Departamento de Geografia da Universidade da Região de Joinville – UNIVILLE.

3.2. Trabalho de gabinete pré-campo

3.2.1. Cartografia digital e geoprocessamento

Primeiramente, as bases digitais foram estruturadas em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), com a utilização do *software ArcGis 9.1*, visando as etapas de geoprocessamento e cartografia digital. Tanto as bases cartográficas em meio digital, quanto as aerofotos foram referenciadas à Projeção Universal Transversa de Mercador (UTM) e associados ao *Datum* Vertical de Imbituba/SC e ao *Datum* Horizontal SAD-69, tendo como meridiano central 51° W, fuso 22 sul.

Assim, de posse das bases topográficas digitais foi possível iniciar a etapa de geoprocessamento, que consistiu primeiramente na geração de um modelo digital do terreno (MDT) através do método TIN (*Triangulated Irregular Network*) com 2.025.291 nós e 4.050.198 triângulos (Figura 16). Posteriormente, foi possível gerar produtos derivados do MDT como: hipsometria, clinografia e modelos de sombreamento.

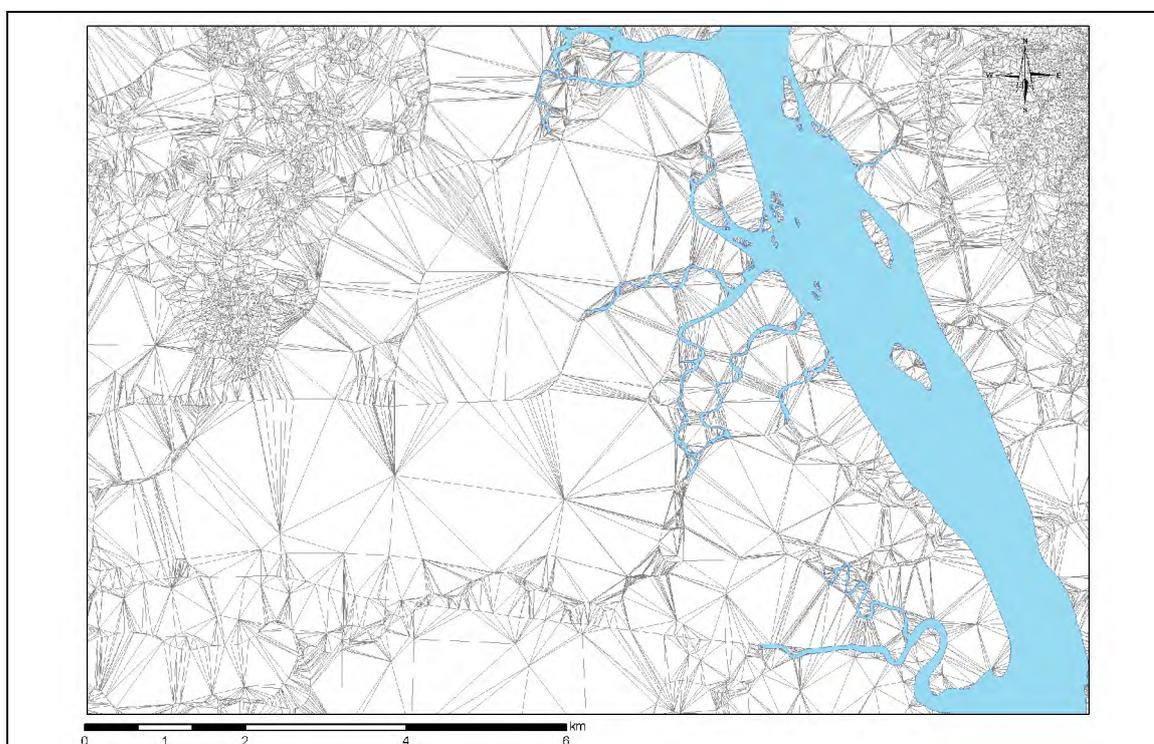


Figura 16 – Rede de triângulos irregulares do modelo digital do terreno (MDT)
Fonte: elaborado pelo autor.

O segundo passo foi o georreferenciamento das aerofotos obtidas em meio digital. Nesta etapa foram utilizadas as bases topográficas digitais para o estabelecimento de pontos de controle. Para cada foto aérea foi adquirido o maior número possível de pontos de controle, com o objetivo de melhor ajustar a aerofoto na base cartográfica, assim como obter o menor valor de RMS (*Root Mean Square Error*) ou erro médio quadrático. O georreferenciamento foi realizado a partir de feições, ou pontos de controle, identificados nas aerofotos e na base cartográfica digital, no módulo *georeferencing* do programa Arcgis 9.1.

3.2.2. Fotointerpretação

O trabalho de fotointerpretação em meio analógico consistiu em identificar elementos mapeáveis nos pares estereoscópicos das fotos aéreas com o auxílio de um estereoscópio de bolso, com lente de aumento de 4x. Então, a partir das fotos aéreas digitais georreferenciadas, foram digitalizadas *on screen* em ambiente SIG os depósitos e feições fotointerpretadas (Figura 17).

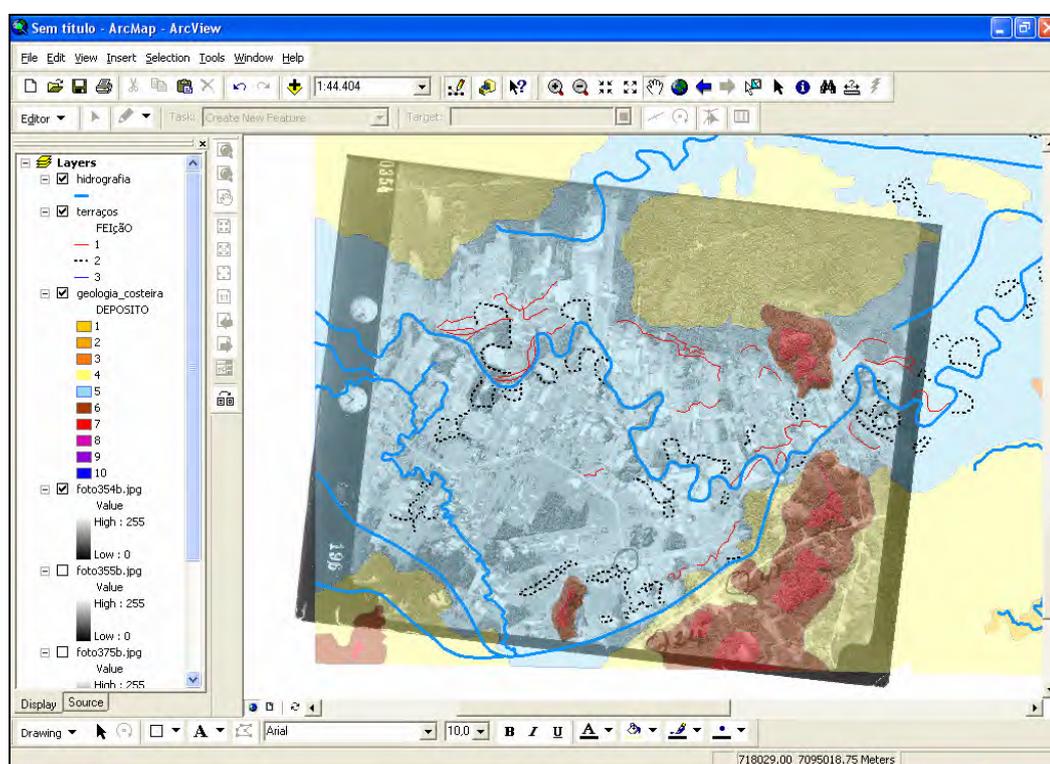


Figura 17 – Digitalização das aerofotos em ambiente SIG.
Fonte: elaborado pelo autor.

Para o trabalho de fotointerpretação foram adotadas as fotos aéreas em escala 1:25.000 do ano de 1975. A alta resolução das fotos aéreas permitiu realizar a digitalização *on screen* com grande detalhamento, alcançando escalas até 1:10.000 na delimitação dos depósitos e feições associadas.

Normalmente os trabalhos de restituição em empresas especializadas com equipamentos próprios para esta finalidade permitem que a base cartográfica resultante do aerolevanteamento possua escala de mapeamento quatro vezes a escala de vôo. No entanto, visto os objetivos de mapeamento da presente pesquisa e as limitações de equipamento, considera-se satisfatório o nível de detalhamento alcançado.

O trabalho de fotointerpretação também contou com a utilização de imagens orbitais de alta resolução ortorretificadas do satélite Quickbird, no entanto somente no território do município de Joinville. As imagens de alta resolução permitem o mapeamento em escalas grandes, de até 1:2.500, sendo desta maneira de grande valia no reconhecimento de feições e na aferição dos contatos dos depósitos.

3.2.3. Classificação de imagens orbitais

Para a elaboração do mapa de uso do solo foi utilizado uma imagem do satélite LANDSAT TM, órbita ponto 220/078, de 02/09/2005, com 5 bandas com resolução espacial de 30 m. As imagens foram cedidas pelo Centro de Cartografia Digital e Sistemas de Informações Geográficas – CCD/SIG do Departamento de Geografia da Universidade da Região de Joinville – UNIVILLE.

Para a realização do trabalho foi adotado o *software* SPRING 4.1.1 (Sistema para Processamento de Informações Georeferenciadas) desenvolvido no Brasil pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

O primeiro passo consistiu em importar as bandas 1,2,3,4 e 5 para o *software* de tratamento de imagens e efetuar o georreferenciamento das cenas e o posterior recorte da área de estudo.

Posteriormente, as bandas foram analisadas pelo método de classificação supervisionada, que consiste em interpretar visualmente a imagem e coletar amostras de alvos previamente reconhecidos, dando condições para o classificador adotado analisar a variância espectral dos alvos e classificar a área de estudo definida pelo usuário.

No SPRING optou-se por adotar o *Maxver* como classificador, com um limiar de aceitação de 100%. Este classificador é o método de classificação "*pixel a pixel*" mais comumente utilizado, originado do método estatístico de Máxima Verossimilhança, este método considera a ponderação das distâncias entre médias dos níveis digitais das classes utilizando parâmetros estatísticos.

Em seguida, com o objetivo de melhorar o aspecto da imagem temática, limpando-a, ou mesmo para corrigir e atualizar áreas não classificadas ou de classificação duvidosa, foi empregada a edição matricial.

Após esta etapa, a imagem temática foi convertida em vetor e posteriormente exportada em formato *shape*, para a inclusão do uso do solo no banco de dados geográficos da área de estudo, desenvolvido no *software* Arcgis 9.1.

3.3. Trabalho de campo

3.3.1. Coleta de amostras superficiais de sedimentos

O trabalho de campo consistiu em verificar *in situ* os depósitos previamente fotointerpretados, de modo a constatar a composição, forma e estrutura dos mesmos. A eleição dos pontos de coleta obedeceu a critérios como: menor perturbação pós-deposicional (antrópica ou natural), acesso a ponto de coleta, representatividade do perfil (número de camadas e profundidade alcançada) e espacialidade dos pontos na área de estudo (Figuras 18).

Foram realizadas sete saídas de campo entre os anos de 2006 e 2007, sendo cinco por via terrestre e duas por via aquática, com a finalidade de efetuar a descrição estratigráfica dos depósitos e coleta de sedimentos para posterior análise sedimentológica. Durante a etapa de trabalho de campo foram efetuados 48 pontos

de coleta e descrição de perfis, com um total de 41 amostras (Figuras 18 e 19). Foram coletadas amostras com aproximadamente 500 g de sedimento, de modo a obter material suficiente para as análises pretendidas.

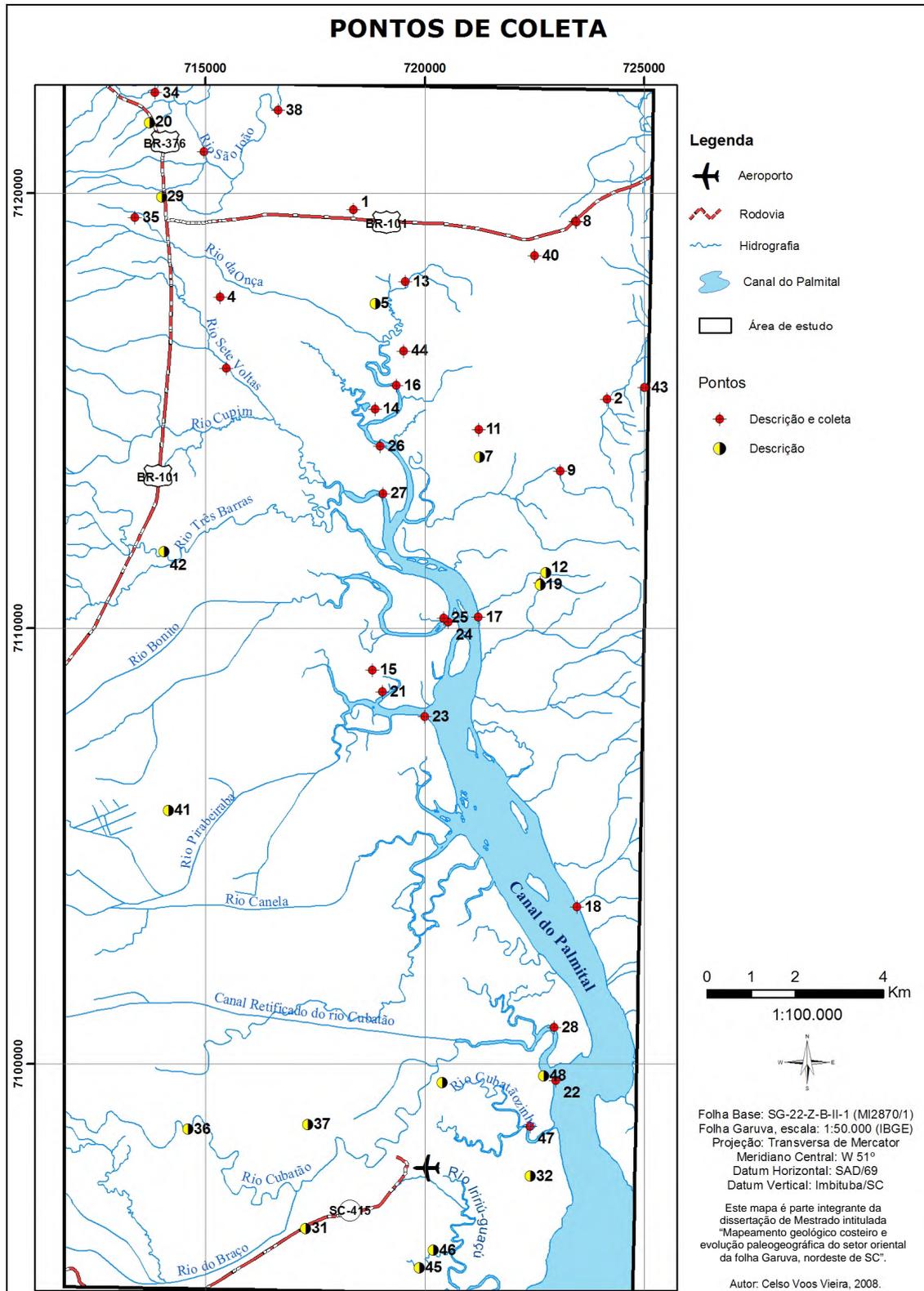


Figura 18 – Localização dos pontos de coleta na área de estudo.

Paralelamente ao trabalho de coleta e descrição estratigráfica de perfis, optou-se também pela aquisição de cotas altimétricas nos pontos de coleta através de DGPS, em locais onde a base cartográfica não favorecia um bom detalhamento, devido principalmente à ausência de pontos cotados.



Figura 19 – Coleta de sedimentos em superfície, ponto 26.
Fonte: do autor, 08/08/2006.

3.3.2. Coleta de amostras subsuperficiais de sedimentos

Com o objetivo de avaliar a espessura, disposição, composição e estrutura dos depósitos subjacentes foi efetuada coleta de testemunho na área de estudo. Foi realizada uma saída de campo para a coleta do testemunho em ponto previamente definido com o auxílio de um testemunhador a percussão. A metodologia consistiu na perfuração dos estratos, com tubos de PVC, de 7 cm de diâmetro, obtendo-se assim, o testemunho do depósito com o mínimo de perturbação possível, de modo a avaliar principalmente as estruturas sedimentares primárias (Figura 20).

Após esta etapa de coleta, o testemunho foi aberto e posteriormente medido para avaliar a espessura das camadas internas, acompanhadas de registro fotográfico. Em seguida, foram coletadas amostras ao longo do testemunho para identificar a granulometria, estruturas sedimentares e porcentagem de matéria orgânica das camadas.



Figura 20 – Coleta de sedimentos em subsuperfície com o auxílio de testemunhador à percussão.

Fonte: do autor, 05/05/2007.

3.3.3. Aquisição de cotas altimétricas

Foram coletadas 11 cotas altimétricas com o auxílio de receptor GPS em dois dias de campo, cujas cotas referem-se ao topo de cada depósito em relação ao nível médio do mar atual.

No entanto, o sistema GPS estabelece a altitude geométrica dos pontos, em relação ao elipsóide, e toda a base cartográfica está relacionado a altitude ortométrica, ou seja está relacionada ao geóide. Para que as altitudes elipsoidais ou geométricas (h) (referidas ao elipsóide), oriundas de levantamentos com GPS, possam ser utilizadas nestas áreas, é necessário que elas sejam convertidas em altitudes "ortométricas" (H), referidas ao geóide ou nível médio do mar.

Procedimentos análogos ao adotado nesta pesquisa foram desenvolvidos e testados por Bias (2003) e Pinheiro (2003) com resultados satisfatórios com relação a margem de erro oferecida pelo método, tanto nas coordenadas planas (X , Y) quanto às cotas altimétricas (Z).

Para tanto, foi utilizado um ponto base com coordenadas e altitudes geométricas e ortométricas conhecidas com o objetivo de reparar as coordenadas

captadas pelo receptor GPS, ou minimizar os erros. Para a realização deste procedimento, deve-se ter pelo menos 2 receptores GPS com rastreamento de sinal L_1 e L_2 simultâneo, um móvel e outro fixo na base.

O equipamento utilizado como GPS móvel foi um receptor GPS marca *Leica*, modelo SR20, o qual possui a capacidade de rastrear a portadora L_1 , com tempo de rastreio de sinal sempre entre 40 e 60 min, com diluição do sinal (índice GDOP) sempre inferior a 5. Para o planejamento das saídas de campo com a utilização do GPS, foi utilizado o módulo *Satellite Availability* do software *Leica Gis DataPro*, este módulo do programa simula a distribuição da constelação de satélites *Navstar/GPS* na região em estudo, assim como, o nível de qualidade do sinal para a coleta em campo (Figura 21).



Figura 21 – Utilização do DGPS para a coleta de cotas altimétricas.
Fonte: do autor, 08/08/2006.

Como base, foi utilizada a estação, localizada na cidade de Curitiba/PR no centro Universitário Positivo – UNICENP, situada à rua Prof. Pedro Viriato Parigot de Souza, 5300, com coordenadas plano retangulares 7184533 norte, 665023 oeste, altitude ortométrica 956,84 m e altitude geométrica 963,11 m. Esta base rastreia o sinal 24 hs por dia, sendo os dados disponibilizados de hora em hora, em *site* na *internet*.

No total foram adquiridas 11 cotas altimétricas na planície costeira em estudo, com a utilização de receptor DGPS, com variação altimétrica de cerca de 19,2 m, possuindo um mínimo de 1,88 m e um máximo de 21,15 m de altitude.

O erro associado a este método de coleta foi satisfatório, com um erro médio geral de 8 cm, variando de 1 a 44 cm (Quadro 5).

Quadro 5 – Cotas altimétricas adquiridas por DGPS

Ponto	Data / Hora	X	Y	Cota (m)	Erro Cota (m)
1	8/8/2006 11:35	714943,00	7120910,00	21,15	0,04
2	8/8/2006 14:20	718344,50	7119591,70	6,63	0,02
3	8/8/2006 16:00	722439,60	7118514,40	12,97	0,02
4	8/11/2006 09:09	719521,00	7117933,00	4,31	0,01
5	8/11/2006 10:16	724119,30	7115201,10	14,83	0,01
6	8/11/2006 11:00	724956,00	7115478,90	12,75	0,15
7	8/11/2006 12:00	721177,30	7110227,20	2,24	0,44
8	8/11/2006 13:06	719474,40	7116323,40	1,88	0,07
9	8/11/2006 13:18	719525,20	7116318,30	1,93	0,04
10	8/11/2006 14:19	718832,00	7114992,60	2,55	0,04
11	8/11/2006 15:14	715294,70	7117578,90	13,01	0,04
Erro médio geral					0,08

Fonte: elaborado pelo autor.

3.4. Análise laboratorial

Os procedimentos laboratoriais adotados consistem nos métodos clássicos descritos por Bigarella *et al.* (1955), Reineck & Singh (1973), Suguio (1973) e Toldo Jr. (1997), entre outras fontes.

O primeiro passo, antes do início dos procedimentos laboratoriais, foi a separação de aproximadamente 100 g de sedimento de cada uma das 41 amostras para as pretendidas análises, sendo o restante da amostra acondicionado em sacos plásticos para futuros procedimentos e análises.

3.4.1. Granulometria

Primeiramente as amostras foram lavadas para a total retirada de sais solúveis, e após foram colocadas em estufa para secagem à temperatura sempre

inferior a 60°C. Então as amostras foram desagregadas manualmente e separados aproximadamente 30 g de material para a análise granulométrica.

A primeira etapa consistiu na identificação dos sedimentos finos ($< 0,062$ mm) através do método indireto de pipetagem. Os sedimentos foram colocados em provetas de 1.000 ml, após a adição de agente desfloculante (0,67 g de oxalato de sódio), e então agitados manualmente. Posteriormente, efetuavam-se as coletas em tempos pré-determinados calculados com base na Lei de Stokes (SUGUIO, 1973) e em função da temperatura ambiente.

A segunda etapa consistiu em determinar a fração de grosseiros dos sedimentos ($> 0,062$ mm). Os sedimentos das provetas foram separados por via úmida em peneira com malha de 62 μ m, retendo assim somente a fração de interesse, ou seja, a fração grosseira. Após, os sedimentos foram secos novamente em estufa à temperatura de 60°C e peneirados em intervalos de $\frac{1}{2}$ ϕ .

3.4.2. Matéria orgânica

Para a identificação do teor de matéria orgânica dos sedimentos, após a secagem em estufa, foram separados 10 g de material e colocados em mufla para a queima, com temperatura de 600°C durante 3 horas. Após, foi efetuado o cálculo da diferença de peso e determinado a porcentagem de matéria orgânica de cada amostra.

3.4.3. Análise estatística granulométrica

As análises estatísticas granulométricas foram realizadas com o auxílio do *software* Sysgran 3.0 (CAMARGO, 2005), onde foram calculados os parâmetros estatísticos clássicos de Folk & Ward (1957): diâmetro médio (Mz), desvio padrão (Dp), assimetria (SK_i) e curtose (Kg).

Para a representação e interpretação dos dados granulométricos dos sedimentos foram utilizados os diagramas triangulares propostos por Shepard (1954)

e Perjup (1988). A utilização conjunta destes diagramas facilita a interpretação dos ambientes de sedimentação, visto que o diagrama de Shepard (1954) possui ênfase no detalhamento de classes granulométricas (Figura 22) e o diagrama de Perjup (1988), possibilita a interpretação da hidrodinâmica estabelecida no ambiente, através das porcentagens de areia, silte e argila do sedimento (Figura 23).

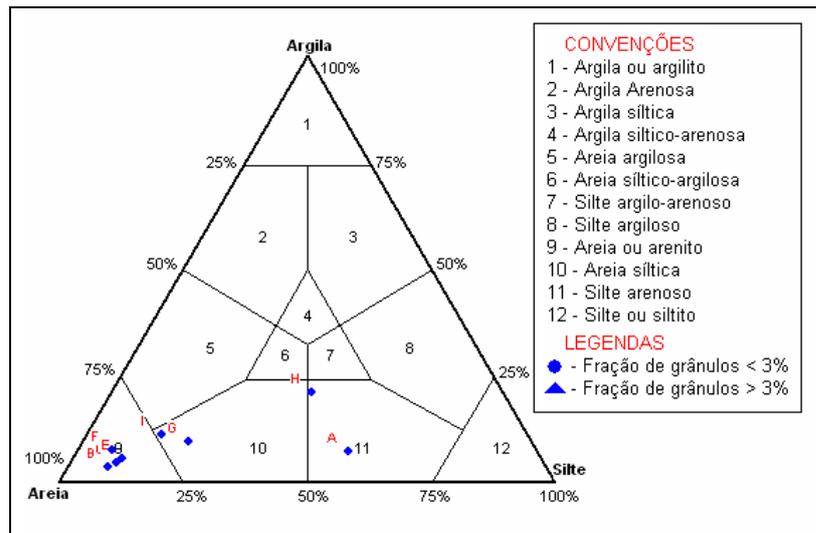


Figura 22 – Exemplo de diagrama de Shepard (1954).
Fonte: elaborado pelo autor.

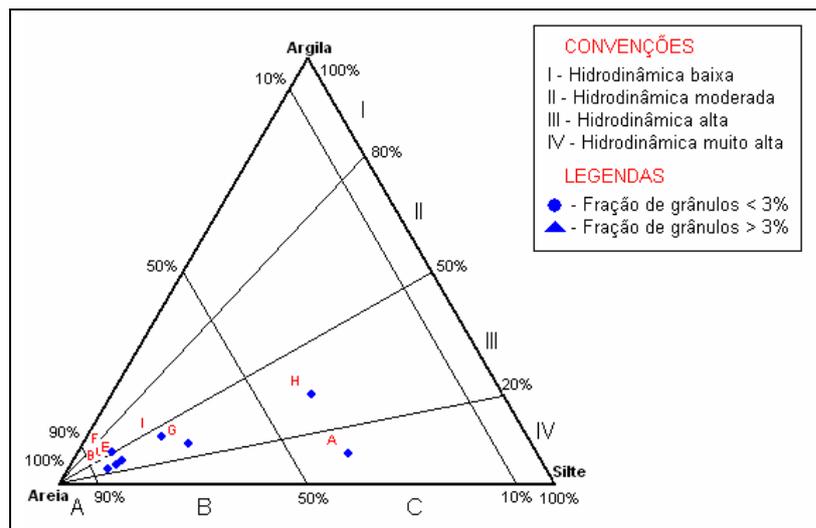


Figura 23 – Exemplo de diagrama de Perjup (1988).
Fonte: elaborado pelo autor.

3.5. Trabalho de gabinete final

3.5.1. Sistema de Informações Geográficas (SIG)

O trabalho final de gabinete consistiu em reunir o maior número possível de dados espaciais com o objetivo de construir um banco de dados para o posterior resgate dos dados e geração de novas informações. A grande vantagem da construção de um Sistema de Informações Geográficas (SIG) é a possibilidade de inter-relacionar os vários níveis de dados e gerar desta maneira, novos produtos de síntese ou de análise.

Para a construção do SIG do mapeamento geológico costeiro do setor oriental da folha Garuva foi utilizado o *software* Arcgis 9.1, onde foram organizados os vários níveis de informações. Visto que a carta topográfica Garuva foi confeccionada para a projeção Transversa de Mercator e referenciada ao *datum* SAD/69 optou-se por referenciar todos os níveis de informações a estes parâmetros.

O quadro 6 sintetiza os níveis de informações ou *layers* utilizados na construção do SIG da presente pesquisa.

Quadro 6 – Níveis de Informação utilizados no SIG

Níveis de informações (<i>layer</i>)	Tipo de arquivo		
	Raster	Vetorial	TIN
Modelo digital do terreno			X
Hipsometria	X		X
Clinografia	X		
Sombreamento (hillshade)	X		
Aerofotos	X		
Imagens orbitais	X		
Uso do solo		X	
Vegetação		X	
Geologia costeira		X	
Vias		X	
Hidrografia		X	
Curvas de nível		X	
Pontos cotados		X	
Pontos de coleta		X	
Localidades		X	
Limite municipal		X	

Fonte: elaborado pelo autor.

Desta maneira, a partir da intersecção destes diversos níveis informações foi possível confeccionar os mapas de análise e de síntese, que serviram de base para os resultados e discussão da presente pesquisa.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

A reconstituição de ambientes durante o Quaternário está pautada no entendimento dos fenômenos naturais ocorridos no passado através do conhecimento atual de ocorrência dos mesmos. Esta correlação é entendida como a *Teoria do Uniformitarismo*, estabelecida pelo consagrado geólogo J. Hutton (1726-1797), cujo principal enunciado (O presente é a chave do passado) é até os dias de hoje adotado.

Desta maneira, pesquisas desenvolvidas com o propósito de identificação e detalhamento de processos e ambientes deposicionais são imprescindíveis para o entendimento da evolução dos ambientes. Suguio (1999:26) ainda extrapola a *Teoria do Uniformitarismo* afirmando que, “o passado geologicamente pouco remoto e o presente são as chaves para o futuro”. O mapeamento de depósitos sedimentares mais recentes e a descrição dos materiais e processos envolvidos em sua formação podem indicar o esclarecimento de processos ocorridos a milhões de anos, ou mesmo fornecer elementos necessários ao prognóstico de ocorrência futura.

O escopo geral do mapeamento aqui apresentado está baseado em três usuais abordagens de reconhecimento de ambientes deposicionais: as abordagens cronoestratigráfica, litoestratigráfica e morfoestratigráfica. A identificação dos depósitos, no entanto, somente foi possível com a interação destas abordagens, visto as características da planície costeira em estudo.

4.1. Abordagem cronoestratigráfica

Uma das principais abordagens cronoestratigráficas refere-se ao mapeamento geológico sistemático da província costeira do Estado do Rio Grande do Sul, na escala 1:100.000, que de acordo com Tomazelli *et al.* (2000) e Tomazelli & Villwock (2005) ocorreu através do reconhecimento das fácies e associação de fácies sedimentares, assim como o seu agrupamento em sistemas deposicionais,

que posteriormente foram correlacionados cronoestratigraficamente. Segundo os autores, abandonou-se assim, a ênfase litoestratigráfica como era empregada nos trabalhos de mapeamentos anteriores.

A utilização desta metodologia permitiu que se atingisse de forma mais apropriada o objetivo básico dos levantamentos estratigráficos, que é de reconstituir, com maior consistência possível, a história evolutiva da região. Desta maneira, com ênfase na cronoestratigrafia, de acordo com Tomazelli & Villwock (2005) efetuou-se principalmente o agrupamento de fácies sedimentares em sistemas, denominados laguna-barreira (Figura 24), característica principal da planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul (VILLWOCK, 1984).

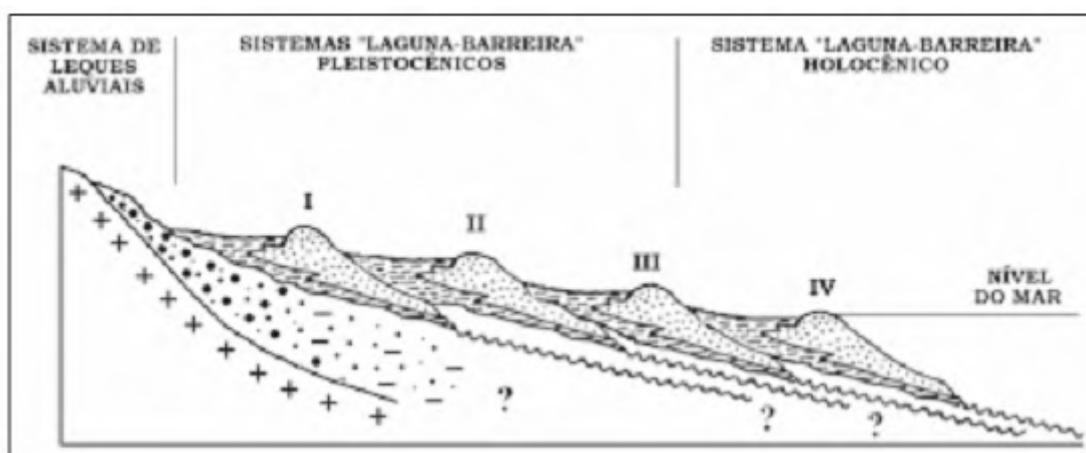


Figura 24 – Perfil esquemático dos quatro sistemas laguna-barreira da província costeira do Rio Grande do Sul

Fonte: Adaptado de Tomazelli *et al.* (2000).

4.2. Abordagem litoestratigráfica

Na década de 80 foi desenvolvida, principalmente por Miall (1985), uma nova metodologia que permite a visão tridimensional dos pacotes rochosos a partir de seções aflorantes com expressiva continuidade lateral, as assim chamadas seções bidimensionais. A *análise de elementos arquiteturais*, denominação dada a esta última técnica, é uma abordagem de reconhecimento de padrões de ocorrência de fácies em ambientes aluviais. Desta maneira, o emprego desta metodologia está relacionada à área de estudo aos depósitos de leques aluviais, tanto aos depósitos

reliquias de clima árido, quanto aos leques aluviais associados ao clima úmido, assim como aos depósitos fluviais dos cursos d'água atuais.

Segundo Miall (1985), os modelos de fácies fluviais geralmente são construídos na forma de esboços paleogeográficos, perfis verticais, blocos-diagrama ou através da combinação das três representações. Fundamentalmente, o objetivo deste modelo é relacionar a sucessão de litofácies (seqüência cíclica) e os padrões de canais.

Miall (1985) com base na escala de macroformas propõe a análise da arquitetura dos depósitos fluviais onde são definidos oito elementos arquitetônicos básicos (Quadro 7) considerando-se como parâmetros o tamanho de grão, a composição de formas de leito, a seqüência interna e principalmente, a geometria externa.

Visto que uma mesma fácies pode ser gerada em ambientes diferentes, Miall (1985) constatou que em uma sucessão vertical de fácies, podem ser reconhecidas grupos de fácies que ocorrem em conjunto e que podem ser relacionado genética e ambientalmente (READING, 2006). Assim, com base nos atributos físicos tais como granulometria, textura e estruturas sedimentares, podem-se realizar inferências sobre o nível de energia e os processos sedimentares envolvidos na formação de um dado depósito. Seguindo este raciocínio, é possível que as associações de fácies possam ser agrupadas e relacionadas a um determinado tipo ou modelo de sistema deposicional (READING, 2006), conforme o quadro 8.

Quadro 7 – Elementos arquitetônicos e litofácies associadas

Elemento (Símbolo)	Litofácies
Canal (CH)	Qualquer combinação
Barras e formas de leito de cascalho (GB)	Gh/Gp/Gt
Formas de leito arenosas (SB)	St/Sp/Sh/SI/Sr/Ss
Camadas frontais (FM)	St/Sp/Sh/SI/Sr/Ss
Acreção lateral (LA)	St/Sp/Sh/SI/Ss; menos comumente Gh/Gt/Gp.
Sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)	Gmm/Gmg/Gci/Gcm
Camadas tabulares de areias laminadas (LS)	Sh/SI; secundariamente Sp/Sr.
Depósitos finos de planície de inundação (FF)	Fm/FI

Fonte: Miall (1985, 1992, 1996).

Quadro 8 – Classificação de litofácies e interpretação sedimentar

Código de fácies	Fácies	Interpretação
<i>Gmm</i>	cascalho maciço, suportado pela matriz; levemente gradacional	fluxo viscoso de detrito
<i>Gmg</i>	cascalho maciço, suportado pela matriz; gradação inversa a normal	fluxo viscoso de detrito
<i>Gci</i>	cascalho suportado pelos clastos; gradação inversa	fluxo de detritos rico em clastos
<i>Gcm</i>	cascalho suportado pelos clastos, maciço	fluxo turbulento
<i>Gh</i>	cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	formas de leito longitudinais; depósitos residuais
<i>Gt</i>	cascalho estratificado; estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais secundários
<i>Gp</i>	cascalho estratificado; estratificação cruzada tabular	formas de leito transversais
<i>St</i>	areia fina a muito grossa podendo ser cascalhosa; estratificação cruzada acanalada	dunas 3D
<i>Sp</i>	areia fina a muito grossa podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada tabular	dunas 2D
<i>Sr</i>	areia muito fina a grossa; laminação cruzada por <i>ripples</i>	<i>ripples</i>
<i>Sh</i>	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhosa; laminação horizontal	fluxo planar (crítico)
<i>Sl</i>	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação de baixo ângulo (<15°)	preenchimento de escavações (<i>scour</i>), antidunas
<i>Ss</i>	areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; escavações (<i>scours</i>) largas e rasas	preenchimento de escavações
<i>Sm</i>	areia fina a grossa; maciça ou levemente laminada	depósitos de gravidade
<i>Fl</i>	areia, silte, argila; laminação fina, <i>ripples</i> muito pequenas	depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente (<i>waning floods</i>)
<i>Fsm</i>	silte, argila; maciço	depósitos de canais abandonados ou brejos
<i>Fm</i>	argila, silte; maciço, gretas de dissecação	canais abandonados ou depósitos de cobertura
<i>Fr</i>	argila, silte; maciço, raízes, bioturbações	solos
<i>C</i>	carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila	depósitos de brejos
<i>P</i>	calcretes; feições pedogenéticas; nódulos	solos com precipitação química

Fonte: Miall (1985, 1992, 1996).

4.3. Abordagem morfoestratigráfica

Associado às abordagens com ênfase litoestratigráfica e cronoestratigráfica, merece atenção os fundamentos da morfoestratigrafia. Segundo o conceito original de Frye & Willman (1962) *apud* Suguio (1999), uma unidade morfoestratigráfica é um corpo sedimentar identificável, antes de tudo, pela forma exibida em superfície e distinguível ou não pela litologia e/ou idade das unidades adjacentes.

A distinção dos depósitos é realizada através da aloestratigrafia, que consiste numa ferramenta destinada à análise dos depósitos neocenozóicos, devido à

natureza descontínua e pouco espessa dos depósitos e a reduzida disponibilidade de dados geocronológicos, em comparação aos depósitos mais antigos (SUGUIO, 1999).

Ainda segundo Suguio (1999), a unidade aloestratigráfica, é constituída por um corpo sedimentar estratiforme e mapeável, delineado por descontitnuidades limitantes reconhecíveis, conforme ilustrado na figura 25.

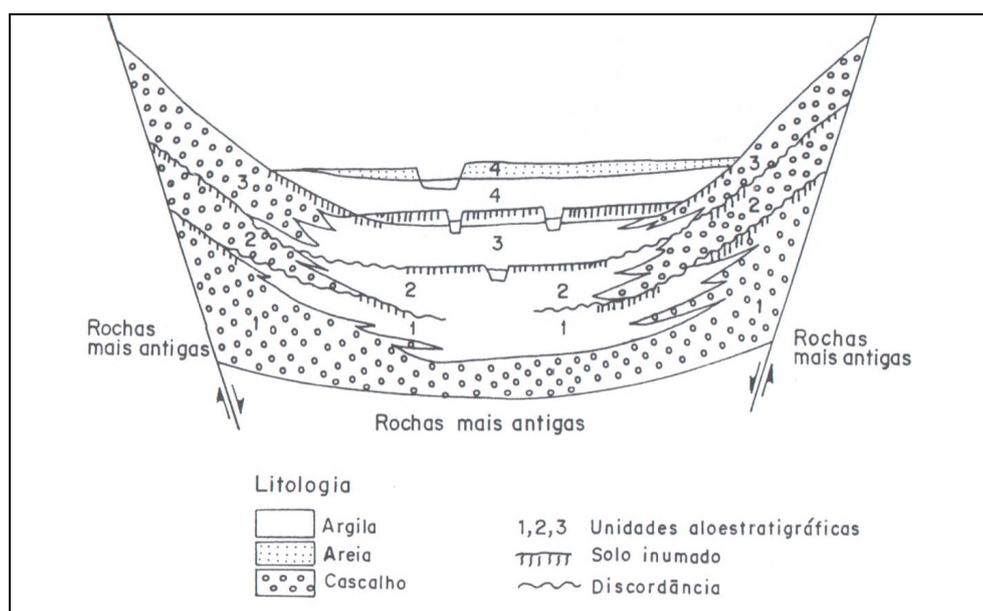


Figura 25 – Exemplo de classificação aloestratigráfica.
Fonte: Suguio (1999).

Assim, a identificação dos depósitos sedimentares da área de estudo será realizada sob a luz da morfologia dos depósitos atuais e o reconhecimento dos depósitos pretéritos através de outros mapeamentos.

A exemplo das considerações de Giannini (1989) no mapeamento do trecho entre Peruíbe e Itanhaém, na costa de São Paulo, a planície costeira da presente área de estudo não foi unicamente individualizável somente em critérios de litologia, estruturas sedimentares, composição química e qualquer outro elemento independente da história evolutiva da planície costeira.

Para a descrição das principais características dos ambientes de sedimentação utilizou-se ainda as obras clássicas de Medeiros *et al.* (1971), Suguio (1980) e Mendes (1984). Especificamente para a descrição dos ambientes fluviais e de leques aluviais identificados na área de estudo, foram adotadas como referências

teórico-metodológicas as obras de Leopold *et al.* (1964), Miall (1985, 1996), Suguio & Bigarella (1990) e Reading (2006).

No presente trabalho será feita à correlação dos depósitos identificados com os mapeamentos geológicos costeiros adjacentes, visto a homogeneidade de materiais e processos envolvidos na formação dos mesmos e a relativa proximidade das áreas de estudos. Deste modo, com o intuito de correlacionar os depósitos, foram interpretados trabalhos específicos de mapeamento dos depósitos de planície costeira, desenvolvidos nas áreas adjacentes e na própria área de estudo, como: Martin *et al.* (1988), Angulo (1992), Horn Filho (1997), Souza (1999, 2005) e Oliveira (2000).

A discussão teórica dos ambientes de sedimentação e dos depósitos resultantes, assim como os materiais, processos e formas associadas aos ambientes serão realizadas em capítulo pertinente ao assunto.

5. GEOLOGIA COSTEIRA

No presente capítulo serão apresentados e discutidos as unidades litoestratigráficas do mapeamento geológico costeiro. Primeiramente será feita uma breve discussão dos mapeamentos geológicos costeiros realizados nas áreas adjacentes à área de estudo.

Posteriormente serão apresentados os depósitos identificados no presente mapeamento, sendo que os mesmos encontram-se divididos em sistemas deposicionais para um melhor entendimento dos processos pré-estabelecidos em cada ambiente.

Cabe ressaltar que no início da apresentação de cada depósito será realizada uma discussão conceitual sob a luz da bibliografia abordada a respeito das definições dos depósitos e dos principais aspectos associados à sua formação, bem como as divergências mais ocorrentes.

5.1. Mapeamentos geológicos existentes

O mapeamento geológico costeiro proposto na área de estudo não é caracterizado por ser um estudo pioneiro. Não obstante, apesar de inúmeros estudos já terem sido realizados na planície costeira em destaque, sob várias abordagens e escalas variadas, e que muitos deles constituem referência a qualquer pesquisa paleogeográfica, persiste ainda a necessidade de aprofundamento das questões de evolução costeira na região nordeste de Santa Catarina, em especial dos ambientes dominados por marés, ou ambientes estuarinos (VIEIRA, 2005).

Desta maneira, apresenta-se a seguir um levantamento dos mapeamentos geológicos costeiros realizados, que representam bibliografia indispensável para discussão evolutiva e material básico para futuros mapeamentos. Os mapeamentos descritos abrangem a área de estudo em parte, ou na sua totalidade.

Um dos estudos que ocorreram de forma pontual na área de estudo, foi o estudo pioneiro sobre os depósitos de pedimentos no nordeste catarinense intitulado “Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquererim (Garuva, SC)” realizado por Bigarella *et al.* (1961). Neste trabalho, os autores

relatam a presença de depósitos de pedimento e descrevem a sua formação. Segundo os autores, o depósito possui gênese associada ao clima semi-árido com sucessão de leques de idades diferenciadas com idades pleistocênicas.

De maneira mais extensiva ocorreram os estudos de mapeamento geológico costeiro dos Estados do Paraná e de Santa Catarina, do Departamento Nacional de Produção Mineral (Martin *et al.*, 1988), na década de 1980. Neste trabalho foram produzidos mapas em escalas 1:200.000, que identificaram os depósitos da planície costeira em estudo (Figura 26).

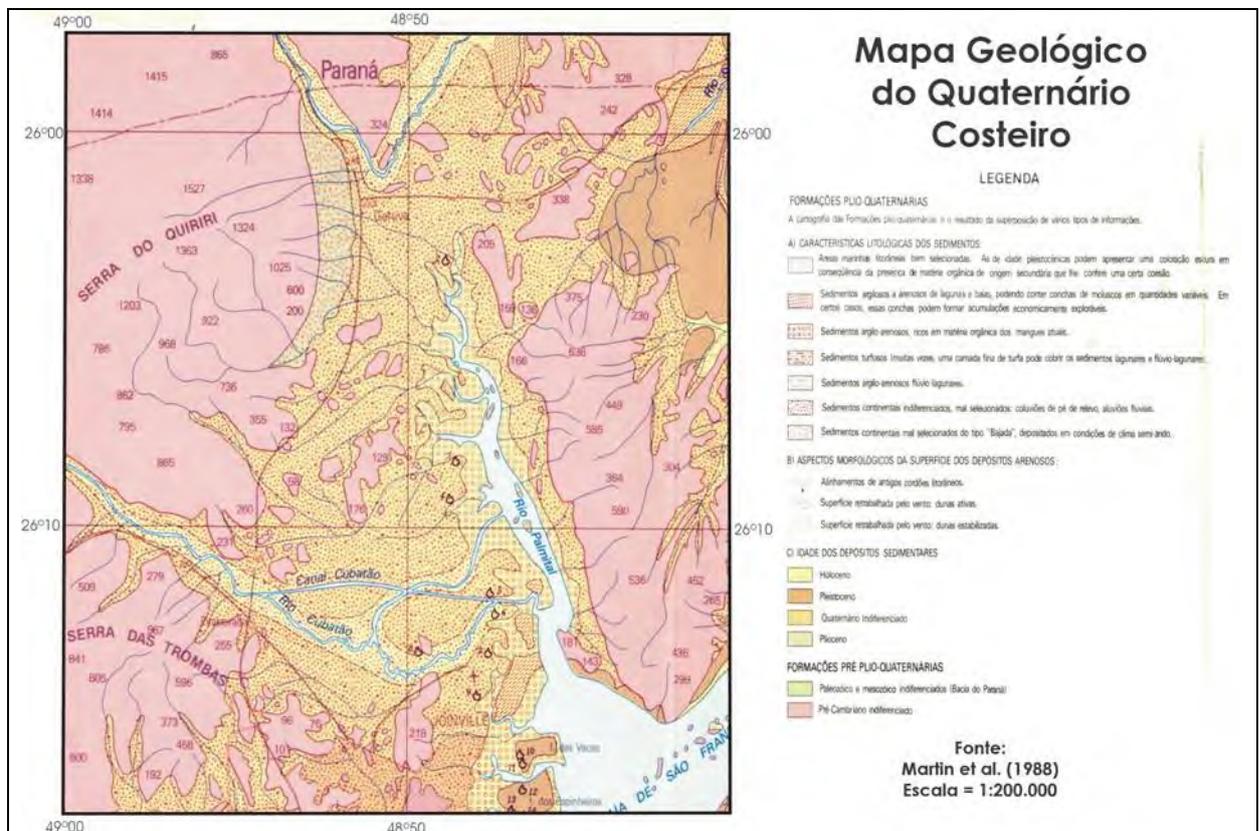


Figura 26 – Mapa geológico do Quaternário costeiro do nordeste de Santa Catarina. Fonte: Adaptado de Martin *et al.* (1988).

Neste trabalho foram descritos sedimentos continentais mal selecionados do tipo "Bajada" com idades do Plioceno (Formação Iquererim), já descritos por Bigarella *et al.* (1961), assim como sedimentos coluviais, aluviais e fluviais do Quaternário indiferenciado, areias marinhas litorâneas do Pleistoceno, sedimentos argilosos a arenosos de lagunas e baías de idade holocênica e atual. Em associação ao mapeamento geológico, foram cadastrados inúmeros sítios arqueológicos de tipologia sambaqui, sendo que alguns sítios arqueológicos possuem datações de

suas bases. O sambaqui Palmital com idade de 5420 ± 230 anos AP pode ser caracterizado como o mais antigo sítio arqueológico de tipologia sambaqui do Estado de Santa Catarina.

Angulo (1992, 2004) efetuou o mapeamento geológico costeiro realizado no Estado do Paraná e identificou depósitos de duas grandes unidades de sedimentação: sedimentos continentais e sedimentos costeiros (Figura 27).

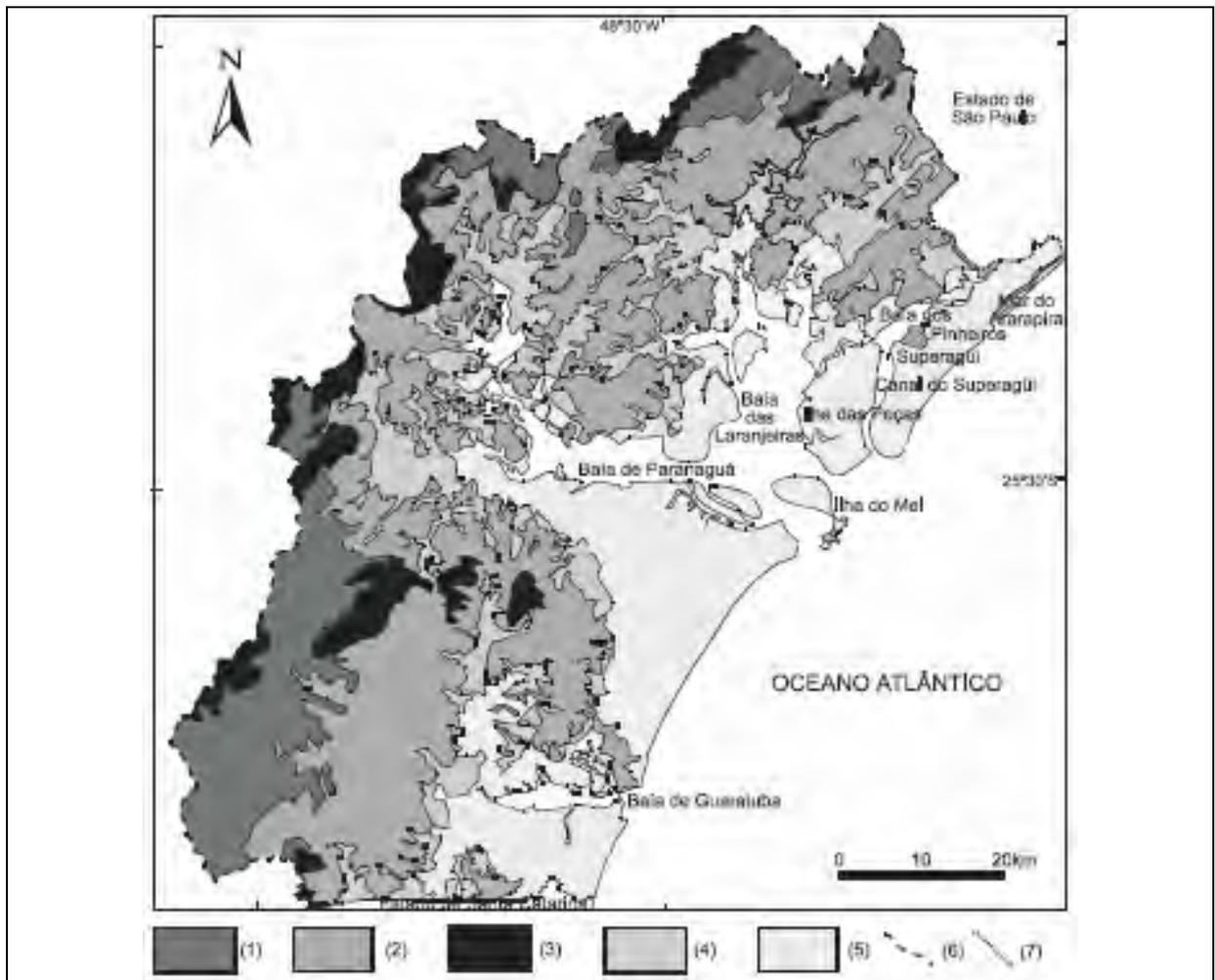


Figura 27 – Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná.

(1) planaltos; (2) serras originadas por dissecação de borda de planalto; (3) serras originadas por erosão diferencial; (4) tálus, leques aluviais e planícies aluviais; (5) planície costeira; (6) divisor de águas; (7) limite interestadual.

Fonte: Adaptado de Angulo (2004).

Segundo o autor, a planície costeira formou-se durante os dois últimos ciclos transgressivo/regressivos do Quaternário relacionados aos ciclos glaciais. Na zona costeira foram mapeadas planícies com cordões litorâneos e planícies paleoestuarinas do Pleistoceno superior e do Holoceno, dunas frontais e planície de

maré do Holoceno, assim como fundos rasos, deltas de maré, depressões intercordões e praias atuais. Também foram mapeadas unidades compostas por sedimentos continentais, tais como, a Formação Alexandra do Mioceno inferior, leques aluviais do Plio-Quaternário e tálus, colúvios e sedimentos fluviais do Quaternário indiferenciado. Cabe ressaltar que o mapeamento realizado por Angulo (1992, 2004) sobrepõem-se ao extremo sul com a área de presente pesquisa, nos limites dos Estados do Paraná e Santa Catarina.

O mapeamento realizado por Horn Filho (1997) na ilha de São Francisco do Sul e arredores abrangeu as folhas topográficas do IBGE de: São Francisco do Sul, Garuva, Araquari, Joinville e parcialmente as folhas Barra Velha e Luis Alves (Figura 28).

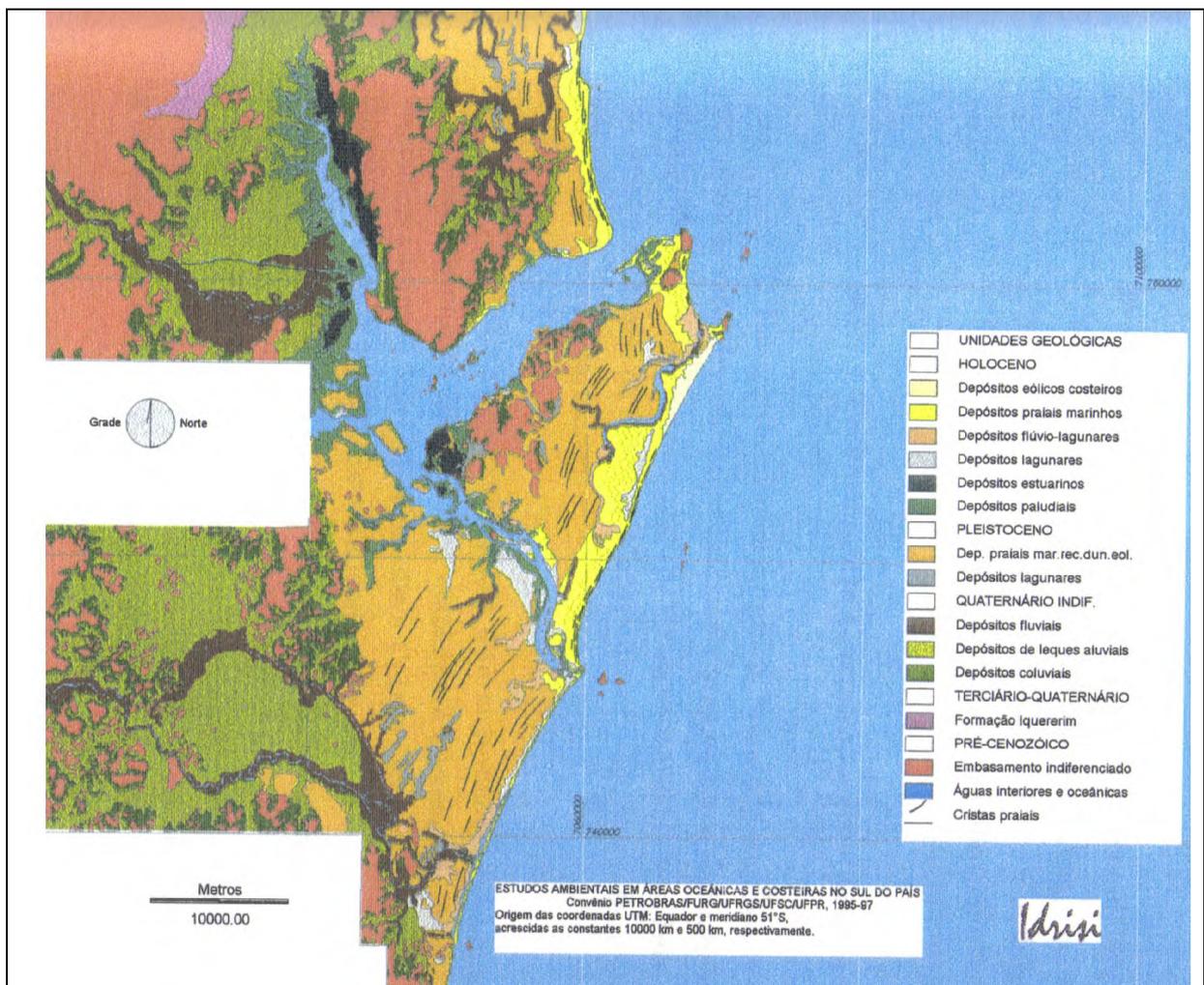


Figura 28 – Mapa geológico da planície costeira do litoral norte de Santa Catarina.
Fonte: Horn Filho (1997).

Segundo Horn Filho (1997) a planície costeira é constituída fundamentalmente por depósitos de idade pleistocênica e holocênica, de origem marinho praial, eólica, lagunar, flúvio-lagunar, estuarina e paludial. Em contato com estes depósitos afloram rochas do embasamento cristalino, bem como depósitos continentais plio-quadernários da Formação Iquererim, assim como colúvios, leques aluviais e aluviões. O resultado final do mapeamento é um produto cartográfico com escala de mapeamento superior a 1:500.000.

A leste da presente área de estudo, Souza (1999) realizou o mapeamento da planície costeira do município de Itapoá/SC, conforme figura 29.

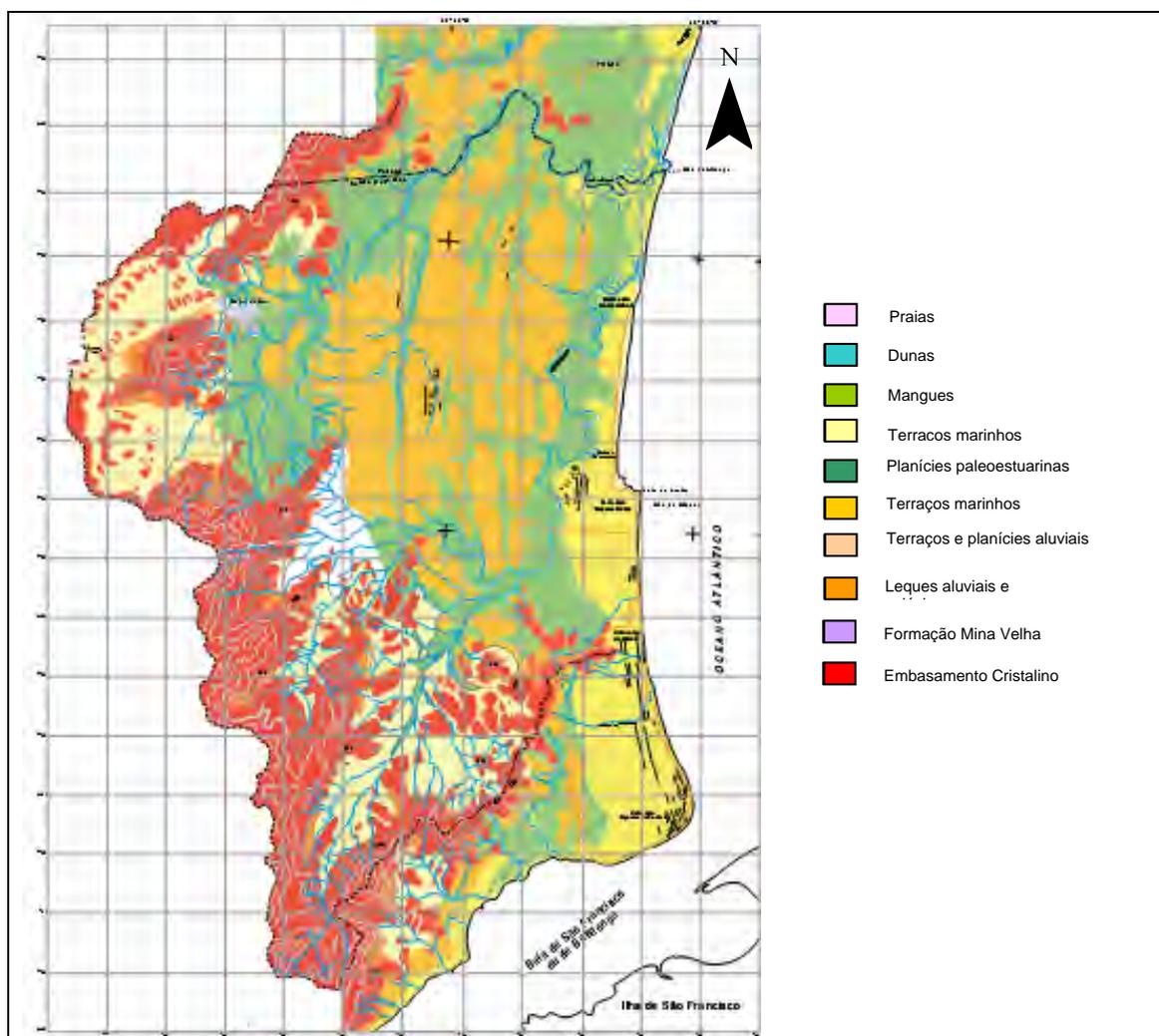


Figura 29 – Mapa geológico costeiro do município de Itapoá/SC.
Fonte: Souza (1999).

O mapa da planície costeira é apresentado na escala 1:50.000 e o mapeamento foi focado nas unidades do Quaternário costeiro com a identificação

Foram identificados e mapeados depósitos com idades variando do Pleistoceno superior ao Holoceno. O Holoceno é compreendido pelos seguintes depósitos: paludial estuarino, eólico, flúvio-lagunar, paleoestuarino e fluvial. O único depósito identificado como do Pleistoceno superior foi o depósito eólico localizado na ilha dos Espinheiros e principalmente na ilha do Mel. Aos depósitos coluviais e de leque aluvial foram atribuídas idades do Quaternário indiferenciado. O mapa final apresenta-se na escala aproximada de 1:125.000.

Recentemente, Vieira (2005) analisou a paleogeografia durante o Holoceno das áreas adjacentes ao sambaqui Ribeirão do Cubatão, no norte do município de Joinville. O estudo indicou que o referido sítio arqueológico possuía condições fisiográficas de construção durante o máximo da transgressão holocênica. Ainda foram reconhecidos depósitos aluviais e fluviais do Quaternário indiferenciado e sedimentos flúvio-lagunares do Holoceno, como sedimentos do substrato do sambaqui.

5.2. Geologia costeira do setor oriental da folha Garuva

Diante das evidências geológicas dos depósitos sedimentares mapeados na área de estudo, não foi possível encontrar até o momento dados que justifiquem a atribuição formal de unidade litoestratigráfica para os depósitos. Desta maneira, os depósitos podem ser admitidos como unidades informais, a exemplo do que foi considerado por Villwock (1984) e Giannini (1989).

Os ambientes de sedimentação podem ser definidos como áreas da superfície terrestre com propriedades físicas, químicas e biológicas bem definidas e distintas das áreas adjacentes (SUGUIO, 1980). No entanto, a classificação dos ambientes de sedimentação não possui caráter homogêneo, visto que as características de um dado tipo de ambiente variam em função de inúmeros fatores (MENDES, 1984).

Na literatura existem várias propostas de classificação dos ambientes de sedimentação, no entanto, em diferentes condições climáticas (KRUMBEIN & SLOSS, 1969; SELLEY, 1976; MENDES, 1984). Segundo Mendes (1984) e Suguio

(1980), cada autor possui livre-arbítrio na subdivisão dos grupos, pois normalmente critérios distintos são adotados na delimitação dos ambientes, tais como de compartimentação geomorfológica ou geológica.

Este capítulo tem como objetivo principal apresentar o detalhamento das unidades deposicionais mapeadas com base nos aspectos teórico-metodológicos anteriormente descritos. Desta maneira, o quadro 9 descreve os depósitos e suas respectivas áreas e o quadro 10 assinala as unidades mapeadas relacionando-as aos sistemas deposicionais juntamente com a interpretação lito-sedimentológica.

Os dados granulométricos de todos os pontos de coleta estão descritos no anexo II, na planilha de dados granulométricos.

Posteriormente o mapa geológico costeiro está representado resumidamente na figura 31 em escala 1:100.000 e no anexo I, em escala 1:50.000, em formato A1.

Quadro 9 – Unidades litoestratigráficas

Unidades Litoestratigráficas	%	Área (km²)
Depósito aluvial distal	43,7	154,77
Depósito fluvial	13,5	48,01
Depósito paludial	11,3	39,98
Depósito coluvial	7,7	27,45
Depósito de pedimento	7,2	25,69
Embasamento cristalino indiferenciado	6,8	23,96
Depósito flúvio-estuarino	6,0	21,32
Depósito paleoestuarino	2,5	8,83
Depósito aluvial proximal	1,2	4,37
Total	100,0	354,38

Fonte: elaborado pelo autor.

Quadro 10 – Coluna litoestratigráfica e interpretação lito-sedimentológica

Sistema		Idade	Unidade litoestratigráfica	Interpretação lito-sedimentológica
Deposicional	Litorâneo estuarino	Holoceno	Depósito paludial	Sedimentos recentes normalmente finos, variando de silte a areia fina, ricos em matéria orgânica. Localizam-se em áreas de influência marinha intramarés, com marcante presença de vegetação pioneira flúvio-marinha.
			Depósito paleoestuarino	Sedimentos areno-siltosos, mal selecionados, com presença marcante de matéria orgânica, bioturbação e eventual ocorrência de bancos conchíferos naturais. Apresentam-se na forma de terraços suavemente inclinados em direção ao canal do Palmital com altitudes inferiores a 2,7 m.
			Depósito flúvio-estuarino	Sedimentos areno-siltosos, mal selecionados, com presença de matéria orgânica. Apresentam-se na forma de terraços com altitudes inferiores a 2,5 m, suavemente inclinados em direção aos curso d'água, associados à foz dos cursos d'água no canal do Palmital.
	Continental	Quaternário indiferenciado	Depósito fluvial	Sedimentos variando de argila a cascalhos, associados aos depósitos de leito de cascalho, sobrepostos e interdigitados aos depósitos finos de planície de inundação, sendo marcante a presença de canais e meandros abandonados na planície costeira.
			Depósito aluvial distal	Sedimentos areno-siltosos, associados ao retrabalhamento fluvial e erosão pluvial (erosão em lençol) e coalescência de leques, resultando em extensas planícies de baixo gradiente.
			Depósito aluvial proximal	Sedimentos essencialmente areno-siltosos associados às encostas, resultante da interação de retrabalhamento fluvial e processos gravitacionais, encontram-se sob a forma de leques.
			Depósito coluvial	Sedimentos mal selecionados, normalmente siltico-argilosos, associados às vertentes das elevações e formados através de processos gravitacionais.
		Plio-Pleistoceno	Depósito de pedimento	Depósitos associados às vertentes de grandes elevações, composto por sedimento mal selecionado, com granulometria variando de areia a matacão e clastos sustentados por matriz, oriundos de fluxos gravitacionais e fluxos de detritos. Apresenta-se como uma rampa suavemente inclinada formada por várias gerações de leques aluviais depositados em clima semi-árido.
Cristalino	Pré-Cenozóico	Embasamento cristalino indiferenciado	<ul style="list-style-type: none"> - Gnaisse granulítico com intercalações de rocha meta-ultramáfica e anfíbolito; - Gnaisse bandado com intercalações de quartzitos e formação ferrífera; - Granitóides porfiríticos e por vezes migmatíticos com intercalações de quartzitos e xistos; 	

Fonte: organizado pelo autor.

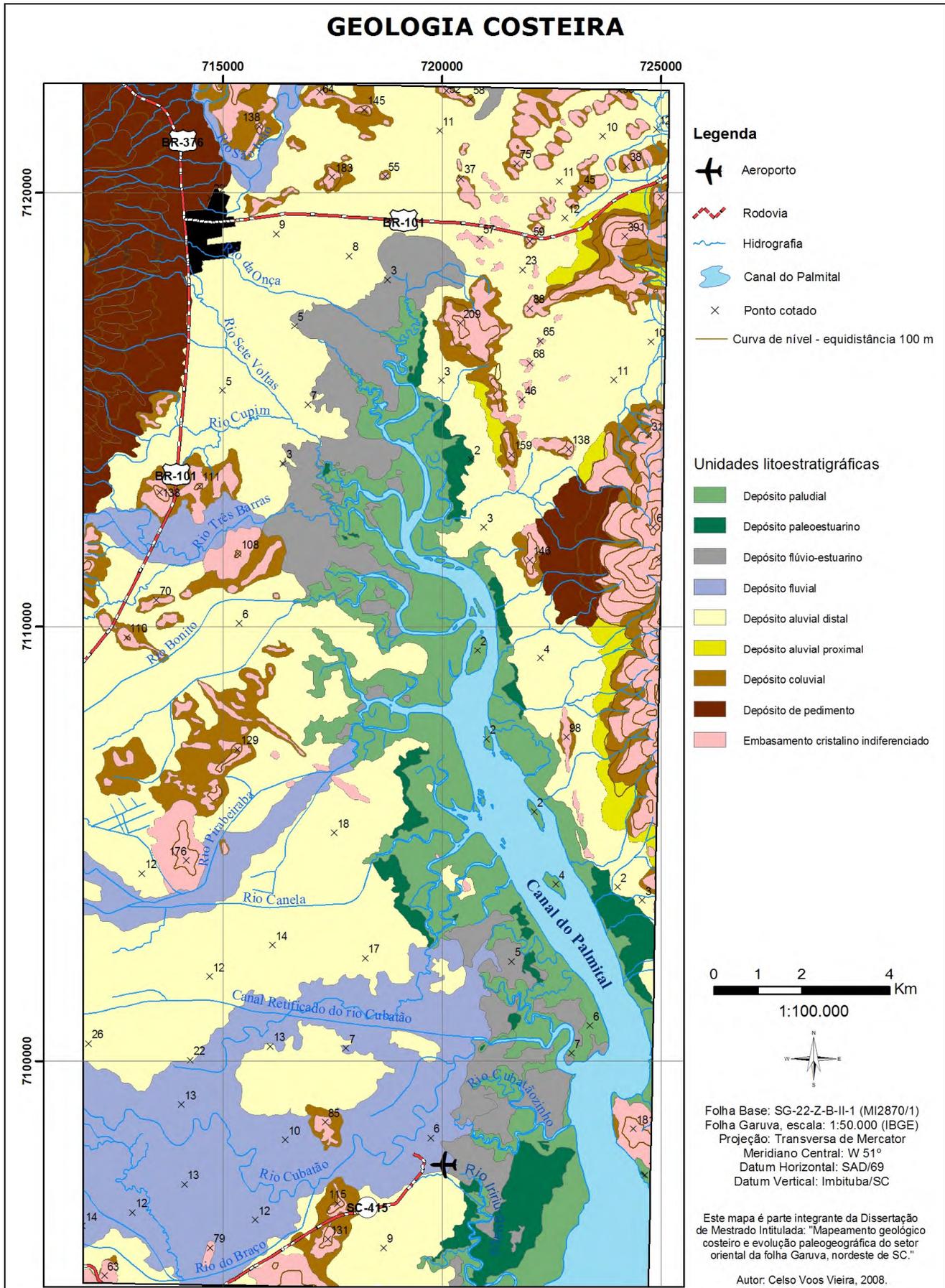


Figura 31 – Geologia costeira da porção oriental da folha Garuva.

5.2.1. Sistema cristalino

5.2.1.1. Embasamento cristalino indiferenciado

O arcabouço geológico da área de estudo é representado principalmente por rochas de dois grandes complexos: o Complexo Luís Alves e o Complexo Paranaguá, formados respectivamente, no Arqueano e no Paleoproterozóico (Figura 32), de acordo com Siga Júnior (1995).

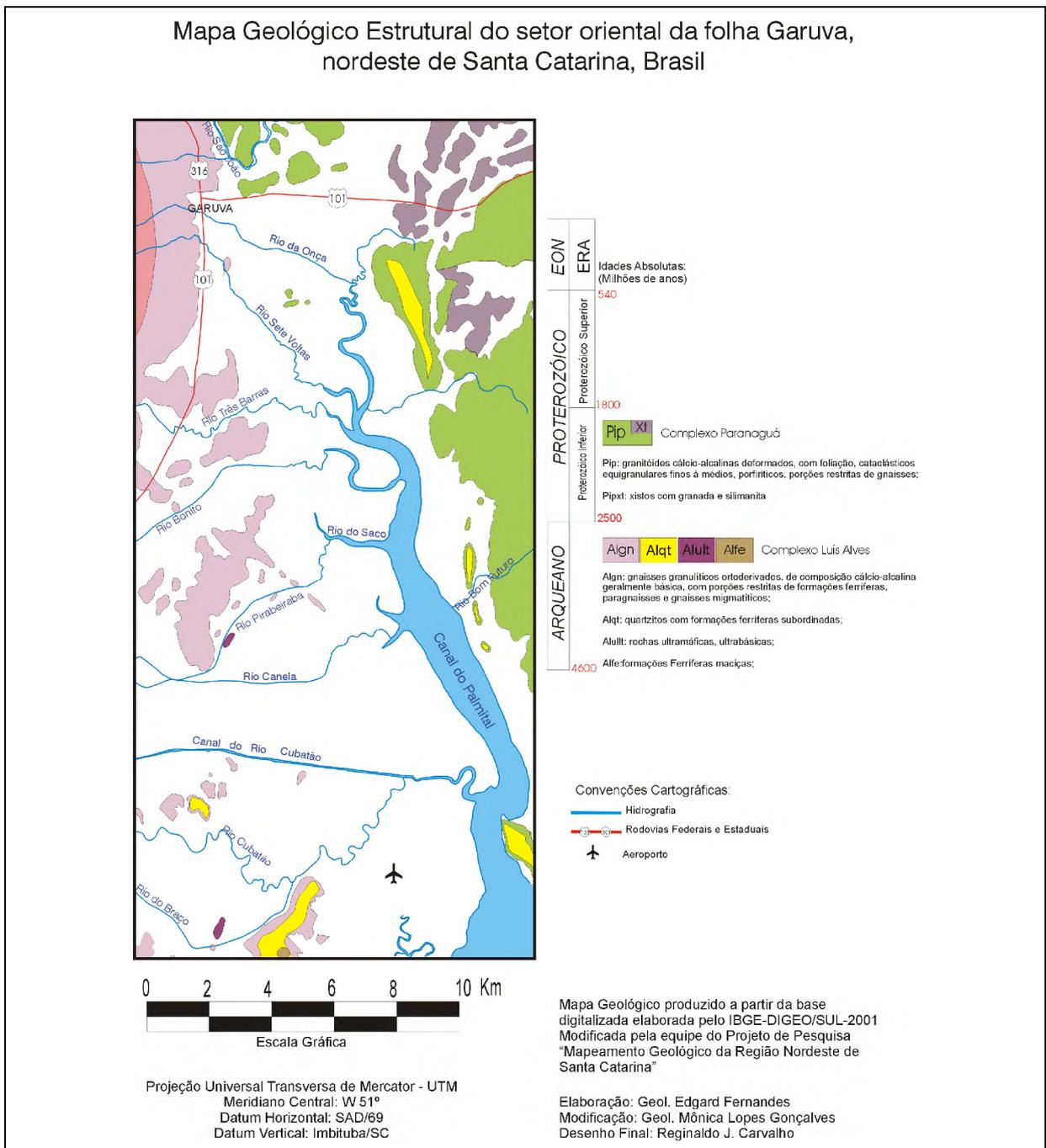


Figura 32 – Mapa geológico estrutural do embasamento cristalino.
Fonte: adaptado de Gonçalves & Kaul (2002).

O Complexo Luís Alves é constituído por gnaisses granulíticos de composição comumente básica (гнаisses noríticos), rochas metamórficas da fácies anfibolito, camadas e lentes de quartzitos e formações ferríferas, assim como, pequenos corpos de rochas ultrabásicas e rochas migmatíticas e cataclásticas. No entanto, os gnaisses granulíticos predominam francamente, segundo Figueiredo *et al.* (1991), estas rochas representam uma seqüência cálcio-alcalina cogenética desenvolvida em ambiente de subducção, possivelmente relacionado a arco insular. O Complexo Luís Alves na área de estudo é constituído principalmente por quatro associações litológicas:

- Gnaisse granulítico: ortoderivado, de composição cálcio-alcalina geralmente básica, com porções restritas de formações ferríferas, paragnaisses e gnaisses migmatíticos;
- Quartzitos: quartzitos com formações ferríferas subordinadas (Figura 33);
- Rochas ultramáficas;
- Formações ferríferas maciças;



Figura 33 – Quartzitos com formação ferrífera bandada do Complexo Luís Alves, morro do Timbé do Sul.

Fonte: do autor, 06/07/2007.

Com base em dados geocronológicos, a origem e a evolução desse complexo decorreu da seguinte maneira (KAUL & TEIXEIRA, 1982; SIGA JÚNIOR, 1995):

- 1 – formação de crosta continental (idade: $> 2,6$ ba AP);
- 2 - metamorfismo regional do fácies granulito (idade: $2,6 \pm 0,2$ ba AP);
- 3 – metamorfismo regional com migmatização (idade: $2,0 \pm 0,2$ ba AP);
- 4 – estabilização tectônica regional (idade: $1,9 \pm 0,2$ ba AP);

5 – surgimento de diferentes tipos de falhas e zonas de cisalhamento, com reativações de estruturas antigas (idade: $0,5 \pm 0,1$ ba AP).

O Complexo Paranaguá, ou Cinturão Granitóide Costeiro, de acordo com Siga Júnior *et al.* (1993), corresponde aos terrenos rochosos que se estendem no nordeste e leste da área de estudo.

Esse complexo é constituído essencialmente por granitóides porfiríticos, em geral deformado, de granulação média a grossa, por vezes migmatíticos. Associados a esses granitóides ocorrem ainda porções restritas de quartzitos e xistos. Análises químicas dos referidos granitóides (SIGA JÚNIOR, 1995), evidenciam que o complexo engloba, no mínimo, dois tipos de rochas: granitóides cálcio-alcálicos e granitóides de tendência alcalina.

O limite entre estes dois complexos está representado por uma grande falha no sentido NW/SE, onde atualmente encaixa-se o curso do rio São João e o canal do Palmital.

Associado ao embasamento cristalino da área de estudo ocorrem áreas de materiais intemperizados reconhecidos bibliograficamente como elúvio, regolito, ou saprólito (GONÇALVES, 1993; BIGARELLA *et al.*, 1994; OLIVEIRA, 2000). Esses materiais são de difícil representação espacial, pois recobrem quase que totalmente as rochas do embasamento cristalino, sendo impossibilitada a sua delimitação (Figura 34).

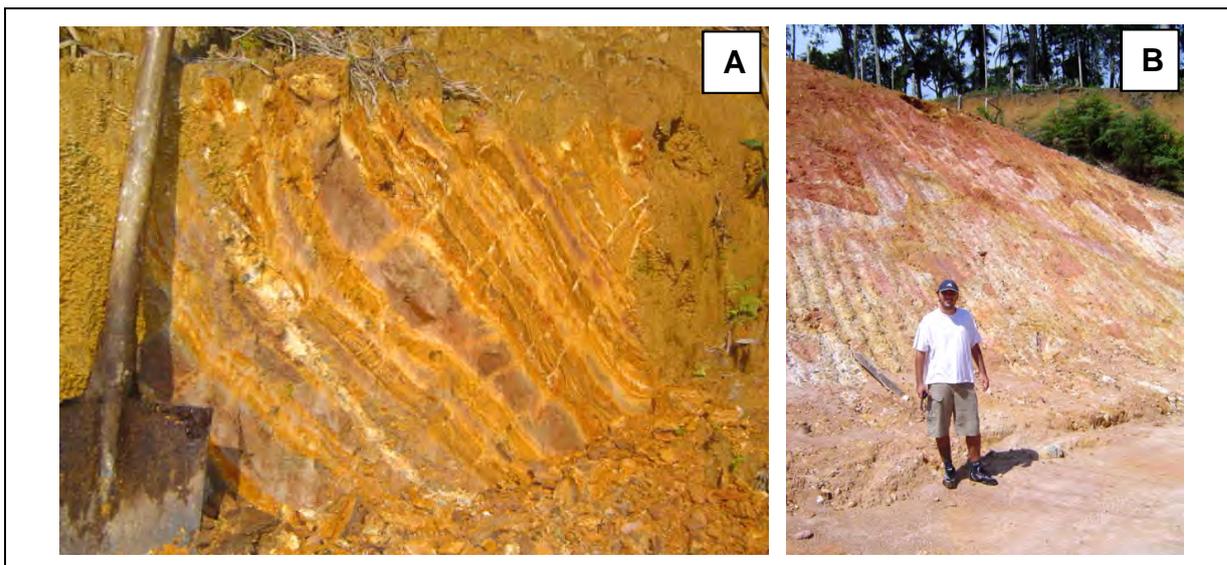


Figura 34 – Material eluvial.

A) Elúvio originado de gnaisses ainda preservando a estrutura original da rocha, ponto 39;

B) Elúvio originado de granito nas margens da BR-101.

Fonte: do autor, 06/07/2007.

Segundo Bigarella *et al.*, (1994) os elúvios podem ser interpretados como material intemperizado que permanece *in situ*, ou seja, material que não apresenta nenhum tipo de transporte, desta maneira, o termo depósito não pode ser empregado para estes materiais. Por vezes, os elúvios constituem-se de manto decomposto quimicamente que ainda retém a estrutura original da rocha (BIGARELLA *et al.*, 1994; OLIVEIRA, 2000).

Os elúvios são compostos por material argilo-arenoso, mal selecionado, de cores e profundidades variadas em função principalmente da rocha matriz e da situação topográfica. Por vezes, podem ocorrer seixos angulosos esparsos em matriz argilosa, resultantes de fragmentos da rocha matriz mais resistente ao intemperismo.

O embasamento cristalino indiferenciado juntamente com o material intemperizado associado, compreendem cerca de 6,8 % da área de estudo, com uma área aproximada de 23,96 km².

5.2.2. Sistema deposicional continental

Os depósitos do sistema deposicional continental representam 260,29 km² ou 73,3 % da área de estudo. Deste modo, os depósitos deste sistema deposicional podem ser classificados como os principais agentes envolvidos na evolução da área estudada, conforme demonstrado no quadro 11.

Quadro 11 – Área dos depósitos do sistema deposicional continental

Unidades litoestratigráficas	%	Área (km²)
Depósito aluvial distal	43,7	154,77
Depósito fluvial	13,5	48,01
Depósito coluvial	7,7	27,45
Depósito de pedimento	7,2	25,69
Depósito aluvial proximal	1,2	4,37
Total	73,3	260,29

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito aluvial distal representa 43,7 % da área, e juntamente com o depósito fluvial (13,5 %) somam 57,2 % de toda a área de estudo. Os depósitos com as maiores áreas (aluvial distal e fluvial) estão associados à planície costeira e os demais depósitos estão associados a processos desenvolvidos nas vertentes, desta maneira, os demais depósitos possuem área de abrangência menor em relação aos depósitos da planície costeira.

5.2.2.1. Depósito de pedimento

Os depósitos de leques aluviais originados em climas árido ou semi-árido são costumeiramente tratados na literatura também como depósitos de pedimentos (MAACK, 1947; BIGARELLA *et al.*, 1961; BIGARELLA *et al.*, 1965; MENDES, 1984; ANGULO, 2004).

O termo pedimento pode ser considerado (MCGEE, 1897 *apud* BIGARELLA *et al.*, 1961) inicialmente como uma superfície suavemente inclinada, resultante da ação da erosão de vertentes íngremes ou escarpas. Esta é uma superfície suavemente aplainada, constituída de rochas, justaposta às elevações montanhosas, parcialmente recoberta por uma camada pouco espessa de *alúvio*, que se desenvolve até a planície fluvial dos vales.

Bigarella *et al.* (1965) comentaram que o termo pedimento tem sido utilizado tanto com caráter descritivo como genético, fato que tem ocasionado algumas controvérsias. Ainda assim, os pedimentos podem ser considerados como importantes depósitos e feições no estudo das dinâmicas geomorfológicas do Quaternário, auxiliando na interpretação e na reconstituição de paleoambientes.

Bigarella *et al.* (1961, 1965) e Bigarella (1975) entendem que, geralmente os pedimentos formam um ângulo forte (*knick*) ao se encontrarem com a vertente montanhosa íngreme. Entretanto, processos subseqüentes, principalmente sob condições climáticas mais úmidas, podem produzir uma cobertura de tálus, o que pode mascarar a forte ruptura de declive. O resultado do depósito é um perfil côncavo hiperbólico, e à jusante do pedimento rochoso, na parte agradacional realiza-se a deposição detrítica.

Segundo Guerra (1997) os pedimentos podem ser entendidos como formações associadas a clima árido quente ou semi-árido, cujo material é trazido pelos rios, constituindo um lençol à semelhança de um grande leque. Este lençol de detritos aplainado dará origem em sua porção mais distal a uma planície chamada de *bajada*. Nestas planícies podem-se encontrar depressões onde acumulam águas de caráter permanente ou temporário, denominados *playas*. Ainda segundo o autor, a coalescência de superfícies de pedimento resulta numa forma de relevo chamada de pediplano.

Mendes (1984) e Suguio (1992) também identificaram estes depósitos nas *bajadas* de desertos e nas regiões periglaciais. Estes depósitos espraiam-se de um ponto referido como ápice, e como normalmente ocorrem vários deles, e da sua coalescência, forma-se uma planície aluvial (*bajada*) (Figura 35).

Segundo os autores (BIGARELLA *et al.*, 1961; BIGARELLA *et al.*, 1965) este tipo de depósito pode ser interpretado como um depósito relíquia, ou seja, indicativo de processos que ocorreram em condições climáticas diferentes da atual, provavelmente sob um clima semi-árido.



Figura 35 – Depósito de pedimentos da região andina.
Fonte: adaptado de Gardiner (2006).

Entretanto, Bessa Júnior (1996) através de análises palinológicas, aliado à presença de depósitos lacustres e fósseis vegetais, sugeriu que a formação dos depósitos tenha ocorrido em clima úmido. Datações de Carbono 14 realizadas pelo mesmo autor fornecem idades de 13.850 ± 120 anos AP e 8.330 ± 80 anos AP o que remete ao final do Pleistoceno e início do Holoceno.

Bigarella *et al.* (1961, 1965) atribuíram idades Pleistocênicas à Formação Iquererim, com alternância de fases de clima semi-árido onde predominavam a morfogênese mecânica, intercalada por fases úmidas marcada pela dissecação e decomposição química dos materiais. Já Angulo (2004) interpretou estes mesmos depósitos como sendo de cones e leques aluviais de idades plio-quadernárias.

Na presente pesquisa foram identificadas duas áreas associadas às vertentes de grandes elevações com ocorrência de depósitos de pedimento, divididas pelo canal do Palmital. A primeira e maior área de ocorrência localiza-se no sopé da serra do Mar, no setor oeste do canal do Palmital e reconhecida na bibliografia como Formação Iquererim. A segunda região, de área menor, encontra-se associado às vertentes da serra do Cantagalo, no setor leste do canal do Palmital, próximo à localidade de Barrancos, no município de Garuva.

5.2.2.1.1. Depósito de pedimento da Formação Iquererim, setor oeste

A primeira área é representada pelos depósitos da Formação Iquererim (Bigarella *et al.*, 1961) localizada nas vertentes das grandes elevações da serra do Mar no município de Garuva no Estado de Santa Catarina.

Este depósito apresenta-se como uma superfície suavemente inclinada, formada pela coalescência de leques aluviais dissecados por vários cursos d'água. Entretanto, é possível distinguir com base na morfologia e estratigrafia, várias gerações de leques, a exemplo do que foi exposto por Bigarella *et al.* (1961) e Angulo (2004), conforme ilustrado na figura 36.

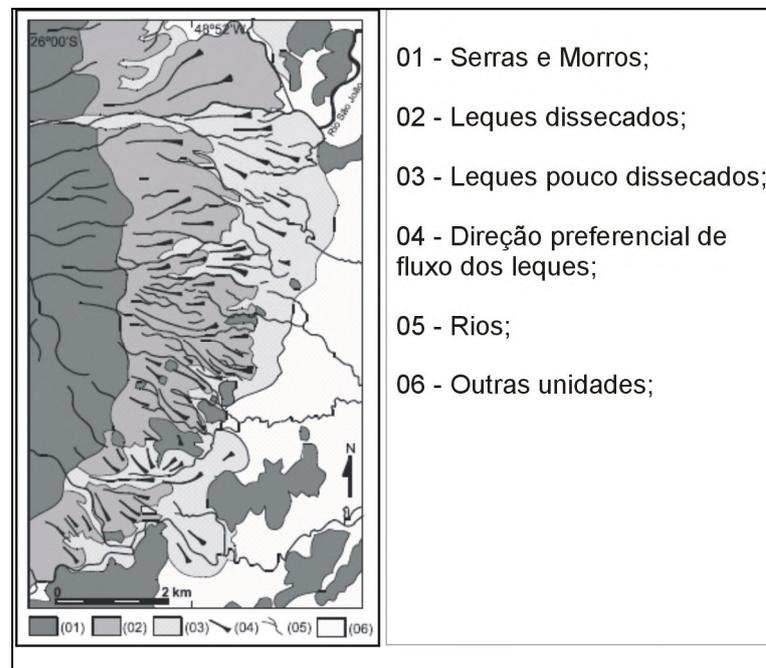


Figura 36 – Gerações de leques aluviais da Formação Iquererim.
 Fonte: adaptado de Angulo (2004).

Bigarella *et al.* (1961 e 1965) identificaram três gerações de leques relacionadas com três fases distintas de pedimentação, fases I, II e III, sendo a última a mais antiga. Angulo (2004) identificou apenas duas gerações de leques com base na morfologia, leques dissecados e leques pouco dissecados. Segundo o autor, os leques pouco dissecados são formados pelo retrabalhamento dos leques dissecados.

Na presente pesquisa, as formações dos leques dos depósitos de pedimentos da Formação Iquererim serão identificadas como tipo I e II, sem nenhuma atribuição/relação cronológica dos mesmos, conforme ilustrado na figura 37.

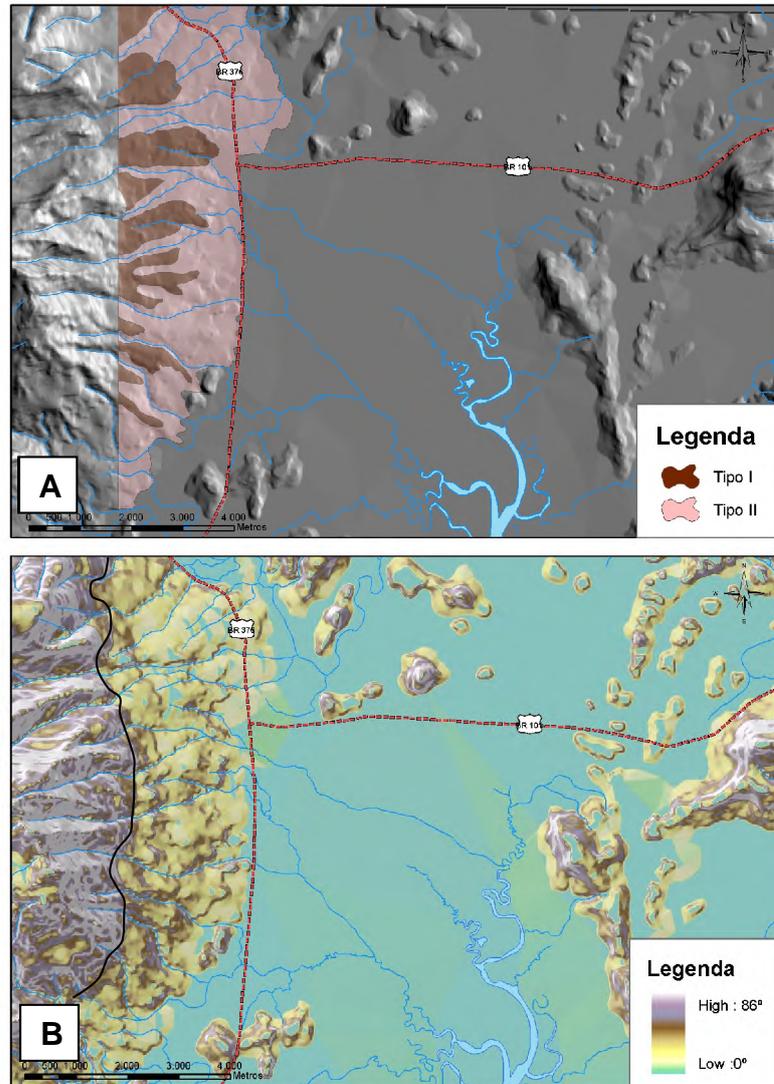


Figura 37 – Depósito de pedimento da Formação Iquererim.

A) Modelo Digital do Terreno (MDT) com destaque para os tipos de leques;

B) Carta clinográfica com destaque para a rampa suave da Formação Iquererim e da linha de ruptura de declive (*knick*).

De uma forma geral, os leques do tipo I possuem maior declividade em relação aos leques do tipo II, assim como menor área. Os depósitos do tipo I localizam-se em situação topográfica mais alta, nos atuais interflúvios dos cursos d'água que ocasionam a incisão vertical dos depósitos.

Os leques de tipo II possuem menores declividades e maior área dos depósitos, em função do maior espraiamento dos leques, que podem alcançar até 4.040 m de comprimento, a partir da linha de ruptura (*knick*) com a vertente da serra do Mar. Nas proximidades do rio São João o depósito de pedimento da Formação Iquererim possui morfologia de leque ou cone propriamente dito (Figura 37). Os leques de tipo II retrabalham os materiais dos leques de tipo I, ocasionando a incisão vertical dos depósitos.

A cabeceira dos leques, ou o *knick* podem ser identificados como uma forte ruptura na declividade das vertentes, onde se desenvolve o depósito. O ângulo de ruptura está localizado numa faixa altimétrica que varia de 300 m a 400 m de altitude, com ângulos variando de 20° a 45°. Por vezes, ocorrem depósitos mais recentes recobrimo os depósitos de pedimentos, como depósitos coluviais e depósitos de tálus, o que suaviza o ângulo de ruptura (*knick*) de contato dos pedimentos com as vertentes da serra do Mar (Quadro 12).

Quadro 12 – Classes de declividade dos depósitos da Formação Iquererim.

Classe de declividade	Leque aluvial do tipo I	Leque aluvial do tipo II
0° – 5°	11 %	32 %
5° – 10°	42 %	36 %
10° – 20°	43 %	28 %
20° – 40°	4 %	4 %
> 40°	0 %	0 %

As células destacadas indicam os maiores valores de declividade.

Fonte: elaborado pelo autor.

Os leques de tipologia I possuem 80 % da sua área compreendida entre as classes de 10° e 20° de declividade e situam-se nas porções mais superiores do depósito, nos atuais interflúvios dos cursos d'água encaixados nos seus depósitos.

Os leques de tipologia II possuem em geral áreas com menor declividade, com até 68 % da sua área com até 10° de declividade, sendo que os leques estão na porção mais distal do depósito de pedimento e retrabalham os depósitos dos leques do tipo I. Nenhuma das tipologias de leques reconhecidas possuem áreas expressivas de declividade superior a 20°.

Os valores de declividade calculados para o depósito de pedimento estão de acordo com o que outros autores propõem para a área. Bigarella *et al.* (1961) ao estudar estes depósitos no município de Garuva, calcularam declividades variando de 5° a 12° em diversos locais, e Angulo (2004) identificou que os leques e cones apresentam morfologia semelhante, no entanto, podem ser distinguidos pela inclinação, variando de 2° a 20°.

Para a avaliação da composição dos depósitos de pedimento da Formação Iquererim foi analisado um perfil à margem da BR-101, no município de Garuva com aproximadamente 5 m de espessura (Figura 38), com base na proposta da arquitetura deposicional de Miall (1985, 1996). O perfil é composto de três camadas com blocos e matacões imersos em matriz areno-argilosa, sendo possível identificar as fácies relacionadas aos depósitos de pedimento listadas no quadro 13.

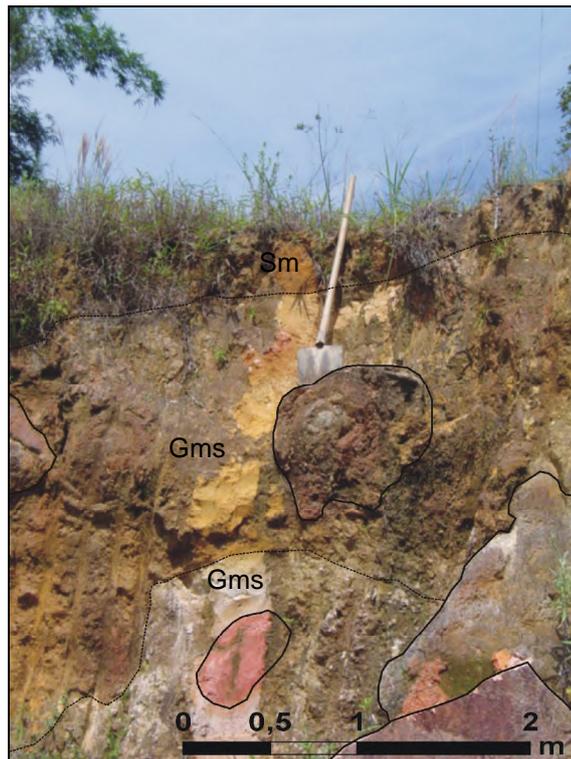


Figura 38 – Arquitetura deposicional da Formação Iquererim.
Fonte: do autor, 07/06/2007.

Quadro 13 – Litofácies identificadas nos depósitos da Formação Iquererim.

Código	Litofácies	Interpretação
Sm	areia grossa	fluxo gravitacional
Gms	cascalho maciço, suportado pela matriz	fluxo viscoso de detritos

Fonte: adaptado de Miall (1985, 1992, 1996).

A base do perfil apresenta intercalação de blocos graníticos e depósitos arenosos, com superfícies de contato abruptas que se acomodam sobre a topografia irregular, provavelmente originada por fluxos gravitacionais anteriores. O perfil ainda apresenta granodecrescência ascendente (*finning upward*).

A fácies *Gms* – de fluxo viscoso de detritos é identificada por blocos e matacões de granitos, na base sustentados por clastos e acima sustentados por matriz. Os blocos rochosos localizados na base possuem maior diâmetro, variando de 0,5 a 1,5 m e apresentam-se angulosos.

Os clastos sustentados por matriz possuem duas camadas com variação na granulometria da matriz, uma camada com matriz arenosa e acima, matriz argilo-arenosa. Os clastos sustentados por matriz de caráter argilo-arenosa possuem maior grau de alteração marcados principalmente pela decomposição esferoidal, sendo que os clastos depositados na base apresentam-se mais angulosos.

No topo do perfil ocorre a fácies *Sm* – de fluxo gravitacional, composta por uma camada arenosa, maciça, mal selecionada, com presença de biotubação. A camada ainda pode apresentar grânulos e pequenos seixos esparsos por toda a camada, como no ponto 34 (Figura 39).



Figura 39 – Detalhe da fácies *Sm* – fluxo gravitacional, sedimento arenoso grosso, mal selecionado com grânulos e fragmentos de seixos, ponto 34.

Fonte: do autor, 08/08/2006.

Com base na proposta de Miall (1985) é possível considerar o afloramento como elemento de *depósito de fluxo de gravidade (SG) – Sediment Gravity Flow*

deposits. Segundo o autor, estes depósitos normalmente são formados por processos de fluxo de detritos (*debris flow*) e apresentam como fácies características àquelas formadas por macroclastos imersos em uma matriz areno-argilosa, sem estruturas visíveis, maciço. A espessura de cada elemento varia de 0,5 m a 3 m e a superfície basal é irregular, mas não erosiva, sendo essa irregularidade proveniente do paleo-relevo (MIALL, 1985).

Os depósitos de clastos suportados por matriz, nos quais comumente faltam estruturas internas e imbricação dos clastos, são geralmente atribuídos a processos de fluxo de massa (COLLINSON, 2006), com a deposição dos clastos juntamente com a matriz. No entanto, quando a quantidade de água envolvida no processo é maior, o fluxo tende a ser canalizado, o que resulta em depósitos mais organizados e com melhor seleção dos sedimentos.

De acordo com Collinson (2006) estas características sedimentológicas remetem a uma porção intermediária do depósito, com diminuição da granulometria do depósito para jusante e ocorrência de sedimentos estratificados nas porções mais distais.

5.2.2.1.2. Depósito de pedimento do setor leste

A segunda área de ocorrência de depósito de pedimento está localizada no setor leste do canal do Palmital, nas proximidades da localidade denominada Barranco. Este depósito possui área menor em relação à Formação Iquererim, visto a disponibilidade de materiais para sua formação, pois a altitude máxima das vertentes da serra associada ao depósito é de aproximadamente 720 m de altitude e as escarpas da serra do Mar alcançam altitudes em torno de 1500 m. Este depósito de pedimento foi denominado informalmente de Formação Barranco.

Neste depósito de pedimento a coalescência dos leques formam uma única rampa suavemente inclinada no sentido do canal do Palmital, desta maneira não foi possível distinguir gerações de leques aluviais com base na morfologia.

A máxima extensão do depósito de pedimento é de 1800 m de comprimento a partir da cabeceira do leque (*knick*) até a planície costeira, onde o depósito interdiga-se com os depósitos aluviais distais (Figuras 31 e 40).

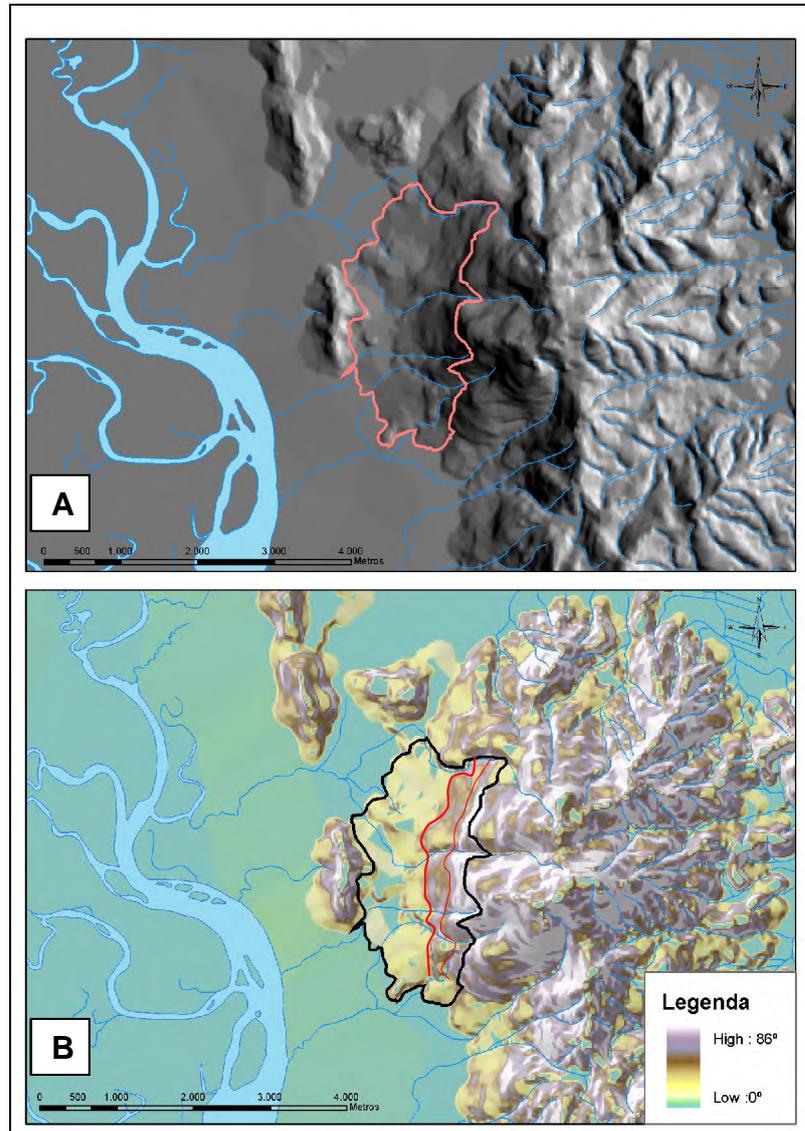


Figura 40 – Depósito de pedimento do setor leste do canal do Palmital.
 A) Modelo Digital do Terreno com destaque para a rampa do depósito;
 B) Carta clinográfica com destaque para a rampa formada pelo depósito de pedimento, as linhas vermelhas indicam rupturas na declividade;

O ângulo de ruptura (*knick*) está localizado numa faixa altimétrica que varia de 150 m a 250 m de altitude, com ângulos variando de 20° a 45°. A maior parte do depósito de pedimento (68 %) possui declividades entre 5° e 20°, o que evidencia um amplo gradiente clinográfico na rampa formada pelo depósito (Quadro 14).

Quadro 14 – Classes de declividade dos depósitos de pedimento.

Classe de declividade	Porcentagem da área total
0° – 5°	19 %
5° – 10°	35 %
10° – 20°	33 %
20° – 40°	14 %
> 40°	0 %

As células destacadas indicam as maiores porcentagens de declividade.

As áreas com declividades de até 5° localizam-se na planície costeira e interdigitam-se com os depósitos aluviais distais. As maiores declividades localizam-se na parte superior das vertentes, ocupando áreas com altitudes acima de 250 m.

A amplitude clinográfica da rampa formada pelo depósito de pedimento pode ser explicada pela morfologia da vertente, onde ocorre a formação de dois patamares com a conseqüente variação clinográfica (Figura 40b).

Conforme ilustrado na figuras 41 e 42, os patamares ocorrem numa faixa altimétrica entre 400 m e 600 m e podem estar associados a diferentes níveis de pedimentação, devido às oscilações do nível relativo do mar ocorrido durante o Quaternário e a conseqüente variação do nível de base dos cursos d'água.

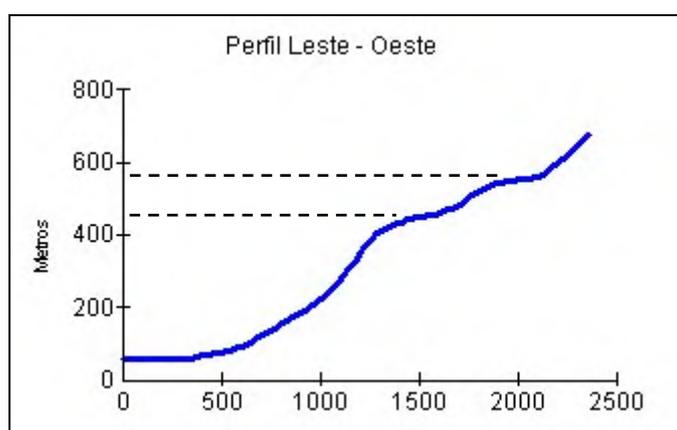


Figura 41 – Perfil longitudinal do depósito de pedimento.

A linha tracejada indica as rupturas de declividade com a formação de patamares na vertente.



Figura 42 – Rampa formada pela coalescência dos leques do depósito de pedimento.

A linha tracejada em vermelho indica a ruptura de declividade com a formação de patamar na vertente.

Fonte: do autor, 24/02/2007.

A composição deste depósito foi interpretada através da proposta da arquitetura deposicional de Miall (1985, 1992, 1996), com a identificação de 3 camadas no perfil analisado. O quadro 15 indica as litofácies relacionadas às camadas do perfil, descrita na figura 43.

Quadro 15 – Litofácies identificadas no depósito de pedimento.

Código	Litofácies	Interpretação
Smg	areia grossa	Fluxo gravitacional
Gmg	cascalho maciço, suportado pela matriz; gradação inversa a normal	Fluxo viscoso de detritos
Gci	cascalho suportado por clastos	Fluxo viscoso de detritos rico em clastos

Fonte: adaptado de Miall (1985, 1992, 1996).

A base do perfil apresenta superfície de contato abrupta que acomoda-se sobre a topografia irregular, provavelmente originada por fluxos gravitacionais anteriores. O perfil ainda apresenta granodecrescência ascendente (*finning upward*) (Figura 43).

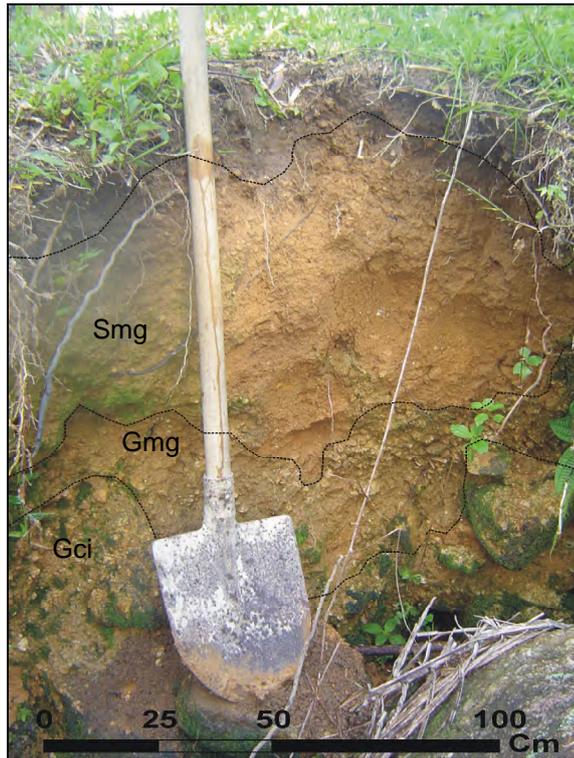


Figura 43 – Arquitetura deposicional do depósito de pedimento, ponto 10.
Fonte: do autor, 24/02/2007.

A camada de base apresenta cascalho suportado por clastos (Gci), angulosos a sub-angulosos, sem estratificação aparente e ocasional imbricação dos seixos, com diâmetro variando de 3 cm a pouco mais de 50 cm, sendo a espessura da camada variável com modificações pós-deposicionais.

A camada sotoposta é identificada por cascalhos suportados por matriz (Gmg), normalmente arenosa, o contato é abrupto e apresenta superfícies acanaladas, com espessura não superior a 50 cm, por vezes ocorre a gradação inversa dos sedimentos no interior da camada.

Acima, no topo do perfil, ocorre uma camada maciça de sedimentos constituídos de areia grossa (Smg), mal selecionada, com grânulos esparsos, sem estruturas primárias aparentes. O contato é gradual, no entanto com superfícies acanaladas.

Na superfície do depósito ocorrem vastas áreas com blocos e matacões de granito (Figura 44) que podem alcançar até 2 m de diâmetro, e a distribuição ocorre

de forma esparsa e desordenada, formando a rampa (pediplano) no sentido do canal do Palmital.



Figura 44 – Blocos e matacões na superfície do depósito de pedimento.
Fonte: do autor, 24/02/2007.

Com base na proposta de Miall (1985) é possível considerar o afloramento como elemento de depósito de fluxo de gravidade (*SG – Sediment Gravity Flow deposits*). Estes depósitos normalmente são formados por processos de fluxo de detritos (*debris flow*). Apresentam como fácies características àquelas formadas por clastos, principalmente de granulometria acima de grânulos com matriz areno-argilosa. A espessura de cada elemento varia de 0,5 m a 3 m e a superfície basal é irregular, mas não erosiva, sendo essa irregularidade proveniente do paleo-relevo (MIALL, 1985).

Os depósitos de leques aluviais de clima árido são formados principalmente pelos processos de corrida de detritos ou fluxo de detritos (*debris flow*) e fora do alcance do fluxo de detritos, em porção intermediária e distal, ocorre a corridas de lama (*mudflows*) (MENDES, 1984, SUGUIO, 1980).

A corrida de detritos (*debris flow*) é caracterizada pela curta duração e pela elevada concentração de sedimentos, deslocando fragmentos de rocha, solo e lama.

Estes depósitos podem se movimentar com velocidade de 1 m/ano até cerca de 40 m/seg. Os depósitos originados por este processo são mal selecionados, constituindo-se de areias e macroclastos (MENDES, 1984, SUGUIO, 1980, 1992; BESSA JR, 1996).

As corridas de lama (*mudflows*) são igualmente massas de detritos que se deslocam encosta abaixo, por interferência da gravidade, entretanto, são constituídas por uma quantidade muito superior de material fino do que as corridas de detritos. Esses fenômenos constituem essencialmente movimentos gravitacionais de dispersões muito concentradas de partículas sólidas em um meio fluido (SUGUIO, 1980).

Estes depósitos representam condições de climas semi-áridos que ocorreram no Cenozóico (BIGARELLA *et al.*, 1965) e resultam da combinação de vários processos responsáveis pela sua formação. Depósitos identificados como formados no Cenozóico sob o regime de clima árido e semi-árido no Brasil, têm sido denominados de formações Guabirota, Alexandra, Graxaim, Pariquera-Açu, Riacho Morno, Guararapes, Iquererim, assim como as camadas Canhanduva, Cachoeira e Trindade em Santa Catarina e camadas de São Paulo e das bacias do vale do Paraíba (BIGARELLA *et al.*, 1965).

5.2.2.2. Depósito coluvial

Sob a denominação de colúvios, podem ser incluídos os sedimentos associados às vertentes das serras e morros, nas quais não se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade (ANGULO, 2004). Trata-se de sedimentos predominantemente finos, com proporções variáveis de areia e seixos angulosos, não apresentando estruturas visíveis.

O depósito coluvial pode ser entendido como conjunto de detritos rochosos, produtos de intemperismo que se deslocam encosta abaixo devido à ação da gravidade, depositando-se como camadas delgadas com detritos angulosos de tamanhos variados e sem estratificação (IBGE, 1999).

De acordo com Suguio (1998) o depósito de tálus (*rockfall*), identificado como amontoados de detritos rochosos ou clastos rudáceos, formado no sopé das encostas, provenientes de processos de desintegração de escarpas, também pode ser considerado um tipo de depósito coluvial, embora com características genéticas e texturais individualizáveis.

Na área de estudo o depósito coluvial representa 7,7 % da área, com 27,45 km². As áreas com maiores ocorrências deste tipo de depósito localizam-se nas vertentes da serra do Mar, entretanto, verificam-se diversos pontos de ocorrência de colúvios nas colinas dissecadas da planície costeira, como no morro do Boa Vista e no morro do Iriú, no município de Joinville.

Os depósitos de uma maneira geral, podem ser classificados como constituídos de areia muito fina com valor médio de 3,9 *phi*, pobremente selecionado, com assimetria muito positiva e curva granulométrica leptocúrtica. O depósito é constituído por 73 % de areia, 27 % de sedimentos finos (silte + argila) com uma média de 7,1 % de matéria orgânica.

Nas vertentes da serra do Mar, os processos gravitacionais de caráter dúctil, estão relacionados aos movimentos de massa translacionais, e por vezes aos fluxos de detritos e lamas (*debris flow* ou *mud flow*). Estes processos caracterizam-se pela alta declividade das vertentes e grande extensão do movimento de massa, que ocorrem normalmente no terço superior da vertente. Estes processos podem ser verificados pelas inúmeras cicatrizes de movimentos de massa nas vertentes da serra do Mar, conforme ilustrado na figura 45.

De acordo com Guidicini & Nieble (1976) os movimentos translacionais possuem curta duração, velocidade elevada e ocorrem ao longo de uma superfície plana, em geral preexistente e condicionada a alguma feição da estrutura geológica.

De uma maneira geral, o depósito resultante do movimento de massa translacional caracteriza-se pela constituição extremamente heterogênea, com granulometria variando de argilas a blocos.

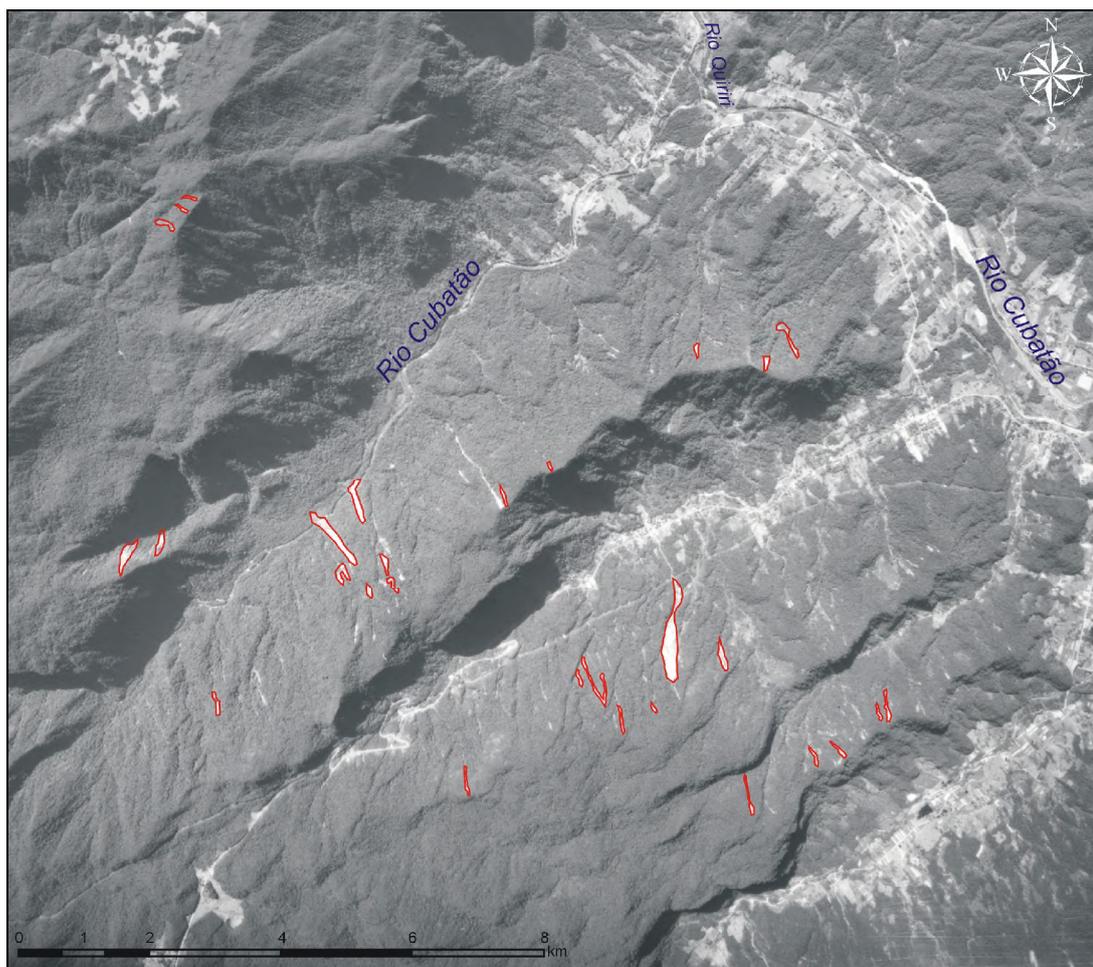


Figura 45 – Aerofoto indicando as cicatrizes de movimentos de massa nas vertentes da serra do Mar.

Nas colinas dissecadas da planície costeira ocorrem processos gravitacionais de caráter dúctil (plástico) como o movimento de massa rotacional e solifluxão (*creep*). Entretanto, também é possível visualizar processos gravitacionais de caráter rúptil (disjuntivo) como a queda de rocha (*rockfall*).

Na área de estudo o movimento de massa rotacional (Figura 46) ocorre em vertentes com pequena amplitude clinográfica e normalmente associada ao terço inferior do talude.

O colapso de massa, segundo Guidicini & Nieble (1976), ocorre ao longo de uma superfície de escorregamento curva, em forma de cunha, com a rotação do material para fora do talude. O material movimentado possui extensão limitada e caracteriza-se também pela ocorrência de escalonamento de blocos.



Figura 46 – Aerofoto com destaque para a cicatriz de movimento de massa rotacional no morro do Irirú, município de Joinville.

Na área de estudo, os movimentos de massa lentos, ou de solifluxão (*creep*) ocorrem nos depósitos de movimento de massa rotacional, indicando que o material deslizado ainda encontra-se em movimentação.

A solifluxão caracteriza-se pelo movimento contínuo de material intemperizado das encostas, com difícil diferenciação entre o material em movimento e o material estacionário. Um dos indicativos desse processo gravitacional nas vertentes é a mudança na verticalidade das árvores, conforme ilustrado na figura 47.



Figura 47 – Mudança na verticalidade das árvores como indicativo de movimento de solifluxão (*creep*) no morro do Iriú.

Fonte: Vieira & Oliveira (2003).

Segundo Mendes (1984), o processo de queda de detritos caracteriza-se pelo contínuo destaque de fragmentos rochosos provocados sucessivos fenômenos de secagem e saturação sobre rochas de baixa resistência expostas ao longo das vertentes.

O processo de queda de detritos é o principal agente de formação do depósito de tálus, normalmente com ocorrência em vertentes íngremes, quando blocos de rocha de tamanho variado deslocam-se do maciço e movimentam-se por ação da gravidade.

Quanto à morfologia, o depósito localiza-se no sopé das vertentes com a formação de uma rampa detrítica, composta quase que exclusivamente por seixos, matacões e blocos angulosos de material rochoso cuja composição varia em função da litologia local (Figura 48).



Figura 48 – Depósito de tálus, no morro do Iriú, constituído de seixos, blocos e matações de gnaiss e quartzito extremamente intemperizados.

Fonte: Vieira & Oliveira (2003).

5.2.2.3. Depósito aluvial

Os estudos desenvolvidos em depósitos de leques aluviais são quase que exclusivamente relacionados ao clima árido. No entanto, modelos de ambientes de sedimentação têm tratado estes depósitos em duas situações distintas: de leques aluviais de clima úmido; e leques aluviais de clima árido (pedimentos) (SUGUIO, 1980; MENDES, 1984; SUGUIO, 1992; SUGUIO & BIGARELLA, 1990).

Galloway & Hobday (1983) relataram que apesar da desproporcional ênfase dos estudos sobre leques aluviais modernos em regiões áridas, atualmente no registro geológico inúmeros leques formados sob climas úmidos têm sido reconhecidos.

Leopold *et al.* (1964) consideraram que os depósitos de leques aluviais podem ocorrer também em climas úmidos, desenvolvidos pelo escoamento em filetes, em canal e pelo escoamento pluvial. Estes depósitos são compostos predominantemente por depósitos de movimentos de massa (*mass movements*), embora possa apresentar intercalações de depósitos sub-aquáticos (SUGUIO, 1992).

Os depósitos de leques aluviais contemporâneos ou sob climas úmidos, não possuem declividades tão pronunciadas como os leques aluviais depositados em clima árido. A superfície destes depósitos é cortada por uma multiplicidade de canais dispostos, fundamentalmente, segundo um padrão radial (MENDES, 1984; BIGARELLA *et al.*, 1961) (Figura 49).

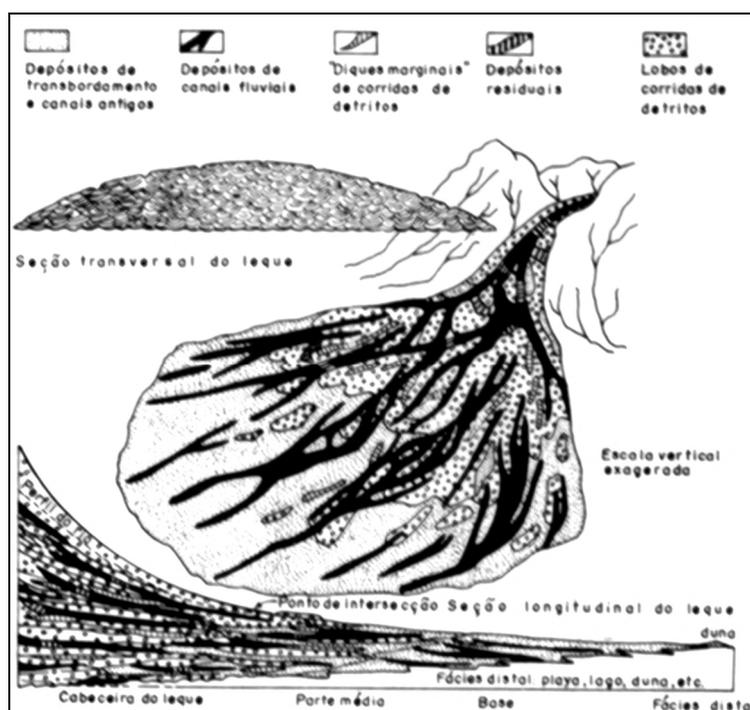


Figura 49 – Distribuição da fácies sedimentar de um depósito de leque aluvial.
Fonte: Suguio (1980).

Os depósitos aluviais na área de estudo ocorrem em duas situações topográficas distintas, a primeira com áreas de maior declividade associadas às vertentes e a processos gravitacionais indicando setores proximais, e a segunda com áreas mais amplas de menor gradiente clinográfico associadas a processos fluviais e secundariamente a processos gravitacionais, o que indica a sua porção distal.

5.2.2.3.1. Depósito aluvial proximal

O depósito aluvial proximal compreende a menor área da região em estudo, com 4,37 km² correspondendo a 1,2 % da área de estudo. Estes depósitos ocorrem

associados às vertentes das serras e colinas isoladas na planície costeira e possuem uma extensão média de 493 m.

Na sua porção superior os depósitos aluviais proximais interdigitam-se com os depósitos coluviais e com os materiais eluviais. Quanto ao gradiente clinográfico aproximadamente 74,6 % do depósito está inserido entre 5° e 20° de declividade, e 17,3 % do depósito possui declividades inferiores a 5°.

A composição dos materiais dos depósitos aluviais proximais está relacionada no quadro 16.

Quadro 16 – Dados granulométricos do depósito aluvial proximal

Granulometria	Média	Desvio Padrão	Classificação (Folk & Ward, 1957)
Tamanho médio (<i>phi</i>)	3,6	1,3	Areia muito fina
Seleção (<i>phi</i>)	3,3	0,6	Muito pobremente selecionado
Assimetria	0,1	0,3	Positiva
Curtose	0,7	0,0	Platicúrtica
Cascalho (%)	5,2	7,5	*
Areia (%)	53,0	9,7	*
Silte (%)	31,6	6,3	*
Argila (%)	10,2	8,6	*
M.O. (%)	7,7	3,8	*

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito de uma maneira geral, pode ser classificado como areia muito fina com valor médio de 3,6 *phi*, muito pobremente selecionado, com assimetria positiva e curva granulométrica platicúrtica. As classes granulométricas indicam 5,2 % de cascalho, 53 % de areia e 41,8 % de sedimentos finos (silte + argila).

A curva granulométrica possui tendência aos sedimentos mais finos e a curtose platicúrtica indica várias modas o que reflete um mal selecionamento dos sedimentos. De acordo com o diagrama de Shepard (1954) todas amostras podem ser interpretadas como areia siltica (Figura 50).

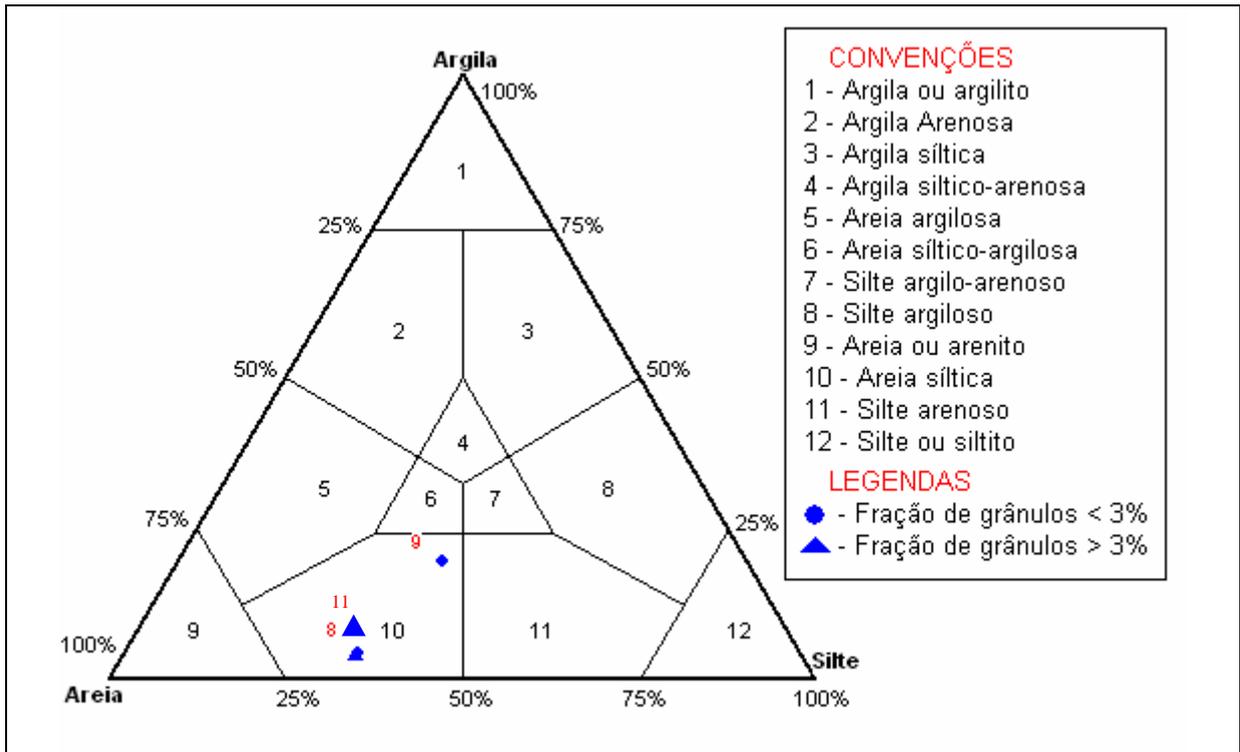


Figura 50 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito aluvial proximal

De uma maneira geral, o depósito aluvial proximal está associado às cabeceiras de drenagem dos atuais cursos d'água, principalmente no setor leste do canal do Palmital, nas vertentes da serra do Cantagalo.

Estes depósitos são formados por uma interdigitação de processos fluviais incipientes nas cabeceiras de drenagem com processos gravitacionais situados no terço inferior das vertentes. Os depósitos são heterogêneos, com baixa seleção, constituído de areia muito fina com presença de grânulos e sedimentos finos. Os depósitos de colúvios podem ser diferenciados dos depósitos aluviais proximais, devido à ausência de processos fluviais.

5.2.2.3.1. Depósito aluvial distal

O depósito aluvial distal representa 43,7 % da área de estudo, com 154,77 km², e caracteriza-se por ser o depósito de maior extensão com ampla ocorrência na planície costeira, interdigitando-se com praticamente todos os depósitos na área de estudo.

As altitudes do depósito variam entre 1,9 m e 40 m, sendo que as cotas mais baixas situam-se nas áreas adjacentes ao canal do Palmital. O depósito possui 96 % de sua área com declividades inferiores a 5°, indicando um baixo gradiente clinográfico (Figura 51).



Figura 51 – Morfologia do depósito aluvial distal, recobrimdo extensas áreas com a predominância de baixas declividades.

Fonte: do autor, 24/02/2007.

O quadro 17 descreve as principais características granulométricas do depósito aluvial distal.

Quadro 17 – Dados granulométricos do depósito aluvial distal

Granulometria	Média	Desvio Padrão	Classificação (Folk & Ward, 1957)
Tamanho médio (<i>phi</i>)	3,3	0,8	Areia muito fina
Seleção (<i>phi</i>)	2,9	0,7	Muito pobremente selecionado
Assimetria	0,4	0,2	Muito positiva
Curtose	1	0,4	Mesocúrtica
Cascalho (%)	2,9	2,4	*
Areia (%)	65	11,1	*
Silte (%)	26,5	9,3	*
Argila (%)	5,7	3,5	*
M.O. (%)	7,4	1,7	*

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito é constituído de areia muito fina, com diâmetro médio de 3,3 ϕ , muito pobremente selecionado, de assimetria muito positiva e valor de curtose mesocúrtico. As classes granulométricas indicam para o depósito valores de 2,9 % de cascalho, 65 % de areia, 32,3 % de finos (silte + argila) e uma média 7,4 % de matéria orgânica.

Nos depósitos aluviais distais, a curva granulométrica possui tendência muito acentuada aos sedimentos finos, com baixo valor de desvio-padrão, o que indica um contínuo retrabalhamento dos sedimentos a jusante dos depósitos proximais. De acordo com o diagrama de Shepard (1954) todas amostras podem ser interpretadas como areia siltica, com exceção dos pontos 43 e 3 (Figura 18), que são interpretados como areia (Figura 52).

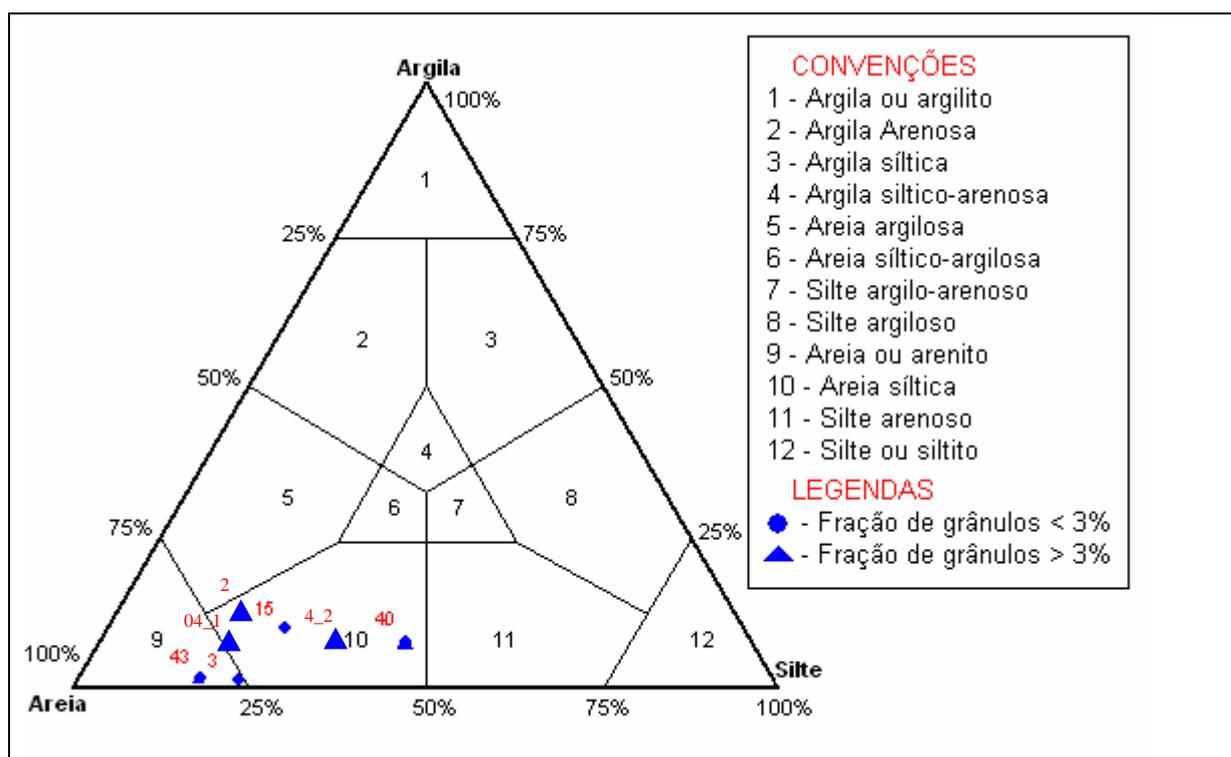


Figura 52 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito aluvial distal.

No ponto de coleta 2 (Figura 18), na margem côncava do curso d'água foram avaliadas as camadas de um perfil com 3,5 m de espessura, com aproximadamente 14,25 m de altitude (Figura 53). A base do perfil é composta por areia fina, de coloração branca, sem estratificação aparente, já a camada superior é constituída de areia fina, de coloração bruno-amarelada, apresentando estratificação cruzada de

baixo ângulo com incipiente laminação plano-paralela sub-horizontal e direção predominante N 30° W e mergulho em direção ao interior do continente entre 4° e 5°.



Figura 53 – Perfil do depósito aluvial distal, ponto 2.

A seta indica o mergulho da camada com estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela.

Fonte: do autor, 11/08/2006.

Por vezes, os depósitos aluviais distais recobrem áreas de turfas (Figuras 54 e 55), como no ponto 1, onde ocorrem camadas de 0,5 m de espessura, de cor preta, com amplo sistema radicular associado e com 56,1 % de matéria orgânica em sua composição. Neste ponto ainda foram efetuadas tentativas de coleta de testemunhos a percussão. No entanto, devido à ocorrência de um substrato constituído de grânulos e seixos de quartzo, a aproximadamente 0,5 m de profundidade da camada de turfa, impossibilitou a coleta do testemunho.

A ocorrência de turfas está localizada no extremo norte da área de estudo sob os depósitos aluviais distais e os depósitos fluviais do rio São João e em ambos os casos situam-se em cotas altimétricas semelhantes, aproximadamente 6 m, com espessura em torno de 1 m.

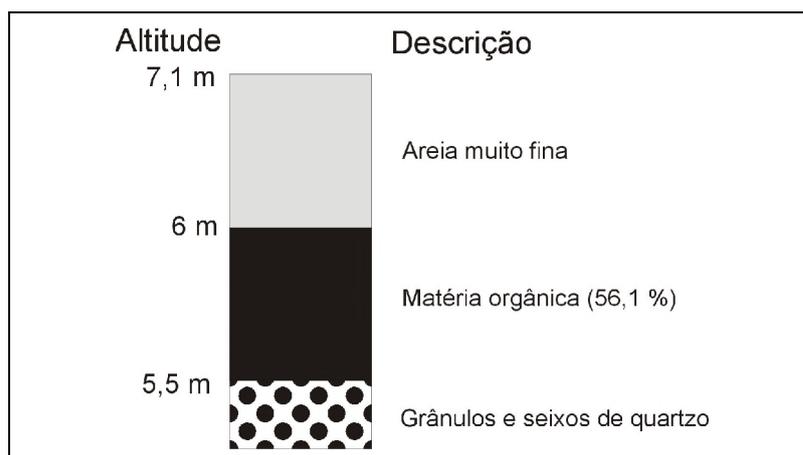


Figura 54 – Descrição do perfil do ponto 1.

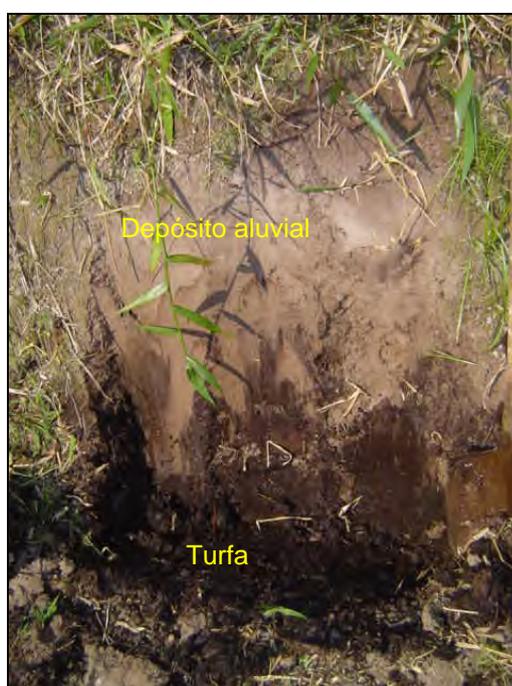


Figura 55 – Turfeira sob depósito aluvial distal, ponto 1.
Fonte: do autor.

Segundo Blisenbach (1954) apud Suguio (1980), os estudos de depósitos aluviais recentes, em climas úmidos, indicam que quando a pluviosidade é superior a 500 mm/ano o processo de formação dos leques aluviais pode ocorrer devido à ação pluvial. Na área de estudo, observa-se uma grande homogeneidade do depósito aluvial distal quanto às formas, sendo que atualmente o principal processo morfogenético é de ação pluvial direta, com a erosão em lençol (*sheet erosion*).

Mendes (1984) ressalta que nas áreas de pluviosidade regular predominam os leques depositados por correntes aquáticas (*water-laid deposits*). Os leques aluviais sob clima úmido também possuem a característica de incisão linear, sendo que as torrentes canalizadas (*streamfloods*) são as responsáveis pela erosão em canal (BIGARELLA *et al.*, 1965).

Angulo (2004) e Bigarella *et al.* (1961) ressaltam que atualmente os canais fluviais estão encaixados e retrabalham os depósitos de leque depositados em clima árido (pedimentos). Esta dinâmica evidencia o predomínio da erosão vertical do canal fluvial, sugerindo que a dinâmica estabelecida é diferente daquela que originou os depósitos de pedimentos. Este fato revela que os processos de formação e de deposição dos depósitos de pedimento diferem dos processos de leques aluviais proximais e distais. Portanto, os depósitos devem ser tratados e mapeados de maneira distinta, apesar da relativa similaridade quanto às formas relacionadas entre os depósitos.

5.2.2.4. Depósito fluvial

Os depósitos fluviais compreendem uma área de 48,01 km² e representam 13,5 % da área de estudo. Os depósitos reconhecidos na presente pesquisa estão associados principalmente a quatro bacias hidrográficas, de norte para sul: bacia hidrográfica do rio São João, do rio Três Barras, do rio Pirabeiraba e do rio Cubatão.

Na presente pesquisa, a delimitação dos depósitos fluviais foi realizada através do reconhecimento em campo e por meio de fotointerpretação de feições associadas à gênese fluvial, como níveis de terraços, canais e meandros abandonados.

Notadamente, os depósitos fluviais mais expressivos com ampla planície de inundação na zona costeira, presença de canais e meandros abandonados, assim como inúmeros terraços estão relacionados aos rios com as vazões mais elevadas da área de estudo. Oliveira (2007) averiguou que nas bacias hidrográficas do oeste do canal do Palmital os rios que possuem as vazões médias mais elevadas são os rios Cubatão com 12,14 m³/s, rio Três Barras 3,53 m³/s e rio Pirabeiraba 1,96 m³/s.

Segundo Oliveira (2007) as vazões dos três maiores rios da área da pesquisa evoluem de forma sincronizada e refletem em geral proporcionalidade entre o tamanho das bacias, sendo os valores referentes ao rio Cubatão substancialmente maiores.

Quanto à morfologia dos canais, os depósitos fluviais podem, grosso modo, ser divididos em três grandes sistemas deposicionais, em função principalmente do tipo de canal (LEOPOLD *et al.*, 1964; MEDEIROS, 1971; MENDES, 1984; SUGUIO & BIGARELLA, 1990): canal meandrante, canal anastomosado e retilíneo. Deve-se ressaltar que normalmente ocorre a mudança de um padrão de canal para outro, ao longo do curso de um mesmo rio, ou mesmo, o padrão do rio pode alterar em determinadas épocas do ano, devido a mudanças climáticas (LEOPOLD *et al.*, 1964).

- O canal meandrante (*meandering*): compreende canais simples (apenas um canal), com alta sinuosidade, gradientes relativamente baixos, carga de sedimentos em suspensão e vazão regulares e normalmente desenvolvem-se em planícies de agradação. A principal característica deste tipo de canal é a sua constante movimentação lateral devido a ação combinada de erosão progressiva das margens côncavas e deposição nos leitos convexos, não alcançando, porém, o valor dos canais anastomosados. Devido à predominância do tipo de material transportado pelo canal, o mesmo pode ser dividido em:

- *pelítico*: o termo pelítico deriva da predominância das fácies de transbordamento sobre as fácies de canal. As principais fácies constituintes deste sistema são: barras de meandro, diques naturais, depósitos de rompimento de diques e depósitos de planície de inundação. Em geral, na área de estudo os rios com vazão mais elevada e maior área das bacias hidrográficas, possuem canais meandrantés com maior sinuosidade, planície de inundação mais desenvolvida com a presença de inúmeros canais e meandros abandonados e uma predominância no transporte e deposição de material pelítico (Figura 56). Nesta situação, enquadram-se o baixo curso do rio Três Barras, e os canais naturais dos rios Pirabeiraba e Cubatão.



Figura 56 – Aerofoto do baixo curso do rio Cubatão, com destaque para o canal meandrante e para os inúmeros canais e meandros abandonados.

o *psamítico*: estes rios apresentam maior declive, descarga menos uniforme e predominância de carga de fundo. As principais fácies que constituem este sistema são: barras de meandro e barras de corredeira, os diques naturais são pobremente desenvolvidos e as demais fácies de transbordamento não se preservam. Uma das poucas fácies argilosas, mesmo que incipiente, é a de preenchimento de canais abandonados ou meandros abandonados. As bacias hidrográficas dos rios com menor área e vazão também possuem a característica meandrante na planície costeira, no entanto, com baixo índice de sinuosidade do canal e uma predominância no transporte de materiais psamíticos. Na planície de inundação destas bacias hidrográficas não ocorrem vestígios de canais e meandros abandonados, assim como a formação de terraços. Neste quadro incluem-se todos os rios da vertente leste do canal do Palmital e os seguintes rios da vertente oeste: rio Canela, rio Bonito, rio Cupim, rio Sete Voltas e rio da Onça.

- Quanto aos canais anastomosados a sua ocorrência está associada a trechos curtos do rio com ramificações do canal devido à presença de ilhas e barras arenosas (Figura 57). Este tipo de canal está associado aos rios com elevada carga sedimentar principalmente de fundo. No entanto, essas características ocorrem somente em determinados trechos dos rios, como em vales desenvolvidos próximos

a vertente da serra do Mar ou em épocas de pouca pluviosidade e baixa vazão, que deixam expostas as barras com a conseqüente formação de ilhas.

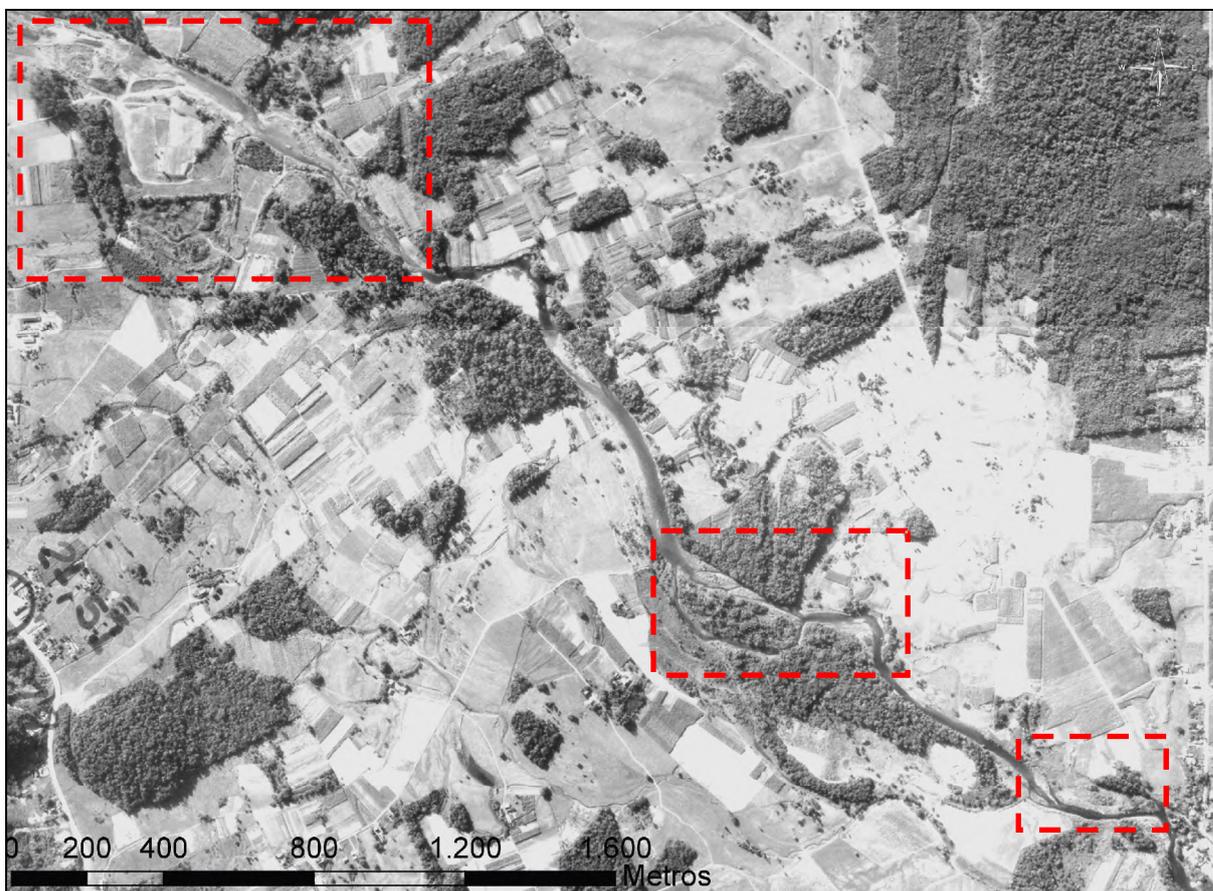


Figura 57 – Aerofoto do baixo curso do rio Cubatão, com destaque para trechos anastomosados do canal, com a formação de ilhas e barras.

- O canal retilíneo (*straight*): possuem ocorrência mais restrita do que os demais e normalmente é visualizado em rios controlados por lineamentos estruturais e em planícies de cordões regressivos (*beach ridges*) controladas pelas sucessões de cristas e cavas. Na área de estudo, os canais retilíneos estão associados à primeira situação, nas escarpas da serra do Mar, com intenso controle estrutural e marcado pela grande declividade da escarpas. Na planície costeira também ocorre a retilinização dos canais naturais devido à ação antrópica, com a construção de canais de derivação e retificações de leitos naturais. Os rios afetados pela retificação dos canais são: rio do Braço, rio Cubatão, rio Canela e rio Pirabeiraba.

Com o objetivo de identificar as litofácies dos depósitos fluviais na planície costeira, os principais cursos d'água foram analisados através da proposta da arquitetura deposicional de Miall (1985, 1992, 1996). O quadro 18 indica as principais litofácies relacionadas aos depósitos fluviais na área de estudo.

Quadro 18 – Litofácies identificadas nos depósitos fluviais.

Código	Litofácies
Gh	cascalho suportado pelos clastos com estratificação horizontal incipiente e por vezes nítida, e ocasional imbricação dos seixos.
Gmg	cascalho suportado pela matriz com gradação inversa a normal.
Sm	areia fina e silte com laminação incipiente ou maciça.
Fl	areia, silte e argila com laminação fina e pequenas ondulações.
C	material orgânico com ocorrência de troncos, folhas, sistema radicular entre lentes de silte e argila.

Fonte: adaptado de Miall (1985, 1992, 1996).

Fácies Gh: barras longitudinais, depósitos residuais de canal.

Descrição: os depósitos da fácies Gh apresentam matriz arenosa grossa, quartzosa. O arcabouço é constituído de grânulos e seixos subarredondados a arredondados de litologia diversa. Ocorre gradação normal e inversa no interior das camadas, lentes arenosas intercaladas e presença de raros blocos esparsos de quartzo. São dispostos em camadas extensas tabulares e lenticulares, com espessura variando de 20 cm a 100 cm, com bases acanaladas e imbricação dos seixos. A coloração é variada, ocorrendo amarelo acastanhado, castanho amarelado e tons de cinza. A fácies Gh ocorre freqüentemente na base de camadas arenosas e por vezes intercalada com outras camadas e pode apresentar ainda seixos oxidados.

Interpretação: estes depósitos são relacionados à migração de lençóis de cascalho em episódios de descarga intensa e rápida de água e de sedimentos. Segundo Miall (1996), esses depósitos são formados pela migração de barras longitudinais ou como depósitos residuais (*lag deposits*) e pode ser interpretado como uma superposição de lençóis de cascalho gerando formas que se movimentam no pico do fluxo hidrodinâmico.

Fácies Gmg: fluxo de detritos pseudo-plásticos (baixa potência, viscosos)

Descrição: as camadas ocorrem em forma de lentes e bolsões irregulares, com espessura variando entre 10 cm e 50 cm. A composição é heterogênea, com a predominância de seixos subangulosos de tamanhos variados suportados por matriz arenosa e secundariamente areno-argilosa, com raro imbricamento dos seixos. A camada possui base acanalada, com contatos erosivos no topo e base e ocorre intercalada com as fácies Fl e Gh.

Interpretação: provavelmente a deposição dos clastos ocorreu juntamente com a matriz arenosa, evidenciando um comportamento pseudo-plástico, viscoso, segundo Miall (1996).

Fácies Sm: depósitos de sedimentação por fluxos gravitacionais.

Descrição: depósitos constituídos de areia fina e silte, pobremente selecionados, com laminação plano-paralela incipiente e por vezes maciça. As camadas possuem espessuras decimétricas, tabulares, com base plana e contato abrupto e no topo contato gradual, podendo compor conjuntos de camadas com até 1,50 m de espessura. Normalmente apresentam coloração cinza claro e castanho claro.

Interpretação: a deposição em massa pode ser interpretada como rápida desaceleração de correntes trativas não confinadas. Miall (1996) reconhece a fácies Sm como resultado de fluxos gravitacionais. As laminações plano-paralelas incipientes indicam regime de fluxo superior, em processos trativos e de decantação, com muita carga suspensa por turbulência (MIALL, 1985).

Fácies Fl: depósitos de planícies de inundação, canais abandonados ou decantação de inundações.

Descrição: A camada possui espessura variável entre 5 cm e 30 cm e as estruturas sedimentares mais abundantes são os acanalamentos de pequena escala, micro-ondulações e laminação de lentes de argila e areia de cores amareladas e alaranjadas. Estruturas deformacionais são freqüentes nestas camadas, principalmente as estratificações convolutas.

Interpretação: A boa porosidade e permeabilidade dos sedimentos favorece a oxidação dos sedimentos, o que resulta as cores amareladas e alaranjadas. Os

estratos contorcidos e as estratificações convolutas evidenciam estruturas de carga e fluidização e indicam uma transição entre os depósitos do regime de fluxo inferior para o superior.

Fácies C: depósitos paludiais ou de pântanos.

Descrição: depósito constituído predominantemente por matéria orgânica, como folhas, troncos e sistema radicular, com até 66,5 % de matéria orgânica em sua composição. Ocorre ainda bioturbação com a presença de macroporos oxidados, alguns ainda com a presença de restos vegetais. A camada possui espessura variando de 0,8 m a 1 m, com extensão lateral superior a 200 m, sendo que a base é plana com contato abrupto e no topo da camada ocorre laminação plano paralela centimétrica de areia e argila com contato gradual.

Interpretação: esta fácies está associada a ambientes de pântano, planície de inundação, ou a meandros abandonados.

Arquitetura deposicional:

Com base na proposta de Miall (1985) descrita no quadro 7, foi possível identificar a ocorrência de duas associações de fácies relacionadas aos depósitos fluviais na área de estudo:

A primeira associação (Quadro 7), *barras e formas de leito de cascalho (GB)*, representadas pelas litofácies Gh e Gmg, de uma maneira geral ocorre como corpos sedimentares com geometria lenticular, topo plano a irregular e base irregular, apresentando espessuras que variam de 10 a 80 cm, e extensão maior que 20 m, constituídos por cascalhos maciços e estratificados, com intercalações de areia e mais raramente de material fino.

A segunda associação (Quadro 7), *depósitos finos de planície de inundação (FF)*, composta pelas litofácies C, Fl, Sm, possui geometria lenticular e tabular, base plana e topo plano ou irregular, espessuras com grande variação de 10 cm a 1,5 m, grande extensão lateral com mais de 50 m, constituídos de areia fina, silte e argila e grande concentração de matéria orgânica.

Na área de estudo a sucessão vertical das litofácies é comumente repetitiva, ou cíclica, e indica uma progressiva mudança nas condições deposicionais. No perfil do rio São João (Figura 58) é possível visualizar na base as litofácies constituintes das *barras e formas de leito de cascalho* (GB), superpostas pelos *depósitos finos de planície de inundação* (FF), indicando um decréscimo abrupto de energia no ambiente fluvial.

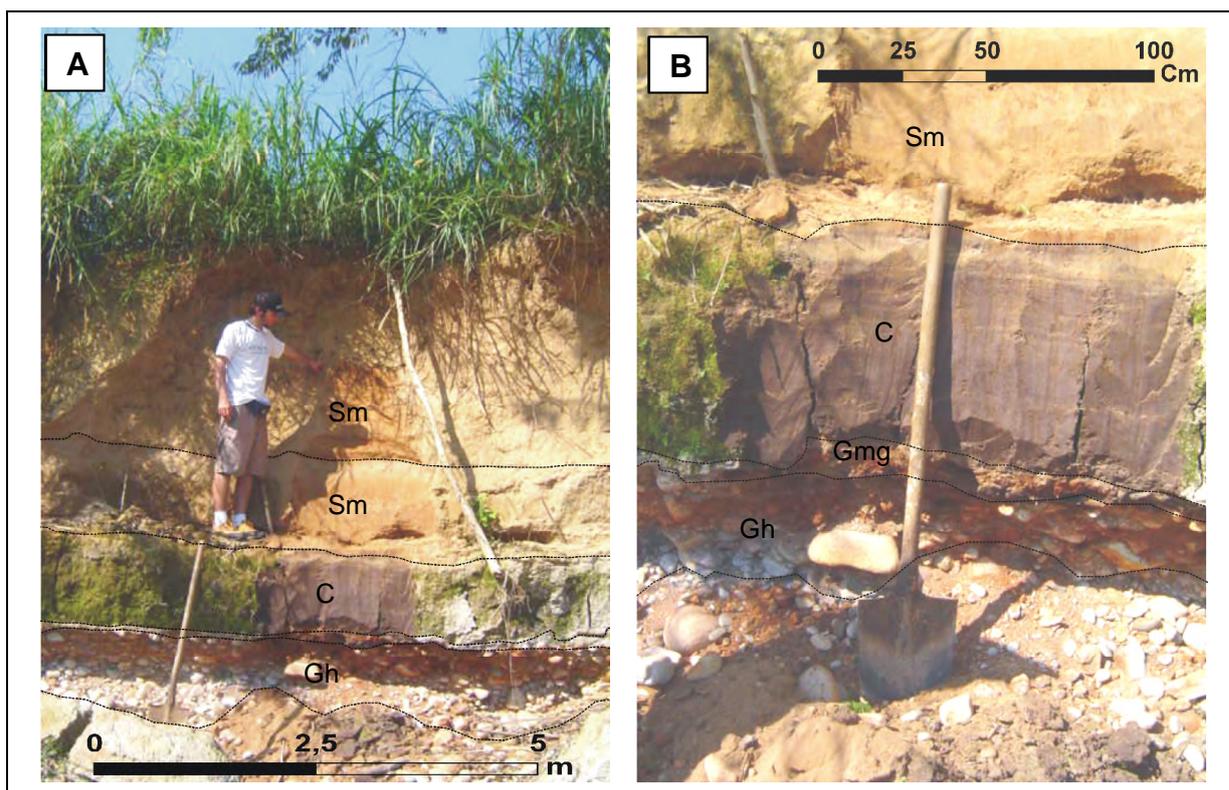


Figura 58 – Litofácies fluviais do rio São João.

A) Visão geral do perfil e disposição das camadas; B) Detalhe das camadas da base do perfil.

Fonte: do autor, 08/08/2006.

No rio Pirabeiraba (Figuras 59 e 60), também é possível visualizar a ocorrência das litofácies associadas às *barras e formas de leito de cascalho* (GB), superpostas pelos *depósitos finos de planície de inundação* (FF). Entretanto, com ocorrência de maior intercalação das litofácies.

Na base ocorre a intercalação da fácies Gh com a fácies Gmg e no topo do perfil as fácies Gmg com FI ocorrem sucessivamente, indicando alterações no regime de fluxo do canal com predominância de fluxos pseudo-plásticos.

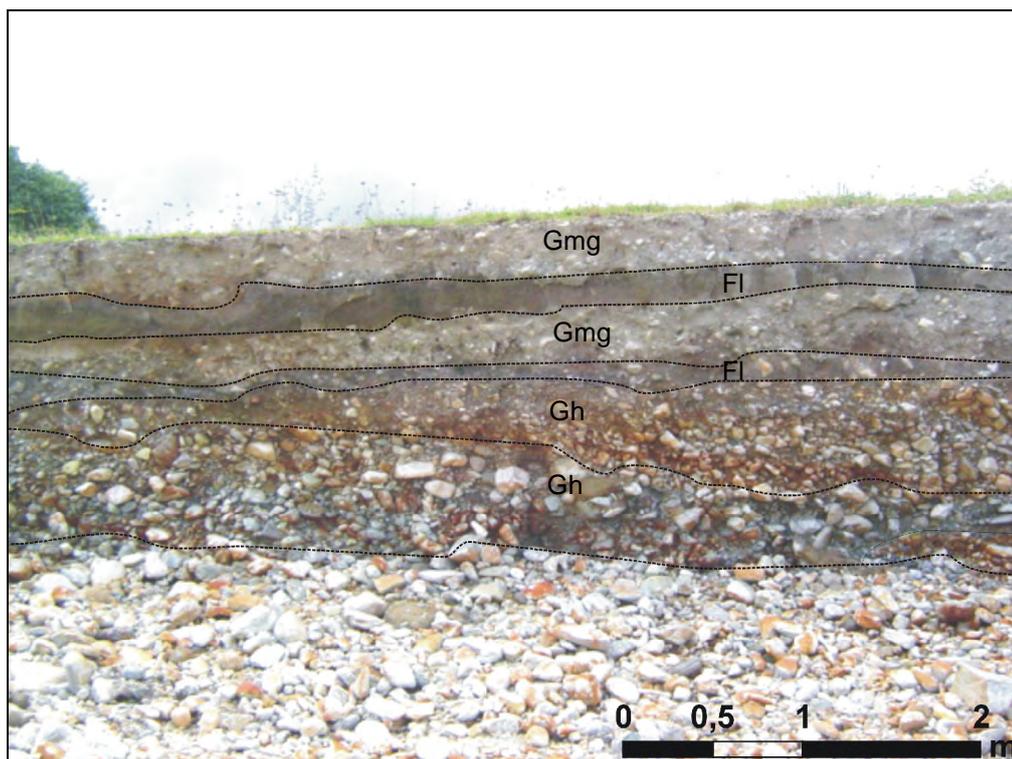


Figura 59 – Litofácies fluviais do rio Pirabeiraba.
Fonte: do autor, 28/04/2006.

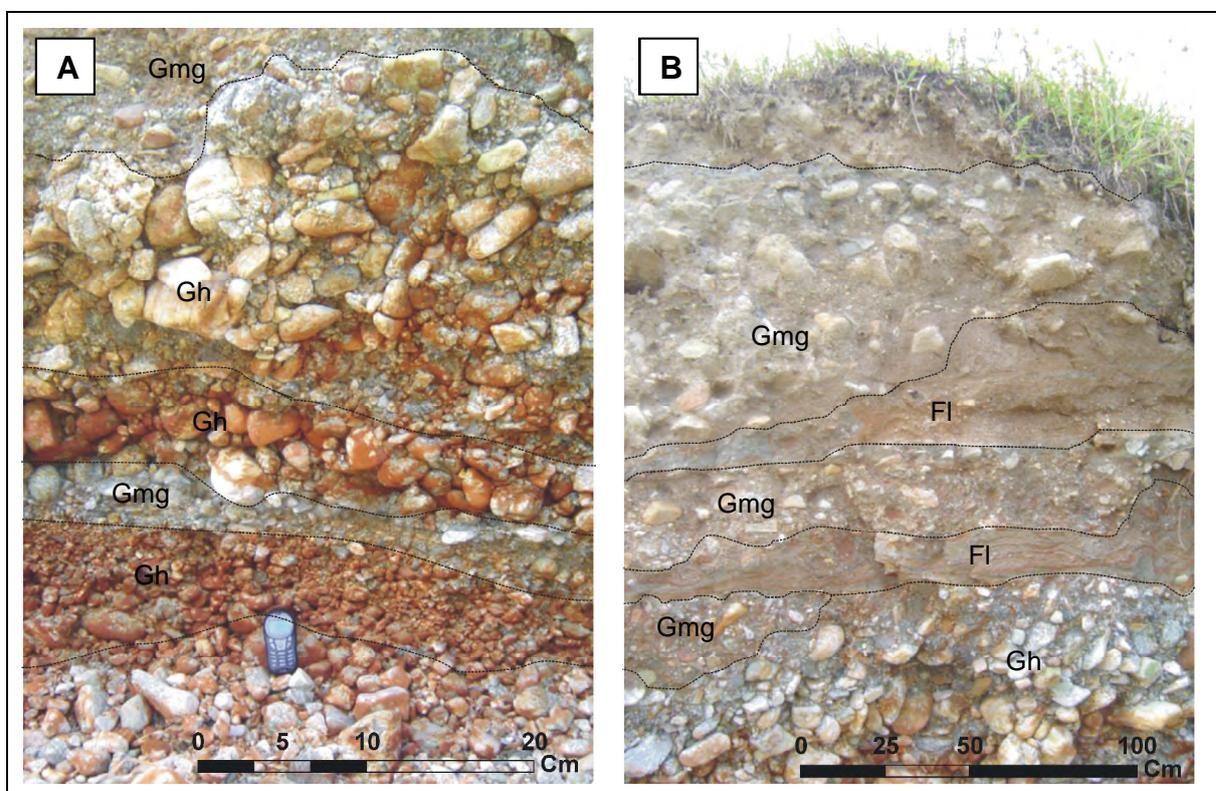


Figura 60 – Detalhe das litofácies do rio Pirabeiraba.

A) Detalhe das camadas de base do perfil, com predominância de fácies associadas a seixos suportados por clastos (Gh) e por matriz (Gmg); B) Detalhe das camadas de topo do perfil, com intercalação de seixos suportados por matriz (Gmg) e depósitos finos (FI);

Bigarella (1975) analisou os depósitos fluviais do rio Pirabeiraba, na proximidade da localidade do Rio Bonito e identificou duas seqüências distintas de deposição. A base da camada era constituída de cascalho e grânulos variados depositados no Pleistoceno superior e acima uma camada de composição síltico-argilosa, depositada em um sistema meandrante no Holoceno. No contato entre as duas camadas foram datados fragmentos de madeira com idade de 10.200 ± 100 anos AP, o que indica uma fase de transição climática.

5.2.3. Sistema deposicional litorâneo estuarino

Os depósitos do sistema deposicional litorâneo estuarino representam 70,13 km² ou 19,8 % da área de estudo. Este sistema deposicional está associado principalmente à influência estuarina nos processos de transporte e deposição dos sedimentos (Quadro 19).

Quadro 19 – Área dos depósitos do sistema deposicional litorâneo estuarino

Unidade litoestratigráfica	%	Área (km ²)
Depósito paludial	11,3	39,98
Depósito flúvio-estuarino	6,0	21,32
Depósito paleoestuarino	2,5	8,83
Total	19,8	70,13

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito paludial representado pelos manguezais atuais recobre 11,3 % da área de estudo e destaca-se por ser o ambiente de maior área no sistema deposicional litorâneo. Os depósitos flúvio-estuarino e paleoestuarino possuem área de ocorrência reduzida, no entanto com grande importância para a história geológica evolutiva da área de estudo.

5.2.3.1. Depósito paludial

O depósito paludial de acordo com Suguio (1998) refere-se a ambientes de sedimentação próprio de zonas pantanosas periodicamente inundadas por águas salobras. Este ambiente possui ainda, a propriedade de produção de gás sulfídrico (H₂S) e metano (CH₄), resultando no odor característico destas áreas.

O depósito paludial pode ainda ser enquadrado segundo Reineck & Singh (1973) como planícies de maré (*tidal flats*), desenvolvidas ao longo de costas de baixo declive, com marcado ciclo de marés, ausência de ação de ondas e suprimento de sedimentos.

Em diversos estudos costeiros os depósitos paludiais são designados como manguezais, no entanto, neste ambiente deposicional ocorrem diversos ecossistemas, sendo o manguezal apenas um deles (ANGULO, 1990). No presente trabalho, por manguezal entende-se a associação vegetacional que ocorre no ambiente deposicional denominado paludial (Figura 61).

Deste modo, o depósito paludial compreende 39,98 km² correspondendo a 11,3 % da área total de estudo, com ocorrência principalmente no canal do Palmital.



Figura 61 – Imagem de satélite ilustrando a configuração das associações arbórea e herbácea.

Arbórea: Mg – manguezal; Herbácea: C – Cladium; M – marisma.

Na área de estudo os depósitos paludiais foram subdivididos em 2 sub-unidades com base principalmente nos aspectos fito-geomorfológicos: associações arbóreas e associações herbáceas (Figura 61).

- Associações arbóreas: recobrem praticamente toda a área de planície de maré sendo a unidade de maior ocorrência. Esta unidade caracteriza-se pela baixa diversidade de espécies e são representadas basicamente pela *Avicennia schaueriana*, *Laguncularia racemosa* e *Rhizophora mangle*. A unidade constitui um único estrato cuja altura varia entre 3 m e 10 m, compondo um tipo de vegetação fisionomicamente uniforme ao longo da área de estudo (Figura 62).



Figura 62 – Associação arbórea.

Fonte: do autor, 28/09/2006.

- Associações herbáceas: Fisionomicamente são muito diferentes em relação aos manguezais, sendo, contudo, encontradas freqüentemente associadas a este ecossistema. Estes agrupamentos herbáceos ocorrem junto aos manguezais, na forma de grupos isolados em faixas à frente dos manguezais, entremeados às espécies arbóreas, assim como interiorizados em relação aos canais, entre os manguezais e os terrenos mais elevados. No entanto, as áreas mais extensas desta associação ocorrem no extremo norte do canal do Palmital, em locais onde existe

importante aporte fluvial, que impede ou dificulta a intrusão salina, onde os manguezais são substituídos pelas associações herbáceas.

Nas áreas mais interiores, na parte superior da região entremarés, é freqüente a ocorrência de uma zona de vegetação dominada pelo gênero *Cladium*, denominada "zona de *Cladium*" (ANGULO, 1990) ou ainda *sawgrass*. Esta zona tem freqüência de inundação menor do que as áreas de manguezal, sendo inundada apenas pelas marés altas de sizígia.

Já nas áreas mais expostas ocorre principalmente a *Spartina brasiliensis*, conhecida na literatura como marismas, ou ainda *cordgrass*. Esta espécie ocorre principalmente na forma de cordões ou faixas à frente dos manguezais, em zonas de agradação, ou ainda de forma pioneira recobrendo bancos arenosos expostos (Figura 63).



Figura 63 – Associação herbácea com ocorrência em faixas à frente dos manguezais (marismas).

Fonte: do autor, 28/09/2006.

Nas áreas mais interiores do complexo estuarino da baía da Babitonga, associados aos depósitos paludiais ocorrem áreas de bancos arenosos e areno-argilosos com profundidades inferiores a 2 m. Os bancos normalmente são alongados no sentido da corrente de maré vazante e podem ficar emersos durante

as marés mais baixas. A formação dos bancos está associada às zonas de sombra das correntes de maré vazante, pois a mesma possui velocidade mais intensa do que as marés de enchente (COPPETEC, 1997; SCHETTINI & CARVALHO, 1999), o que normalmente ocasiona o prolongamento e desenvolvimento de ilhas a partir de alguma barreira, assim como o desenvolvimento de esporões areno-argilosos formados pelas correntes de maré (Figura 64).

Na área de estudo, os bancos arenosos e areno-argilosos podem formar feições deposicionais identificadas como deltas de maré vazante (*ebb-tidal delta*) (ANGULO, 2004). Estas feições associadas à maré vazante (Figura 65) podem ocorrer nas desembocaduras de baías e principalmente na foz dos principais rios que deságuam no canal do Palmital devido à elevada vazão e taxas transporte de sedimentos.



Figura 64 – Foto aérea oblíqua ilustrando a formação de bancos arenosos com o prolongamento das ilhas no interior do canal.
Fonte: Fabiano Antonio de Oliveira, 27/06/2006.

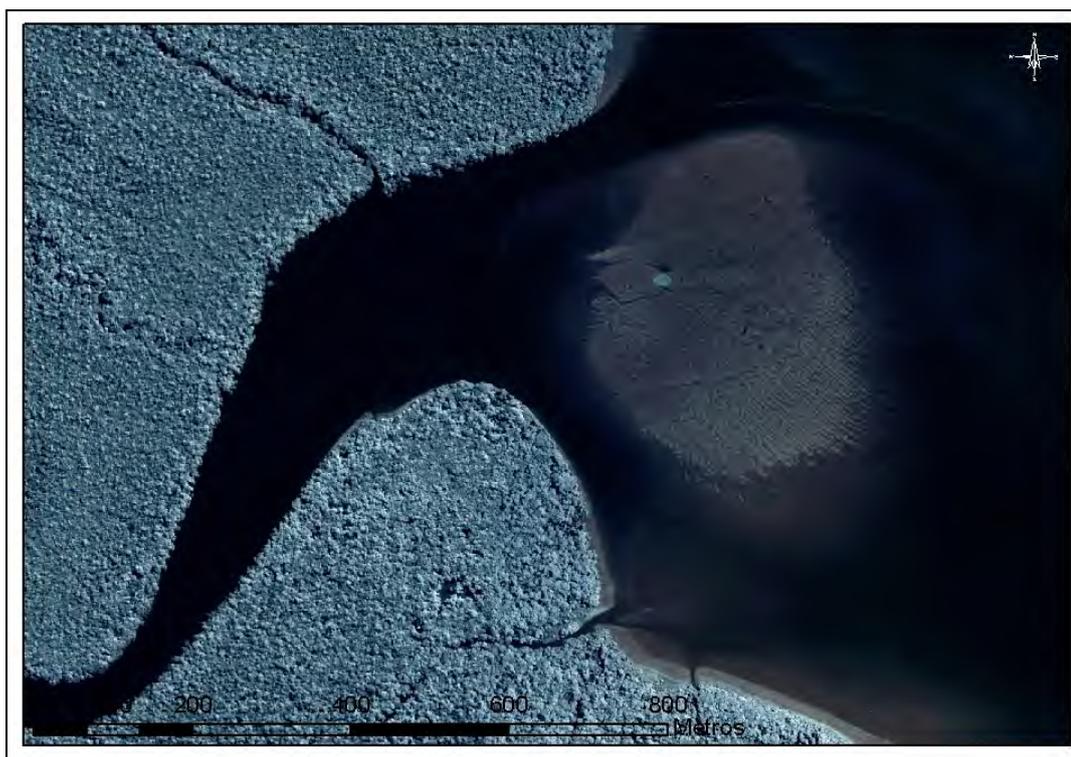


Figura 65 – Imagem de satélite ilustrando a formação de deltas de maré vazante ao norte da ilha do Gado.

A composição granulométrica dos sedimentos do depósito paludial está relacionada no quadro 20.

Quadro 20 – Dados granulométricos do depósito paludial

Granulometria	Média	Desvio Padrão	Classificação (Folk & Ward, 1957)
Tamanho médio (<i>phi</i>)	4,5	1,4	Silte grosso
Seleção (<i>phi</i>)	2,0	0,7	Muito pobremente selecionado
Assimetria	0,2	0,3	Positiva
Curtose	1,0	0,0	Mesocúrtica
Cascalho (%)	0,4	1,1	*
Areia (%)	48,7	34,2	*
Silte (%)	42,5	30,1	*
Argila (%)	8,2	6,9	*
M.O. (%)	18,6	8,3	*

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito paludial de uma maneira geral, pode ser classificado como silte grosso com valor médio de 4,5 *phi*, muito pobremente selecionado, com assimetria positiva e curva granulométrica mesocúrtica. As classes granulométricas indicam 0,4 % de cascalho, 48,7 % de areia e 50,7 % de sedimentos finos (silte + argila).

A curva granulométrica possui tendência aos sedimentos mais finos e a curtose mesocúrtica indica uma curva normalizada para os sedimentos. De acordo com o diagrama de Shepard (1954) as amostras variam desde areia até silte (Figura 66).

A análise da hidrodinâmica estabelecida no depósito paludial é avaliada em função da composição granulométrica dos sedimentos através do diagrama de Pejrup (1988).

De uma maneira geral, os sedimentos foram depositados em regime de hidrodinâmica muito alta, com baixas concentrações de argila (< 25 %) e variação nas porcentagens de areia e silte das amostras (Figura 67).

Os pontos com ocorrência de maior quantidade de areia nos sedimentos localizam-se na foz dos rios com vazão elevada e altas taxas de transporte de sedimentos como os rios Cubatão, Pirabeiraba e Três Barras.

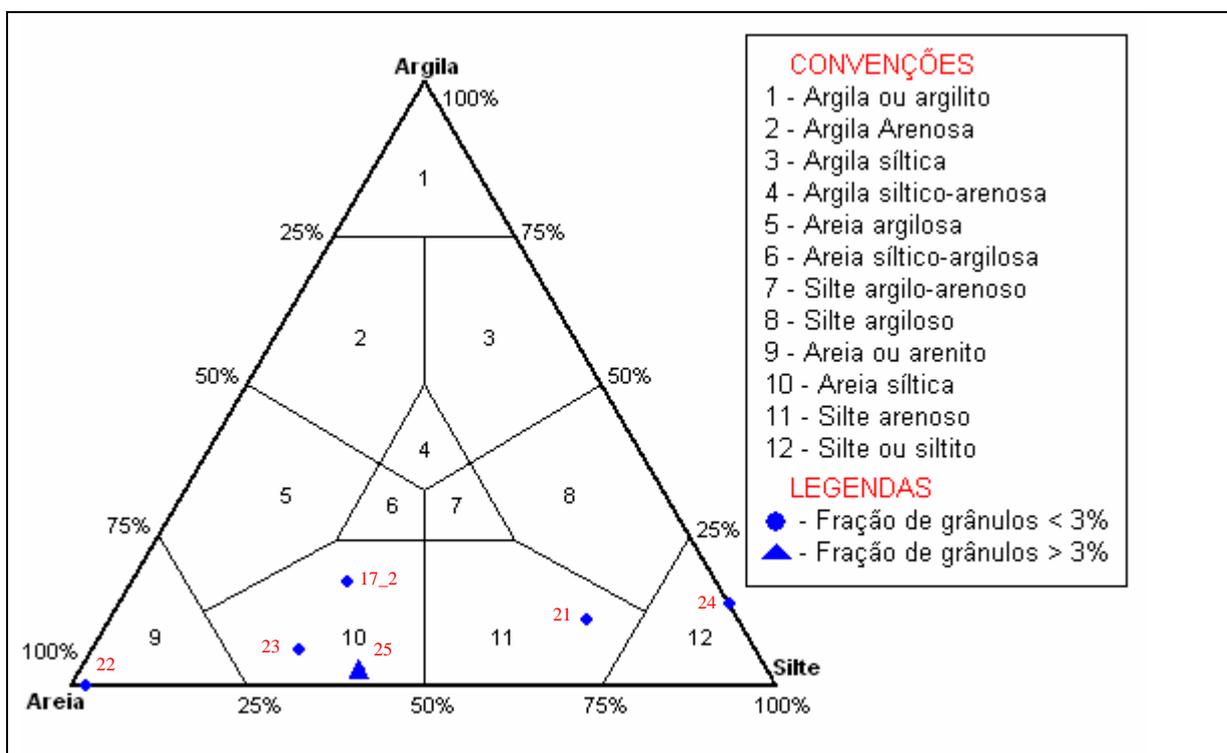


Figura 66 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito paludial.

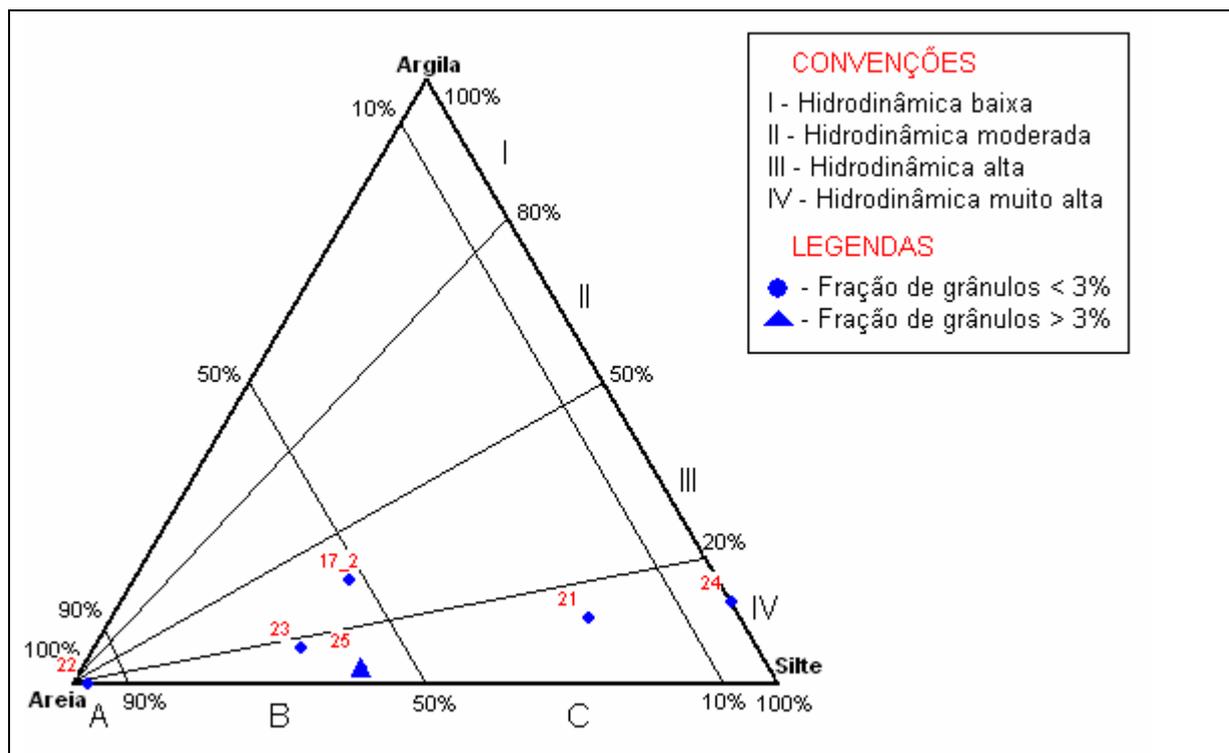


Figura 67 – Hidrocinâmica do depósito paludial, diagrama de Pejrup (1988).

4.2.3.2. Depósito paleoestuarino

Para Martin *et al.* (1988) os depósitos holocênicos areno-argilosos de entorno de baías e lagunas com freqüentes conchas de moluscos e com formação durante níveis marinhos altos, correspondem a sedimentos de paleolagunas e paleobaías formados quando a extensão das lagunas e baías era maior que a atual.

Angulo (1992) descreve que os sedimentos paleoestuarinos podem ser interpretados como depositados em ambiente estuarino ou lagunar. Os sedimentos com estratificação ondulada e bioturbações sugerem ambientes de planície de maré e sedimentos argilo-arenosos com abundantes conchas correspondem à parte inferior da planície de maré ou fundos rasos (ANGULO, 1992). Mendes (1984) ressalta que os depósitos lagunares ou estuarinos formados em nível marinho mais alto que o atual tornam-se de difícil distinção.

Na presente pesquisa os depósitos paleoestuarinos compreendem uma área de 8,83 km² ou 2,5 % da área de estudo. Os depósitos se apresentam na forma de terraços suavemente inclinados em direção ao canal do Palmital, com altitudes

inferiores a 2,7 m sendo que a cobertura vegetal arbórea associada aos depósitos paleoestuarinos refere-se aos ecossistemas de restinga.

De uma maneira geral, os depósitos paleoestuarinos localizam-se em áreas de pouca influência fluvial, principalmente a leste do canal do Palmital, e a oeste em zonas entre a foz dos rios com vazões elevadas: rio Cubatão, rio Pirabeiraba e rio Três Barras. O depósito paleoestuarino interdigita-se com os depósitos aluviais distais, fluviais e flúvio-estuarinos nas áreas mais interiores, e com os depósitos paludiais à frente, nas atuais áreas estuarinas sob influência de maré.

Por vezes, verificam-se sucessivos níveis de terraços principalmente na margem leste do canal do Palmital que permanecem preservados devido à menor influência fluvial. Normalmente, os níveis de terraços marcam o contato do depósito paleoestuarino com os depósitos de origem continental, análogo à gênese dos atuais terraços construídos pela influência de maré que marca o contato dos depósitos paludiais com os depósitos de origem continental.

Deste modo, os terraços podem ser interpretados como indicadores morfológicos de níveis de flutuação do nível médio do mar acima do atual durante o Holoceno, com altitudes variando entre 2 m e 3 m.

A composição granulométrica do depósito paleoestuarino está descrita no quadro abaixo.

Quadro 21 – Dados granulométricos do depósito paleoestuarino

Granulometria	Média	Desvio Padrão	Classificação (Folk & Ward, 1957)
Tamanho médio (<i>phi</i>)	2,8	1,8	Areia fina
Seleção (<i>phi</i>)	2,5	1,0	Muito pobremente selecionado
Assimetria	0,2	0,1	Positiva
Curtose	0,9	0,1	Mesocúrtica
Cascalho (%)	3,9	2,2	*
Areia (%)	73,3	24,5	*
Silte (%)	16,7	6,0	*
Argila (%)	6,0	9,1	*
M.O. (%)	14,8	5,4	*

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito paleoestuarino de uma maneira geral, pode ser classificado como areia fina com valor médio de 2,8 *phi*, muito pobremente selecionado, com assimetria positiva, curva granulométrica mesocúrtica e média de 14,8 % de matéria

orgânica, podendo alcançar até 20,4 %. As classes granulométricas indicam 3,9 % de cascalho, 73,3 % de areia e 22,7 % de sedimentos finos (silte + argila).

Mais ao sul da área de estudo, nas margens do rio Iriú-guaçú, no bairro Aventureiro (Ponto 46; Figura 18), foi possível identificar um grande banco conchífero com extensão visível de aproximadamente 30 m, composto de sedimento essencialmente areno-argiloso, cinza-escuro (Figura 68). O banco conchífero é constituído predominantemente por bivalves, sendo que a espécie dominante foi a *Anomalocardia brasiliana*. As conchas, no geral, apresentavam apenas uma das valvas e bastante fragmentadas, sendo que os fragmentos apresentavam-se arredondados, evidenciando sinal de transporte.

O topo do banco conchífero encontra-se a aproximadamente 0,8 m acima do nível de maré no momento da coleta. De acordo com a tábua de maré do DHN (2007), para o porto de São Francisco do Sul, o nível de maré no momento de coleta no dia 31/10/2007 era de 1,4 m. Desta maneira, estima-se que o topo do banco conchífero encontra-se a 2,2 m de altura do nível de redução do DHN.



Figura 68 – Banco conchífero natural nas margens do rio Iriú-guaçú, ponto 46.
Fonte: do autor, 31/10/2007.

As características granulométricas do sedimento e principalmente o estado das valvas indicam que provavelmente o banco conchífero foi formado em um banco arenoso ou fundo raso (ANGULO, 1992), devido ao intenso sinal de transporte das valvas e da grande extensão do banco conchífero, típico do depósito estuarino.

No extremo norte da área de estudo, nas margens do canal do Palmital ocorrem depósitos paleoestuarinos expostos e erodidos pela ação das correntes de maré (Ponto 16; Figura 69; Figura 18). O depósito pode ser interpretado como formado em ambiente de planície de maré (Angulo, 1992), pois apresenta grande quantidade de detritos vegetais, estratificação ondulada (*wavy bedding*) e lenticular (*lenticular bedding*) e presença de estruturas de bioturbação.



Figura 69 – Sedimento paleoestuarino com detritos vegetais e bioturbações na margem do canal do Palmital, ponto 16.

Fonte: do autor, 28/09/2006.

De acordo com o diagrama de Shepard (1954) as amostras do depósito paleoestuarino variam desde areia até areia siltica (Figura 70).

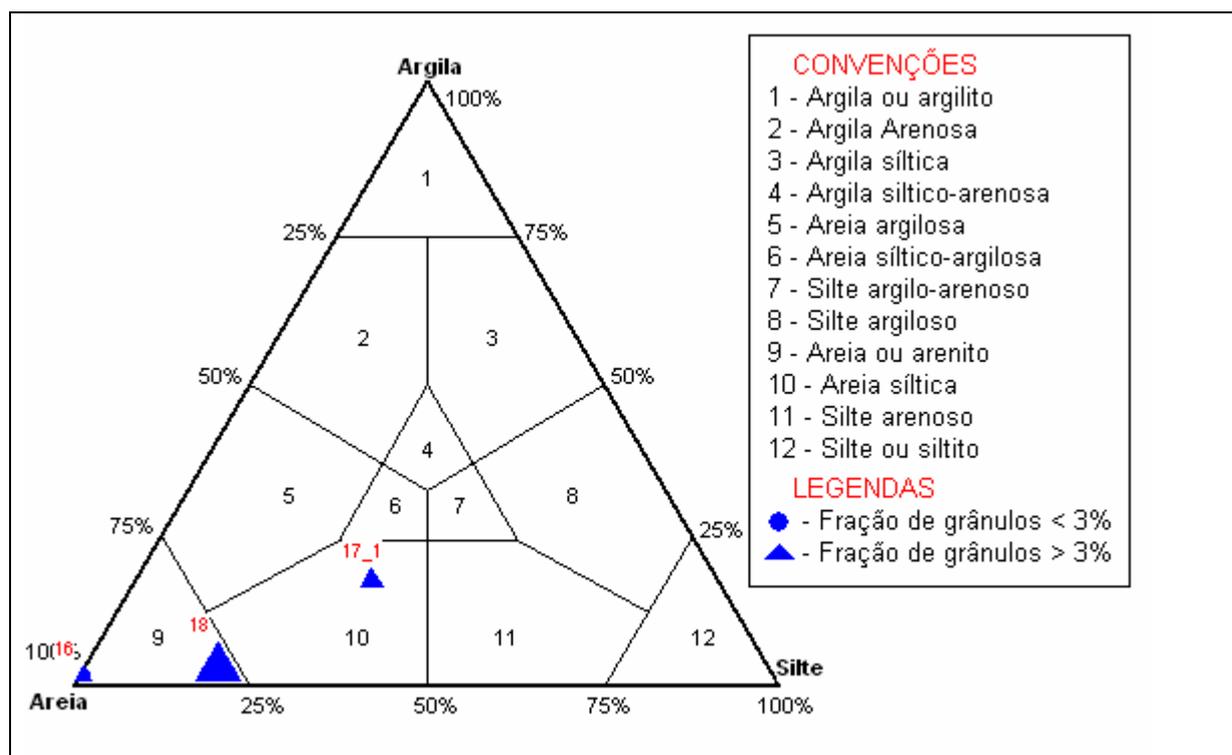


Figura 70 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito paleoestuarino.

De uma maneira geral, os sedimentos foram depositados em regime de hidrodinâmica muito alta, com baixas concentrações de argila (< 25 %) e ocorrência de mais de 50 % de areia na composição dos sedimentos (Figura 71).

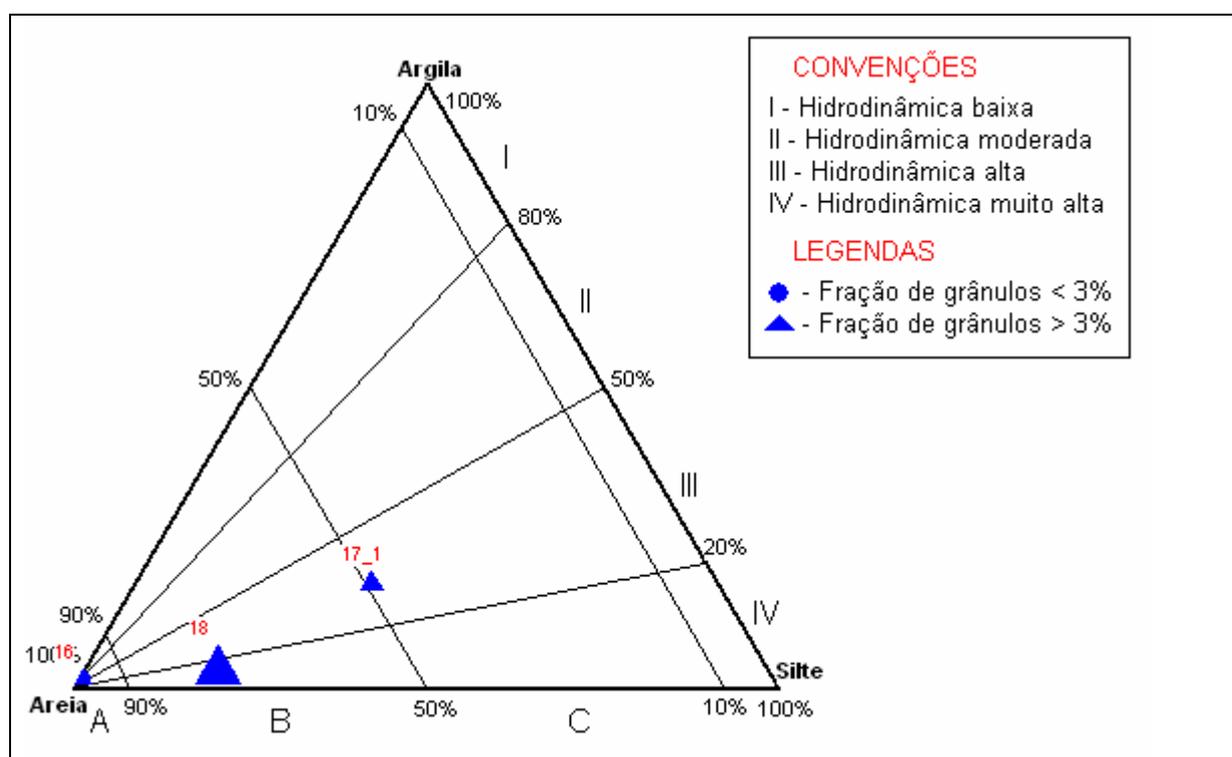


Figura 71 – Hidrodinâmica do depósito paleoestuarino, diagrama de Pejrup (1988).

5.2.3.3. Depósito flúvio-estuarino

O depósito flúvio-estuarino é o resultado da interação de processos dos ambientes fluvial e estuarino. Quando o nível médio do mar durante o Holoceno encontrava-se acima do atual, os sedimentos transportados pelos cursos d'água e depositados na foz dos rios no canal do Palmital sofreram influência das marés e correntes de maré, sendo enriquecidos principalmente de material fino e matéria orgânica.

Oliveira (2000) designou estes depósitos de flúvio-lagunares, no entanto este termo é inapropriado, pois indica processo de transporte e deposição associado a ambientes lagunares. A gênese de lagunas está associada a processos e ambiente dominado por ondas, com a migração de esporões arenosos e conseqüente formação de ilhas-barreiras ou lagunas-barreiras, que isolam parcialmente ou totalmente as lagunas (SUGUIO, 1992; LESSA *et al.*, 2000). Desta maneira, no interior da baía da Babitonga, em ambiente de planície de maré a formação de depósitos associados a ambientes lagunares é de difícil ocorrência.

Na presente pesquisa os depósitos flúvio-estuarinos compreendem uma área de 21,32 km² ou 6 % da área de estudo. Os depósitos flúvio-estuarinos localizam-se somente na zona oeste do canal do Palmital, visto que as bacias hidrográficas da vertente oeste possuem maior vazão se comparados com as bacias hidrográficas da vertente leste e conseqüentemente maior influência na formação destes depósitos.

A ocorrência dos depósitos está concentrada principalmente em duas áreas: mais ao sul, na foz da bacia hidrográfica do rio Cubatão e no extremo norte, na foz das bacias hidrográficas dos rios Três Barras, Cupim e da Onça. Entre estas duas áreas, na foz do rio Pirabeiraba há a ocorrência de depósitos flúvio-estuarinos de pequena expressão.

Os depósitos apresentam-se na forma de terraços suavemente inclinados em direção à foz dos principais cursos d'água, com ocorrência de níveis de terraços, canais e meandros abandonados no interior dos depósitos, denotando a influência fluvial na gênese do depósito, sendo que a cobertura vegetal arbórea associada aos depósitos flúvio-estuarinos refere-se aos ecossistemas de restinga.

Na foz da bacia hidrográfica do rio Cubatão, ao sul da área de estudo, os depósitos possuem cotas altimétricas máximas de 2,9 m nas proximidades do aeroporto do município de Joinville e cotas mínimas em direção aos cursos d'água próximos e no sentido do canal do Palmital.

Ao norte, os depósitos possuem cotas um pouco mais elevadas, com até 3,8 m de altitude sendo que nas áreas adjacentes aos cursos d'água estas cotas alcançam valores próximos de 1 m. No entanto, estas cotas altimétricas mais elevadas podem estar relacionadas à gênese estritamente fluvial dos depósitos finos de planície de inundação. Cabe ressaltar a dificuldade de identificar os limites de contato dos depósitos, visto a ocorrência de grande homogeneidade de processos na porção norte da área de estudo.

De uma maneira geral, no depósito flúvio-estuarino não ocorrem bancos conchíferos, apenas alguns poucos fragmentos de conchas esparsos nos depósitos, que possui coloração predominante cinza-escuro e composição essencialmente areno-siltosa (Figura 72).



Figura 72 – Depósito flúvio-estuarino em corte de estrada ao norte do canal do Palmital, ponto 13.

Fonte: do autor, 11/08/2006.

A composição granulométrica do depósito flúvio-estuarino está descrita no quadro 22.

Quadro 22 – Dados granulométricos do depósito flúvio-estuarino

Granulometria	Média	Desvio Padrão	Classificação (Folk & Ward, 1957)
Tamanho médio (ϕ)	2,4	1,2	Areia fina
Seleção (ϕ)	2,0	0,3	Muito pobremente selecionado
Assimetria	0,08	0,3	Simétrica
Curtose	1,3	0,4	Leptocúrtica
Cascalho (%)	1,2	1,3	*
Areia (%)	76,9	19,8	*
Silte (%)	18,6	21,3	*
Argila (%)	3,3	2,7	*
M.O. (%)	9,6	5,7	*

Fonte: elaborado pelo autor.

O depósito flúvio-estuarino de uma maneira geral, pode ser classificado como constituído de areia fina com valor médio de 2,4 ϕ , muito pobremente selecionado, com assimetria simétrica, curva granulométrica leptocúrtica e média de 9,6 % de matéria orgânica. As classes granulométricas indicam 1,2 % de cascalho, 76,8 % de areia e 21,9 % de sedimentos finos (silte + argila).

Em dois pontos da área de estudo, ao norte, na proximidade da foz dos rios Cupim e Sete Voltas (ponto 26), e no sul, na foz do rio Cubatão (Ponto 28; Figura 18) é possível visualizar as mesmas características dos depósitos flúvio-estuarinos. Ambos os depósitos encontram-se sobrepostos aos sedimentos arenosos de fundo de canal da baía da Babitonga (Figuras 73 e 74).

Os sedimentos de fundo de canal podem ser classificados como areia grossa (ϕ 0,52), pobremente selecionado, assimetria positiva, curtose platicúrtica, com 5,5 % de cascalho e 94,5 % de areia.

No ponto 26 (Figura 18), na base do depósito flúvio-estuarino em contato com o depósito de fundo de canal, é possível identificar uma faixa de sedimento arenoso de coloração bruno-amarelada, cimentada por óxido de ferro (Fe^{2+}), que segundo Resende *et al.* (2002) é indicativo de ambientes redutores (Figura 73).

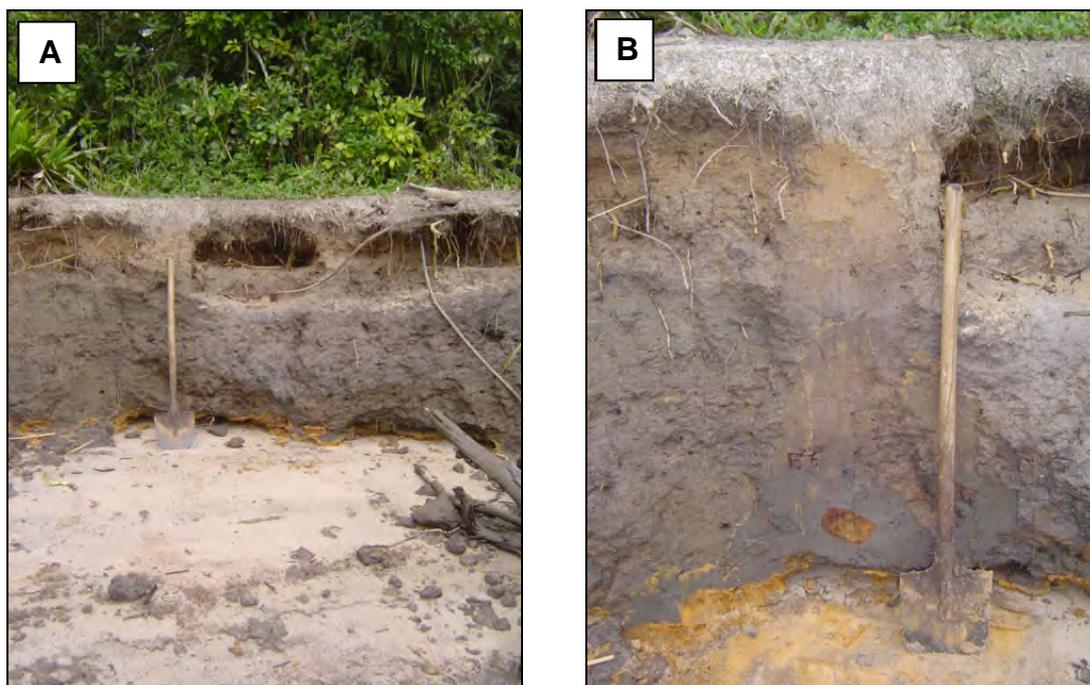


Figura 73 – Depósito flúvio-estuarino nas margens do canal do Palmital, ponto 26.
 A) Visão geral do depósito, perfil de aproximadamente 1,9 m de espessura acima do nível de maré;
 B) Detalhe do depósito flúvio-estuarino sobreposto aos depósitos de fundo de canal, marcado pela faixa de areia de cor bruno-amarelada cimentada por concreção ferruginosa.
 Fonte: do autor, 28/09/2006.

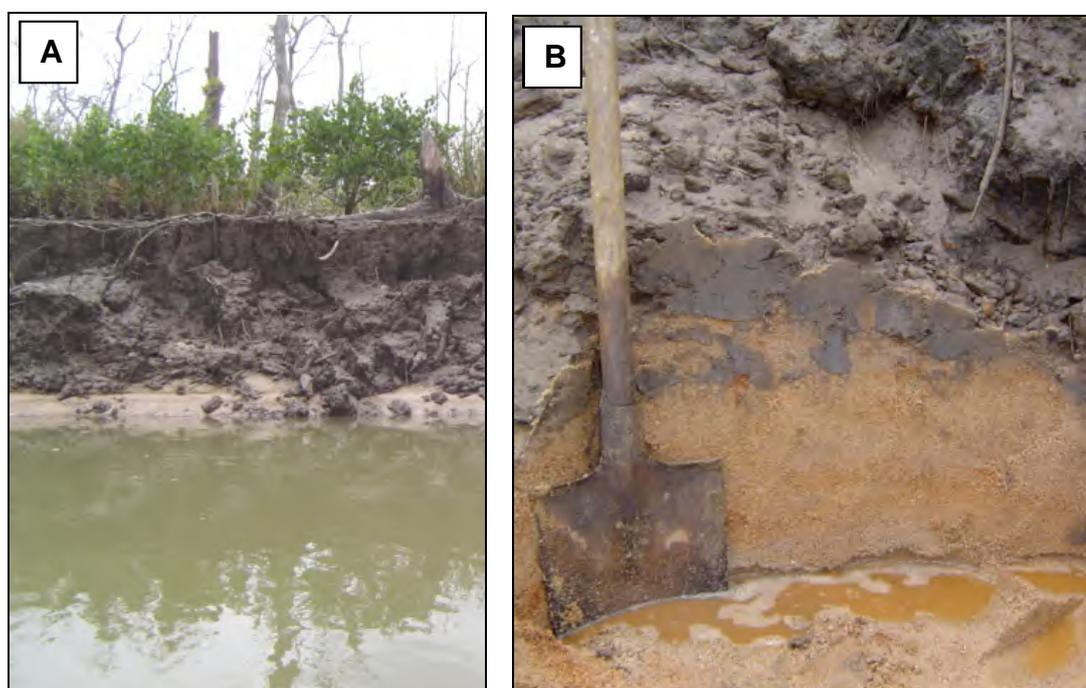


Figura 74 – Depósito flúvio-estuarino na foz do rio Cubatão, ponto 28.
 A) Visão geral do depósito, perfil de aproximadamente 1,7 m de espessura acima do nível de maré;
 B) Detalhe do contato dos depósitos.
 Fonte: do autor, 28/09/2006.

Os depósitos flúvio-estuarinos apresentam uma espessura de aproximadamente 2 m, sendo que aparentemente para o norte da área de estudo a espessura dos depósitos sofre um acréscimo. Na base do pacote sedimentar, o contato normalmente é nítido e plano, sendo por vezes acanalado.

A situação estratigráfica do depósito flúvio-estuarino sobrejacente aos sedimentos arenosos de fundo de canal evidenciam a progradação da linha de costa durante a regressão do Holoceno, sobre os sedimentos de prováveis bancos arenosos ou fundos rasos formados quando o nível marinho estava acima do atual.

Nota-se que esta dinâmica está associada à interface criada entre os ambientes fluvial e estuarino e ocorre somente na parte oeste do canal do Palmital, com notável desenvolvimento da planície costeira. Situação inversa é encontrada na parte leste, com bacias hidrográficas de menor expressão e conseqüentemente planície costeira pouco desenvolvida.

De uma maneira geral, de acordo com o diagrama de Shepard (1954), as amostras do depósito flúvio-estuarino variam desde areia até silte-arenoso (Figura 75), sendo que os sedimentos foram depositados em regime de hidrodinâmica muito alta, com baixas concentrações de argila (< 16 %) e ocorrência de mais de 50 % de areia, com média de 73,34 %, na composição dos sedimentos, (Figura 76).

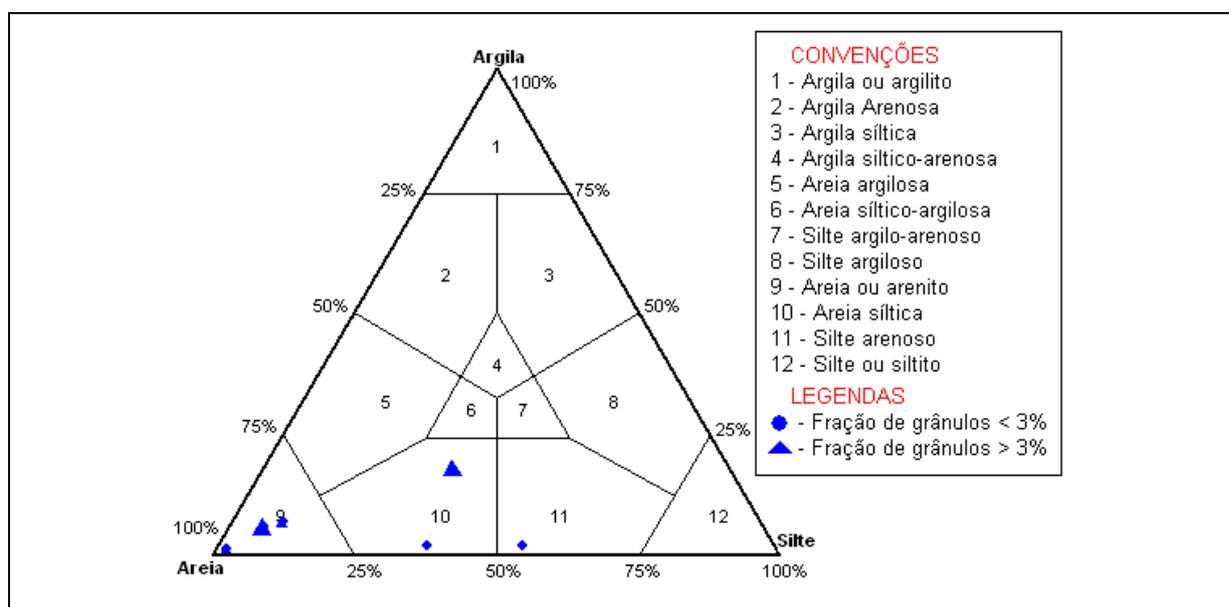


Figura 75 – Diagrama de Shepard (1954) para o depósito flúvio-estuarino.

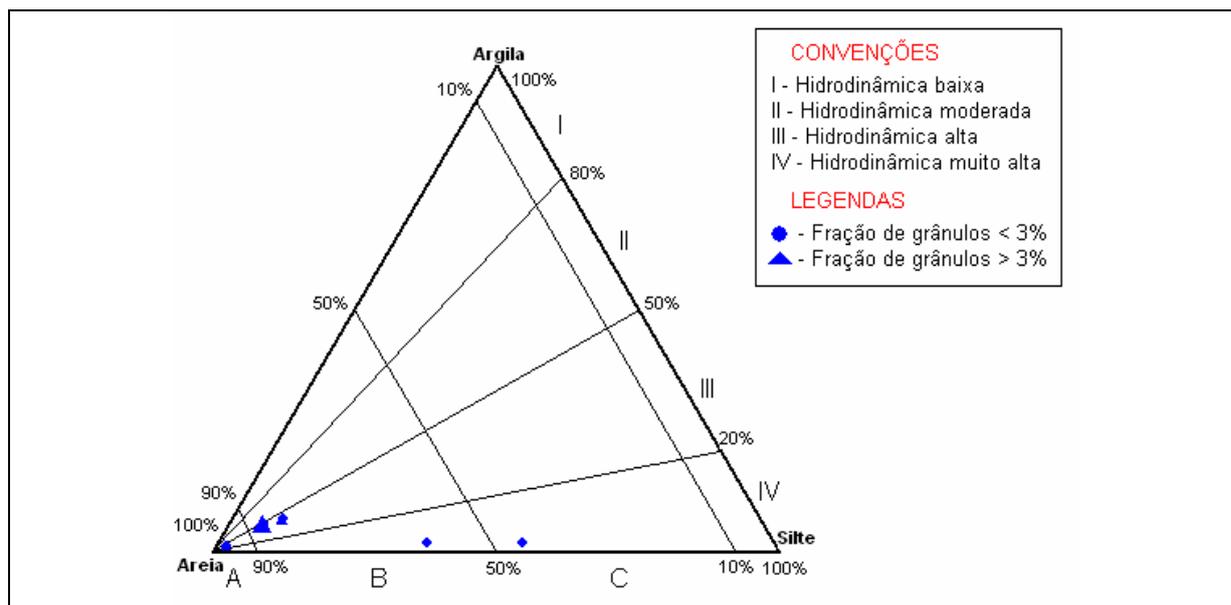


Figura 76 – Hidrocinâmica do depósito flúvio-estuarino, diagrama de Pejrup (1988).

6. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

Este capítulo tem como objetivo principal propor um modelo de evolução paleogeográfica para a área de estudo com base nos dados adquiridos pela presente pesquisa, assim como no resgate de informações sobre modelos de evolução paleogeográfica e de curvas de variação do nível relativo do mar no sul do Brasil.

Desta maneira, o capítulo resgata primeiramente as informações sobre as várias propostas de curvas de variação do nível relativo do mar nos Estados do Paraná e de Santa Catarina, e posteriormente os principais modelos costeiros de evolução paleogeográfica no Brasil e no nordeste de Santa Catarina.

Assim, com base nessas informações são descritos para a área de estudo os estágios de evolução paleogeográfica, com a interpretação dos principais eventos na formação dos depósitos na zona costeira.

6.1. Propostas de curvas de variação do nível relativo do mar para os Estados do Paraná e Santa Catarina

A reconstrução dos antigos níveis do mar do durante os últimos 7.000 anos em Santa Catarina foram insuficientes para traçar curvas de variação para vários setores de dimensões mais estritas. Entretanto, foi obtido certo número de dados que permitiram um bom conhecimento das oscilações do nível relativo do mar (NRM) nas costas dos Estados do Paraná e Santa Catarina, principalmente no que se refere aos últimos 7.000 anos (MARTIN *et al.*, 1988).

Cada curva delineada na costa brasileira comporta trechos homogêneos, principalmente em termos morfoestruturais, invariavelmente de pequeno comprimento (60 a 80 km) e que apresentassem um número suficiente de indicadores datados, em torno de 20 a 30 datações (SUGUIO, 1999).

Nas costas dos Estados de Paraná e de Santa Catarina uma das evidências de paleoníveis marinhos pleistocênicos refere-se a um fragmento de madeira na costa paranaense, cuja idade ficou além do alcance do método do ^{14}C (> 40.000 AP). Angulo *et al.* (2002) puderam inferir que o paleonível da época era no mínimo superior 4,0 m ao atual. Esta evidência não contrapõe a informação de Martin *et al.*

(1988) em que o máximo da transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP teria alcançado uma altitude de 8 ± 2 m, aparentemente determinado a partir da altitude dos terraços atribuídos a essa idade.

Recentemente na costa paranaense foi possível identificar níveis marinhos abaixo do atual após a transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP, com a identificação de dois afloramentos de rochas submersos (*beachrocks*) a 15 e a 30 km de distância da linha de costa, respectivamente a 18 m e a 33 m de profundidade (VEIGA *et al.*, 2007). De acordo com Veiga *et al.* (2007) as datações ao ^{14}C da amostra obtida nas rochas indicam um ponto a 18 m de profundidade com 8.700 anos AP e outro ponto a 33 m de profundidade com 25.100 anos AP.

De acordo com Veiga *et al.* (2007) para o primeiro ponto, se considerarmos que o nível relativo do mar (NRM) estava 3,5 m acima do atual há 5.100 anos AP (ANGULO *et al.*, 2002) teremos 18,5 m de desnível em 3.600 anos, o que resulta em uma taxa de subida anual de $0,51 \text{ cm.ano}^{-1}$. Para o segundo ponto, se há 18.000 anos AP o mar estava a cerca de 100 m abaixo do nível atual e há 25.100 anos AP estava a cerca de 30 m abaixo do atual, teremos desnível de 70 m em 7.100 anos, o que daria uma queda do NRM a uma taxa de $0,99 \text{ cm.ano}^{-1}$ para este período (VEIGA *et al.*, 2007).

Com base nos indicadores das flutuações do nível do mar, foi possível delinear curvas parciais ou completas das mudanças do NRM (nível relativo do mar) na costa brasileira, principalmente durante os últimos 7.000 anos. Os indicadores sobre as flutuações do nível médio do mar podem ser agrupados em três grandes grupos: geológicos (sedimentológicos e morfológicos), biológicos e arqueológicos (MARTIN *et al.*, 1988; ANGULO, 1994; ANGULO *et al.*, 1999).

Em estudos realizados nos Estados do Paraná e Santa Catarina Martin *et al.* (1988) publicaram o “Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina”, neste trabalho, o mapeamento da fácies deposicionais também permitiu uma compilação de dados para a reconstituição das flutuações do nível médio do mar durante o Holoceno entre os municípios de Itajaí e Laguna no Estado de Santa Catarina (Figura 77).

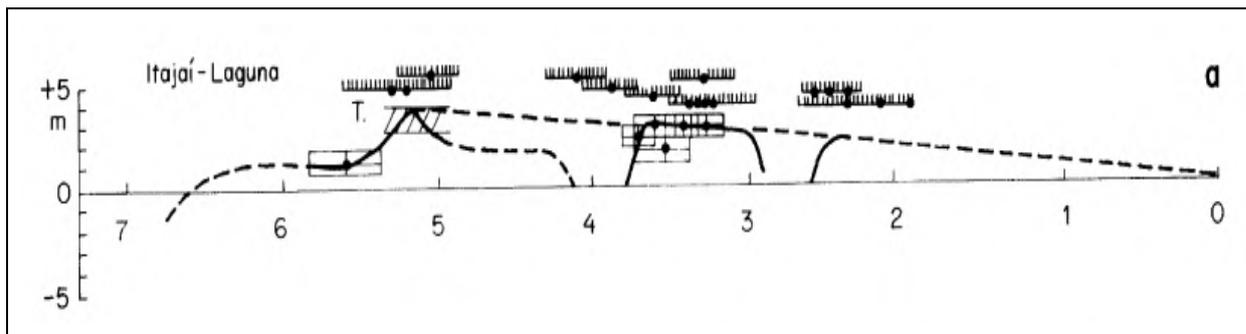


Figura 77 – Curva de variação do NRM entre Itajaí e Laguna/SC.

Fonte: Martin *et al.* (1988).

Com base nessas informações, Martin *et al.* (1988) sugeriram que o nível do mar ultrapassou, pela primeira vez, o nível atual há aproximadamente 6.500 anos AP, e que aproximadamente há 5.100 anos AP o nível relativo do mar estava em um máximo situado provavelmente 3,5 m acima do nível atual. Os autores também afirmaram que em dois momentos após 5.100 anos AP o nível relativo do mar esteve situado abaixo do atual.

O esboço da curva do nível relativo do mar da costa do Rio Grande do Sul (TOMAZELLI & WILLWOCK, 1989 *apud* ANGULO *et al.*, 1999) também indicou que o nível relativo do mar há dois mil anos encontrava-se abaixo do atual, fato que contraria os dados de toda a costa brasileira para o mesmo período. Todavia a curva foi delineada em evidências geomorfológicas e sedimentares não datadas, portanto, esses dados não são suficientes para atribuir uma flutuação do nível do mar em escala de ordem milenar (ANGULO & LESSA, 1997).

Estudos posteriores com datações dos indicadores de nível relativo do mar nas costas de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo (ANGULO & LESSA, 1997; ANGULO *et al.*, 1999; SOUZA *et al.*, 2001; ANGULO *et al.*, 2002) confirmam uma tendência de declínio progressivo do nível médio do mar após o máximo há aproximadamente 5.100 anos AP sem a ocorrência de nível relativo do mar abaixo do atual. O mesmo padrão de declínio progressivo do nível do mar é observado em outros setores da costa brasileira.

Mais ao sul do Estado de Santa Catarina entre Laguna e Imbituba, Angulo *et al.* (1999) baseado em datações em tubos de vermetídeos entenderam que o nível relativo do mar alcançou 2,1 m acima do atual há 5.410 anos AP sendo desta

maneira pelo menos 1 m abaixo do observado nos Estados de São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina (Figura 78).

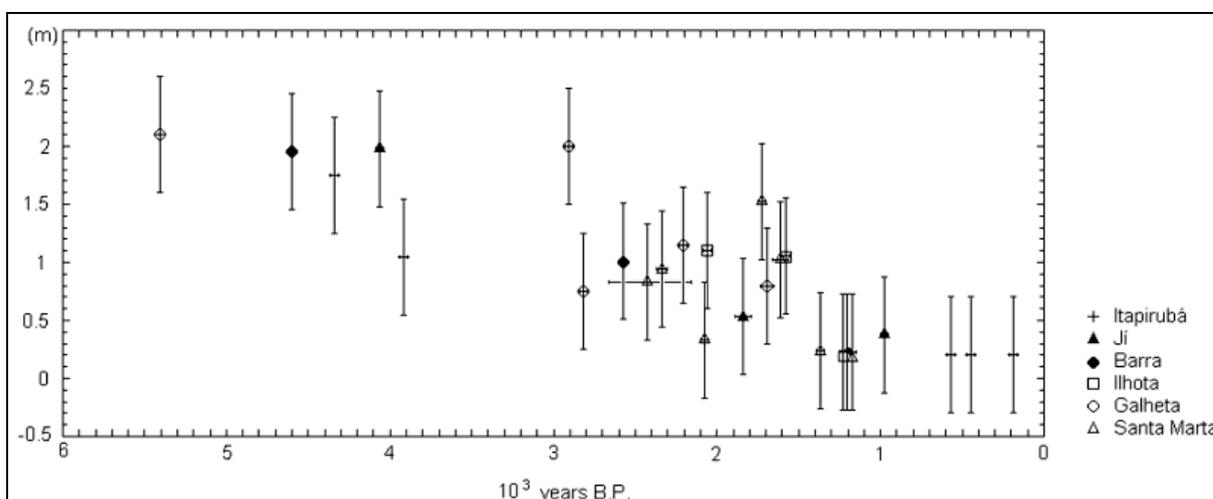


Figura 78 – Datações em tubos de vermetídeos entre Laguna e Imbituba/SC.
Fonte: Angulo *et al.* (1999).

No norte do Estado de Santa Catarina, no município de Itapoá, de acordo com Souza *et al.* (2001) os resultados de datações em tubos de vermetídeos, fragmentos de conchas e de madeiras sugeriram níveis de variação do nível do mar compatíveis com a curva proposta por Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2002) (Figura 79). Assim, a partir das amostras datadas foram inferidos paleoníveis de: $2,5 \pm 1$ m há 4.200 anos AP; $2,1 \pm 1$ m há 3.530 anos AP; e $0,2 \pm 1$ m há 2.130 anos AP (SOUZA *et al.*, 2001).

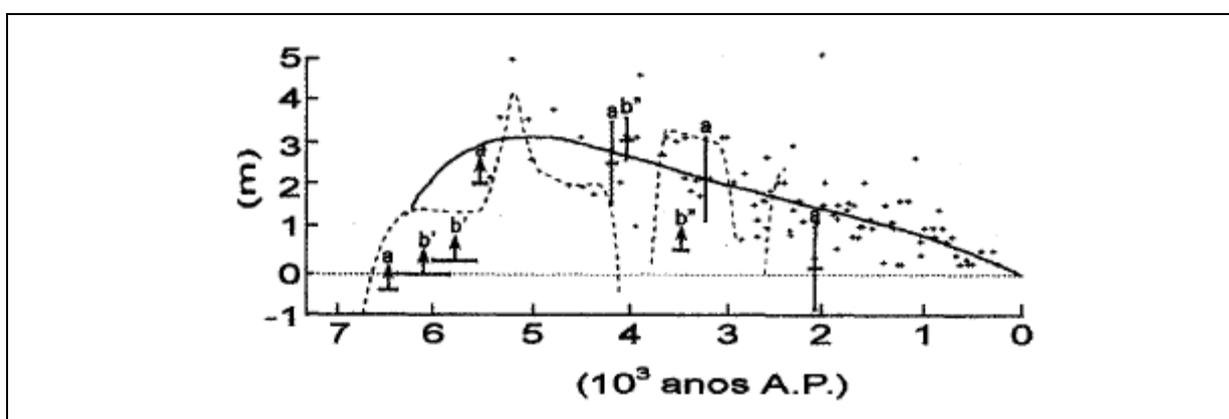


Figura 79 – Curvas de variação do NRM para o norte catarinense.
Fonte: Souza *et al.* (2001).

Através de datações em tubos de vermetídeos, Angulo *et al.* (2002) sugeriram

que no Holoceno o nível máximo alcançado na costa do Paraná ocorreu entre 5.370 e 4.630 anos AP com altitude de aproximadamente 3,6 m, compatível com os valores de 3,5 m proposto por Lessa *et al.* (2000) (Figura 80)

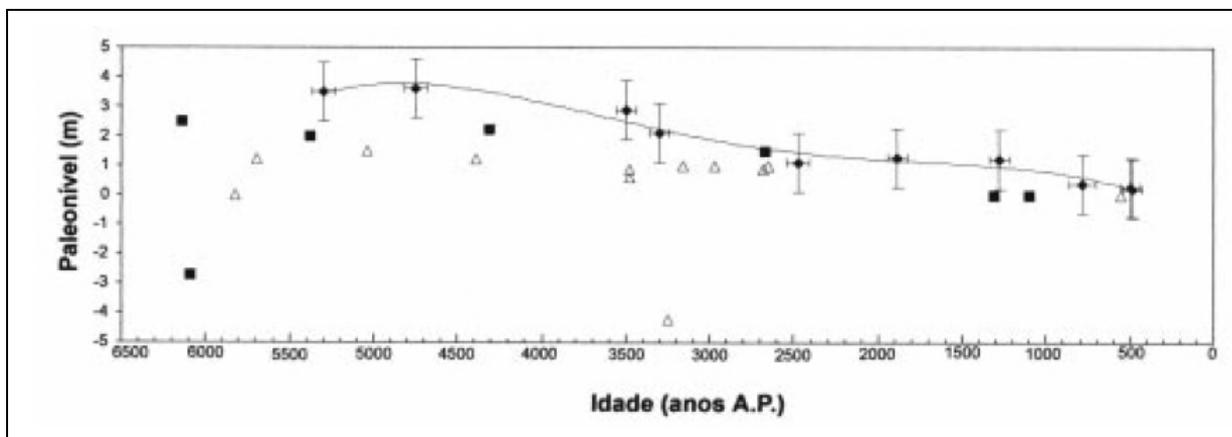


Figura 80 – Curva de variação do NRM para a costa paranaense e sul paulista, baseado em datações em tubos de vermetídeos.

Fonte: Angulo *et al.* (2002).

Nota-se que todas as propostas de variação do nível relativo do mar durante o Holoceno baseado principalmente nas datações em tubos de vermetídeos (ANGULO & LESSA, 1997; ANGULO *et al.*, 1999; SOUZA *et al.*, 2001; ANGULO *et al.*, 2002) indicam que, após a máxima altitude teria ocorrido um declínio progressivo do nível do mar semelhante ao sugerido por Angulo & Lessa (1997), sem a ocorrência de nível do mar abaixo da situação atual. A altitude máxima alcançada pelo NRM durante o Holoceno foi de aproximadamente 3,5 m, compatível com o período proposto por Martin *et al.* (1988), há 5.100 anos AP. No sul do Estado de Santa Catarina o nível máximo foi de aproximadamente 1 m abaixo do registrado no norte Estado de Santa Catarina, no Paraná e no sul de São Paulo.

A figura 81 ilustra as propostas de variação do nível relativo do mar durante o Holoceno para o litoral dos Estados do Paraná e de Santa Catarina.

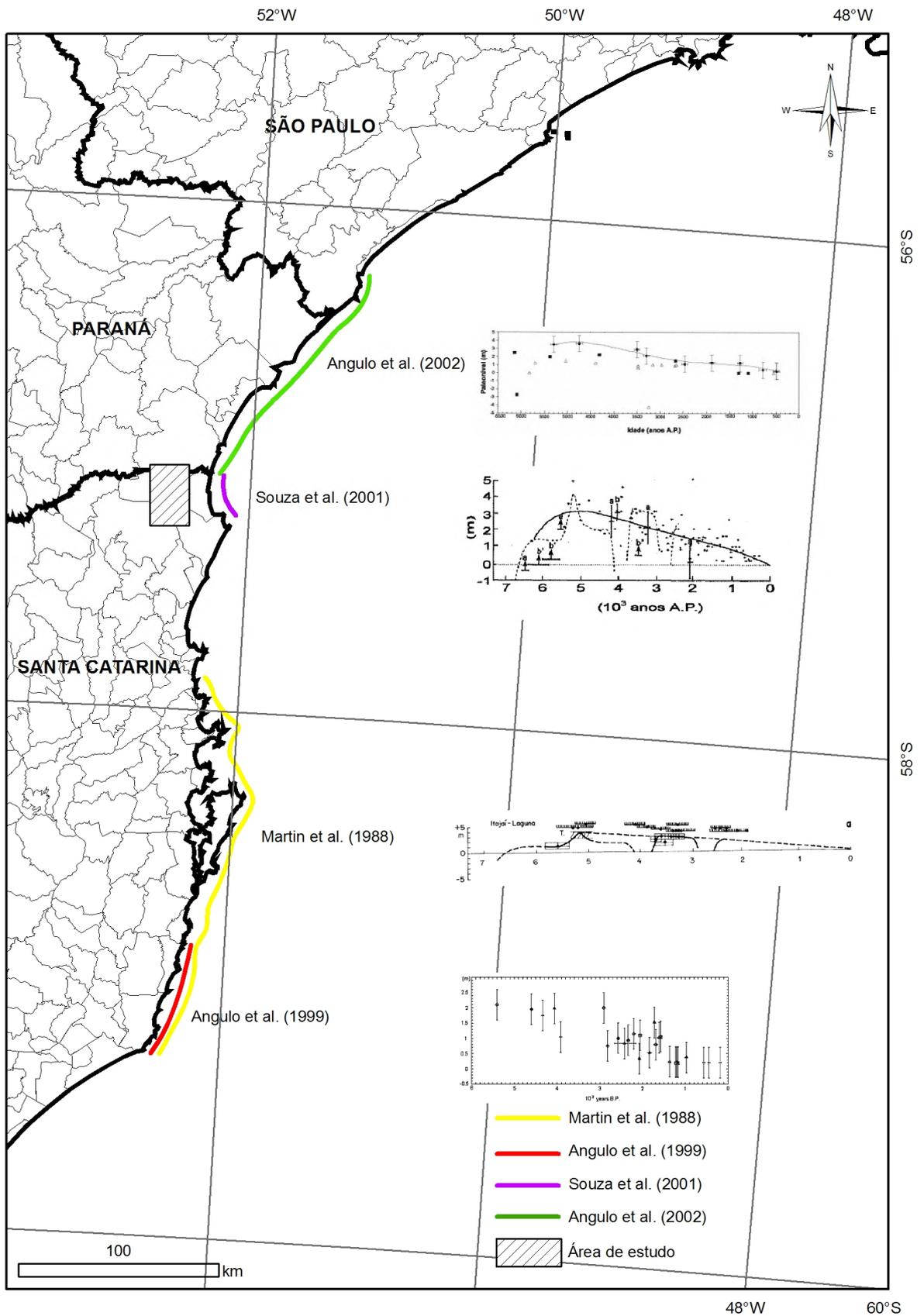


Figura 81 – Curvas de variação do NRM durante o Holoceno nos Estados do Paraná e Santa Catarina.

6.2. Modelos de evolução paleogeográfica nos Estados do Paraná e de Santa Catarina

Nas últimas décadas diversos modelos evolutivos de planícies costeiras têm sido propostos, sendo possível destacar os modelos para as planícies transgressivas desenvolvidas na costa leste dos Estados Unidos (SWIFT *et al.*, 1991) e para costas regressivas desenvolvidas na costa leste da Austrália (ROY *et al.*, 1994, COWELL *et al.*, 1995).

No Brasil as primeiras propostas de evolução aparecem nos trabalhos pioneiros de Bigarella (1946, 1954) no Estado do Paraná, Suguio & Martin (1978) e Suguio *et al.* (1976) para São Paulo e Rio de Janeiro, Suguio *et al.* (1985) desde o Estado de Alagoas até o Estado de Santa Catarina e Dominguez *et al.* (1990) para o Estado de Pernambuco. Para a planície costeira do Rio Grande do Sul Villwock *et al.* (1986) propuseram um modelo evolutivo associado a quatro sistemas deposicionais do tipo barreira/laguna relacionados a ciclos transgressivos/regressivos durante o Quaternário. Suguio & Martin (1987) a partir da combinação dos modelos propostos por Suguio *et al.* (1985) e Villwock *et al.* (1986) propuseram sete estágios evolutivos para as planícies costeiras da região sul e sudeste do Brasil.

Recentemente novos modelos foram propostos para as planícies costeiras da região sul do Brasil, dentre elas podem-se destacar no Estado do Paraná, Lessa *et al.* (2000) para a planície costeira de Paranaguá, Souza *et al.* (2005) para as barreiras holocênicas do Estado do Paraná. No Estado de Santa Catarina destacam-se os modelos propostos por Horn Filho (1997) para a ilha de São Francisco do Sul e Souza (1999), Souza *et al.* (2001) para o litoral norte de Santa Catarina. No Estado do Rio Grande do Sul destaca-se o modelo desenvolvido por Dillenburg *et al.* (2000).

6.3. Modelos de evolução paleogeográficas para o litoral norte de Santa Catarina

Para o litoral norte de Santa Catarina existem atualmente três modelos de evolução paleogeográfica propostos, sendo que dois deles foram de pesquisas desenvolvidas *in situ* (HORN FILHO, 1997; SOUZA *et al.*, 2001) e um modelo é uma

extensão de pesquisas realizadas em outras regiões do Brasil (MARTIN *et al.*, 1988).

O modelo proposto por Martin *et al.* (1988) é tipicamente válido para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE), porém, em linhas gerais, ele pode ser estendido para o litoral de Santa Catarina e Paraná. Baseado no modelo de Suguio & Martin (1987), Martin *et al.* (1988) propuseram 7 estágios evolutivos para o litoral catarinense, com 3 estágios de emersão (regressão do NRM), 3 estágios de submersão (transgressão do NRM) e 1 estágio de estabilidade (onde se desenvolveram os deltas intralagunares).

Já o modelo proposto por Horn Filho (1997), possui também 7 estágios evolutivos para o litoral norte catarinense, com algumas características próprias da dinâmica da região, pois o modelo proposto pelo autor foi desenvolvido através de pesquisas relacionadas à Baía da Babitonga. O modelo paleogeográfico possui 3 estágios de submersão, 3 estágios de emersão e 1 misto (com episódios de progradação e retrogradação da linha de costa).

Mais recentemente, Souza (1999) e Souza *et al.* (2001) propuseram um modelo de evolução para o município de Itapoá, no norte do Estado de Santa Catarina. O modelo desenvolvido possui 5 estágios de evolução paleogeográfica, com foco no desenvolvimento da planície costeira, principalmente a partir da transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP.

O quadro 23 descreve as principais características de cada modelo de evolução paleogeográfica para o norte do Estado de Santa Catarina e as figuras 82, 83 e 84 ilustram os modelos propostos.

Quadro 23 – Características dos modelos de evolução paleogeográfica do litoral norte catarinense.

Principais Características		
Martin et al. (1988)	Horn Filho (1997)	Souza (1999); Souza et al. (2001)
-----	-----	Regressão - formação de leques durante o Mioceno inferior, com nível de mar semelhante ou mais baixo que o atual.
-----	Transgressão - máximo da transgressão do Plioceno: erosão das rochas continentais da serra do Mar (entre 1,64 e 5,2 milhões de anos AP)	-----
Regressão - sedimentação de depósitos continentais terciários: NRM 100 m abaixo do atual, Formação Iquererim.	Emersão - máximo da regressão do Plioceno: NRM 100 m abaixo do atual, Formação Iquererim.	-----
Transgressão - máximo da transgressão antiga, Pleistoceno médio.	Misto - transgressões e regressões do Pleistoceno inferior e médio: 2 eventos transgressivos intercalados a 2 eventos regressivos do NRM.	-----
Transgressão - máximo da transgressão de 120.000 anos AP..	Transgressão - máximo da transgressão do Pleistoceno superior: evento correspondente ao máximo de 120.000 anos AP, NRM 8,2 m acima do atual.	Transgressão - formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Pleistoceno superior.
Regressão - construção das planícies costeiras pleistocênicas.	Regressão - máximo da regressão do Pleistoceno superior: fase de regressão marinha entre 120.000 e 18.000 anos AP, NRM descendente até 105 m.	Regressão - formação de extensas barreiras regressivas e posterior dissecação por um sistema de drenagem de padrão retangular durante o período de mar baixo, durante a última regressão pleistocênica.
Transgressão - máximo da última transgressão (Holoceno): erosão das planícies pleistocênicas e formação de ilhas-barreiras.	Transgressão - máximo da transgressão do Holoceno: NRM 4 a 5m acima do atual.	Transgressão - formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Holoceno, com desembocaduras associadas as atuais desembocaduras dos rios Saí-Mirim e Saí-Guaçu.
Estável - construção de deltas intralagunares,	-----	-----
Regressão - construção das planícies costeiras holocênicas: descida do NRM, subseqüente ao máximo transgressivo de 5.100 anos AP.	Regressão - máximo da regressão no Holoceno: abaixamento gradativo do NRM, formação das planícies costeiras holocênicas.	Regressão - formação de extensas barreiras regressivas durante a descida progressiva do nível do mar no Holoceno.

Os termos – **transgressão** ou **regressão** – adotados na tabela denotam a característica predominante do NRM em relação ao continente, segundo as propostas dos autores.

Fonte: Organizado pelo autor.

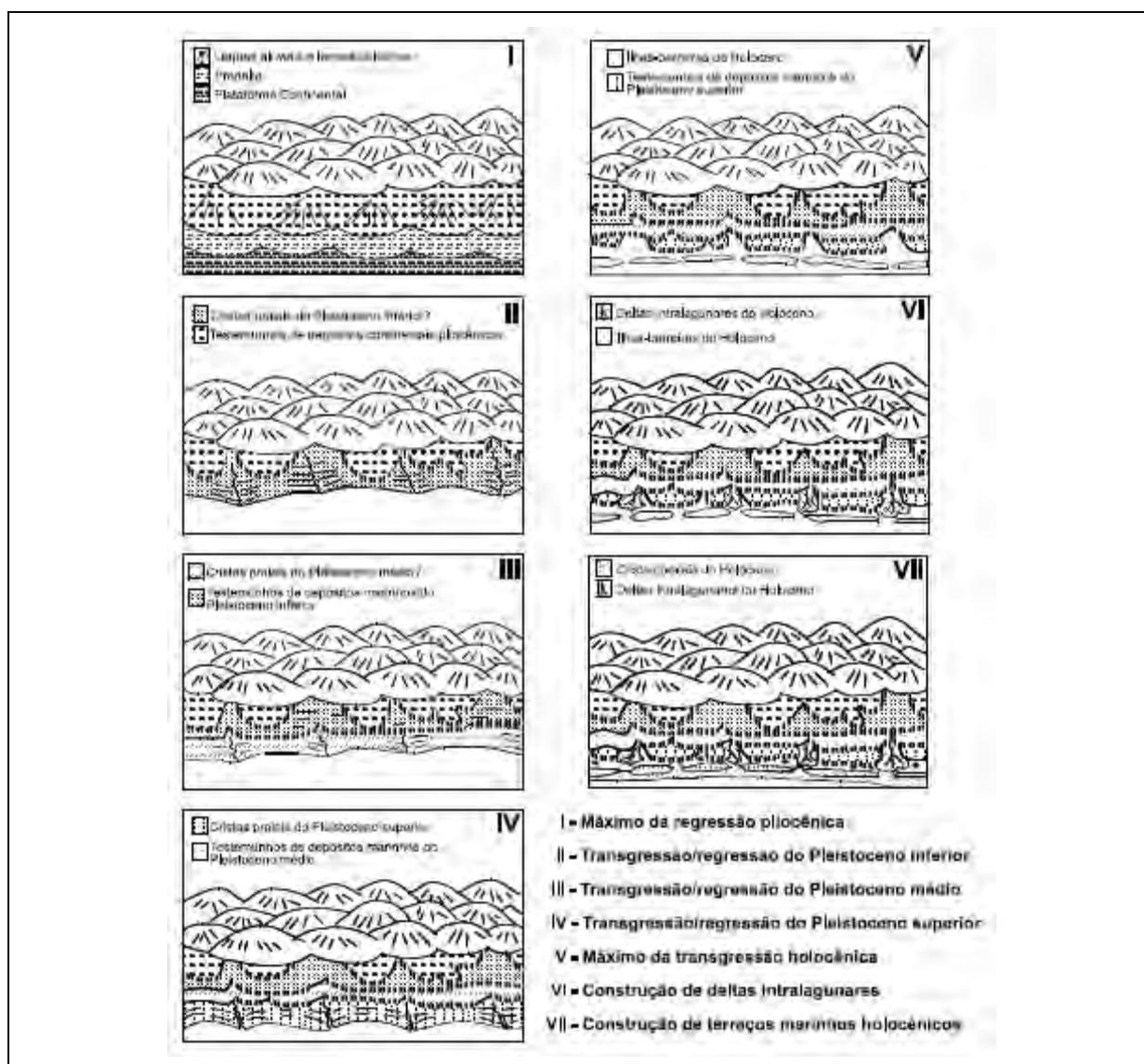
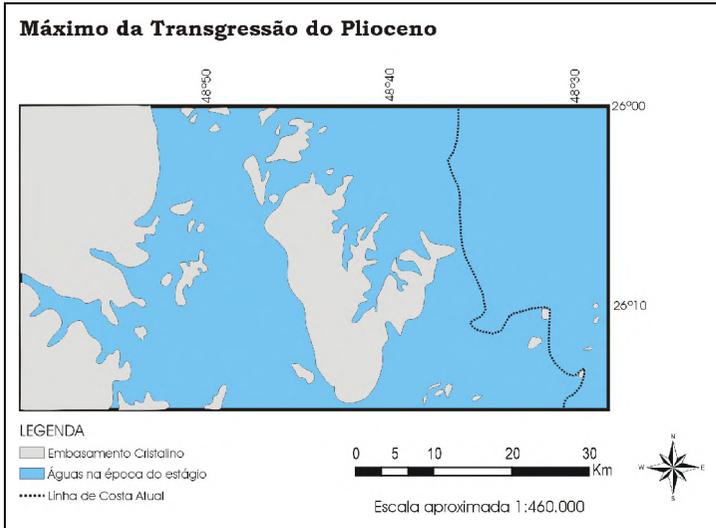
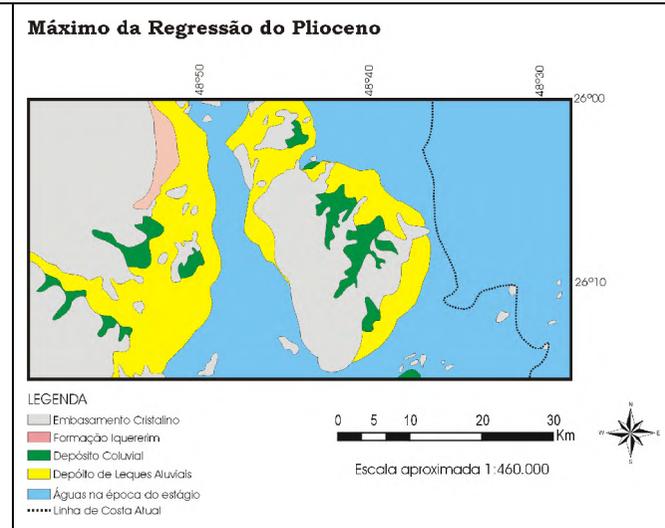


Figura 82 – Modelo de evolução paleogeográfica proposto por Suguio & Martín (1987).

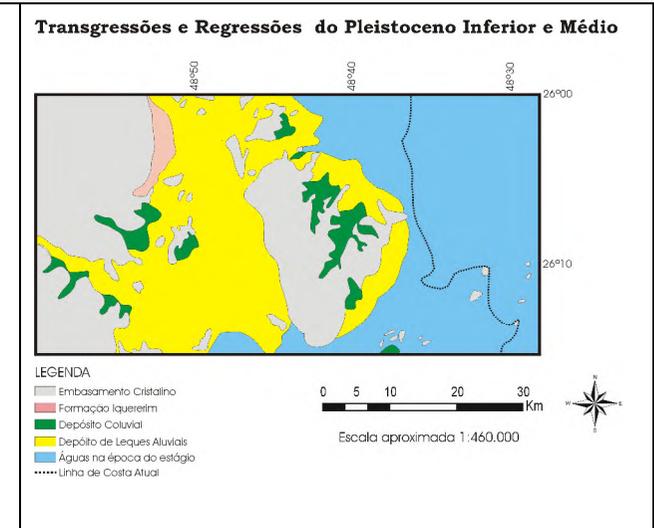
Estágio 1



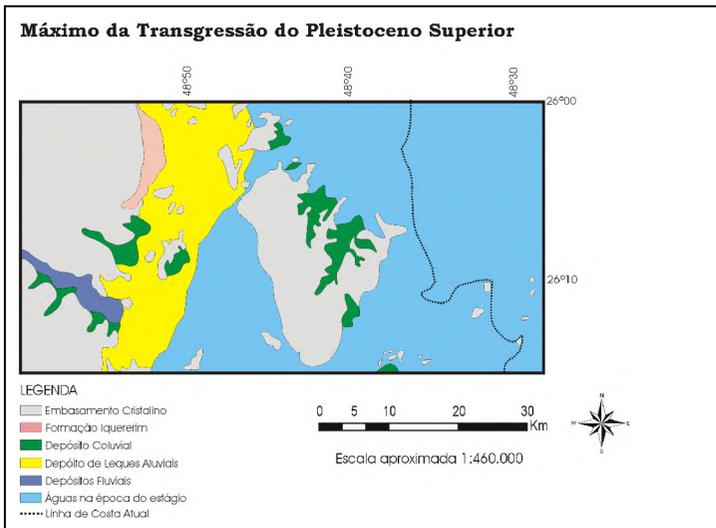
Estágio 2



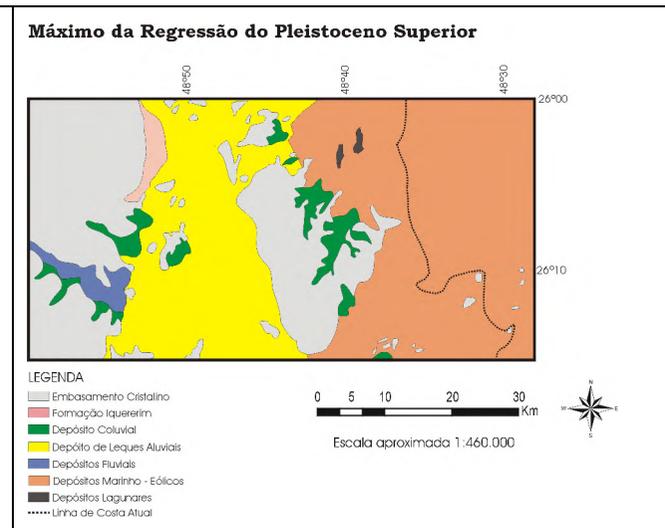
Estágio 3



Estágio 4



Estágio 5



Estágio 6

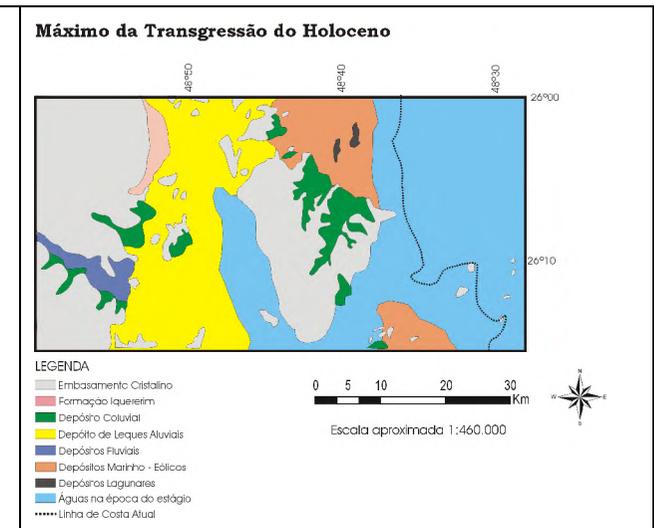


Figura 83 – Modelo de evolução paleogeográfica proposto por Horn Filho (1997).

6.4. Proposta de evolução paleogeográfica para o setor oriental da folha Garuva

A maioria dos modelos brasileiros de evolução paleogeográfica em ambiente costeiro dirige-se a ambientes dominados por ondas, principalmente com a identificação de fácies e modelagem de translação das barreiras pleistocênicas e holocênicas (VILLWOCK *et al.*, 1986; DOMINGUEZ *et al.*, 1990; DILLENBURG *et al.*, 2000; LESSA *et al.*, 2000; SOUZA *et al.*, 2001; SOUZA, 2005).

Modelos de evolução específicos para ambientes estuarinos ainda são escassos na costa sul brasileira, deste modo a presente proposta de evolução paleogeográfica foi desenvolvida a partir da compilação de modelos existentes para o norte do Estado de Santa Catarina e de outras regiões no sul do Brasil.

Estágio 1 – Durante o Plioceno até o final do Pleistoceno (ANGULO, 2004; BESSA JR, 1996) em momentos em que o nível do mar encontrava-se abaixo do atual, ocorreu à formação dos depósitos de pedimento associados às vertentes da serra do Mar e das grandes elevações adjacentes, caracterizadas principalmente por leques aluviais. Na planície situada entre as duas serras, onde atualmente encontra-se o canal do Palmital ocorreu à formação de ambiente de “*bajada*”, formado pela coalescência da porção distal dos leques aluviais (Figura 85).

O depósito de pedimento de maior expressão refere-se à Formação Iquererim, associado a serra do Mar. No entanto, também ocorrem depósitos de pedimento de dimensões reduzidas denominado informalmente de Formação Barranco, associado a serra do Cantagalo e a Formação Mina Velha, em Itapoá (SOUZA, 1999; SOUZA *et al.*, 2001). Ambos os depósitos de pedimento ocorrem sobrepostos por depósitos mais recentes, o que indica que durante a formação dos depósitos o nível relativo do mar estava situado em cota inferior a atual e durante os eventos transgressivos os depósitos de pedimentos foram conseqüentemente retrabalhados.

Depósitos identificados como formados sob o regime de clima árido e semi-árido no Brasil, citam-se as formações Guabirotuba, Graxaim, Pariquera-Açu, Riacho Morno, Guararapes, Iquererim, e Canhanduva (BIGARELLA *et al.*, 1965; MARTIN *et al.*, 1988), cabe ressaltar que estas formações abrangem idades desde o Mioceno inferior até o Pleistoceno. A Formação Alexandra e Mina Velha foram tentativamente

relacionadas ao Mioceno inferior (SOUZA,1999).

Este estágio pode ser relacionado aos estágios I de Martin *et al.*, (1988), II de Horn Filho (1997) e I de Souza (1999).

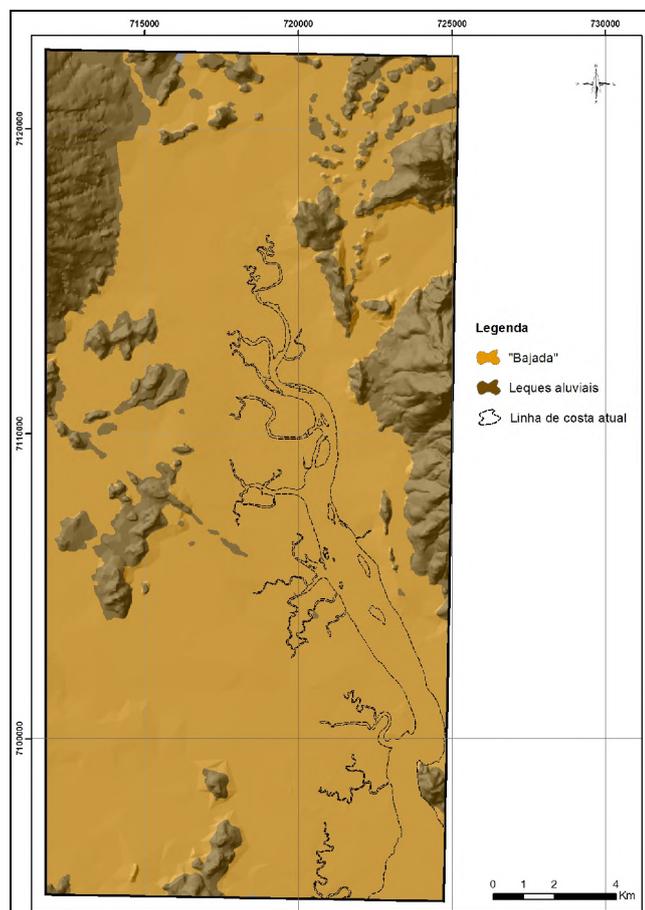


Figura 85 – Estágio 1, formação dos depósitos de pedimento.

Estágio 2 – Durante o máximo da transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP quando o nível de mar estava provavelmente 8 ± 2 m acima do atual, ocorreu o afogamento do canal do Palmital e a provável ligação entre as atuais baías de Guaratuba e da Babitonga, visto que as cotas altimétricas entre as duas baías são inferiores a 10 m (Figura 86).

Nos terrenos entre as duas baías foram identificados extensos depósitos de turfas com cotas entre 6 e 7 m de altitude, localizados no município de Garuva e na planície de inundação do rio São João. Os depósitos de turfas podem estar relacionados à transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP, e indicam depósitos

paludiais provavelmente de influência flúvio-marinha, análogos aos depósitos identificados por Martin *et al.* (1988) ao sul de Joinville, nas proximidades dos rios Pirai e Itapocú.

Ainda durante a última transgressão pleistocênica o rio São João poderia desaguar na baía da Babitonga, devido à disposição de meandramento do rio e à influência do nível médio do mar acima do atual. Angulo (2004) ressaltou que há uma desproporção no raio dos meandros abandonados, e que segundo o autor seria indicativo de oscilações do nível de base causado por níveis marinhos situados acima e abaixo do atual.

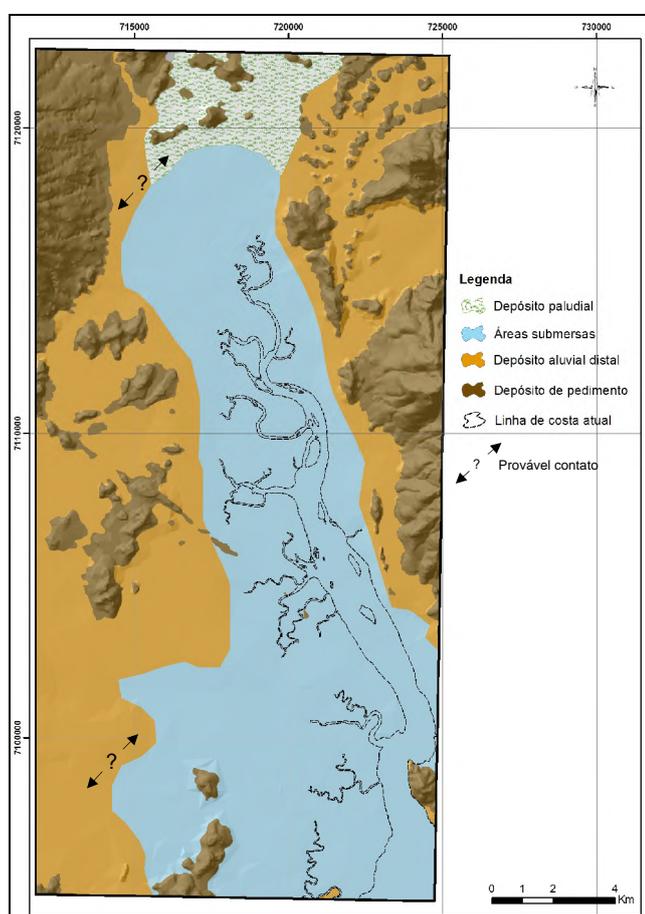


Figura 86 – Estágio 2, transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP, com NRM situado a 8 ± 2 m acima do atual.

Cabe ressaltar a intensa atividade fluvial desenvolvida durante todo o período quaternário pode ter erodido parcialmente ou totalmente os depósitos pretéritos, principalmente no setor oeste da área de estudo, associado às bacias hidrográficas

das vertentes da serra do Mar, o que causa dificuldade na posterior identificação dos depósitos. Este estágio pode ser relacionado aos estágios III de Martin *et al.*, (1988), IV de Horn Filho (1997) e II de Souza (1999).

Estágio 3 – Durante o máximo da regressão pleistocênica após o evento transgressivo de 120.000 anos AP o nível do mar situado a aproximadamente 120 m abaixo do nível atual, sendo que a linha de costa neste período estava aproximadamente há 160 km de distância da área de estudo (Figura 87).

O rebaixamento do nível de base ocasionou a intensa dissecação dos depósitos pré-existentes. Nos depósitos de pedimentos ocorreu a dissecação dos leques, com grande incisão vertical principalmente nas escarpas da serra do Mar onde a erosão remontante foi mais intensa.

Nas planícies costeiras oceânicas adjacentes durante esta fase ocorreu a formação de extensas planícies de barreiras regressivas (HORN FILHO, 1997; SOUZA *et al.*, 2001; ANGULO, 2004). No entanto, na área de estudo acentuou-se a sedimentação continental, com a intensa dissecação dos depósitos de pedimentos mais antigos e a formação de novos leques, com a conseqüente deposição e formação de ampla planície (*bajada*) inclinada para o centro da área de estudo, em direção ao canal do Palmital. Estas ações podem ter ocorrido até o final do Pleistoceno sob condições climáticas mais úmidas (BIGARELLA *et al.*, 1961, 1965), conforme sugeriu Bessa Jr. (1996) através de análises palinológicas e datação de fragmento de madeira em depósitos da Formação Iquererim, com idades de 13.850 ± 120 anos AP e 8.330 ± 80 anos AP, o que remete ao final do Pleistoceno e início do Holoceno.

A análise da litofácies dos depósitos fluviais dos rios Pirabeiraba e São João indica que ocorrem depósitos na base constituídos por cascalhos suportados por clastos maciços e estratificados, formados por barras e leito de cascalho. No topo, ocorrem sedimentos finos, ricos em matéria orgânica referente a depósitos de planície de inundação, sendo indicativo de decréscimo abrupto de energia no ambiente fluvial e de mudança climática. Bigarella (1975) ao analisar os depósitos do rio Pirabeiraba datou um fragmento de madeira com idade de 10.200 ± 100 anos AP,

indicando que os depósitos da base da camada constituída de cascalho foram depositados no Pleistoceno superior e a camada superior de composição siltico-argilosa foi depositada em um sistema meandrante no Holoceno.

Este estágio pode ser relacionado aos estágios IV de Martin *et al.*, (1988), V de Horn Filho (1997) e III de Souza (1999).

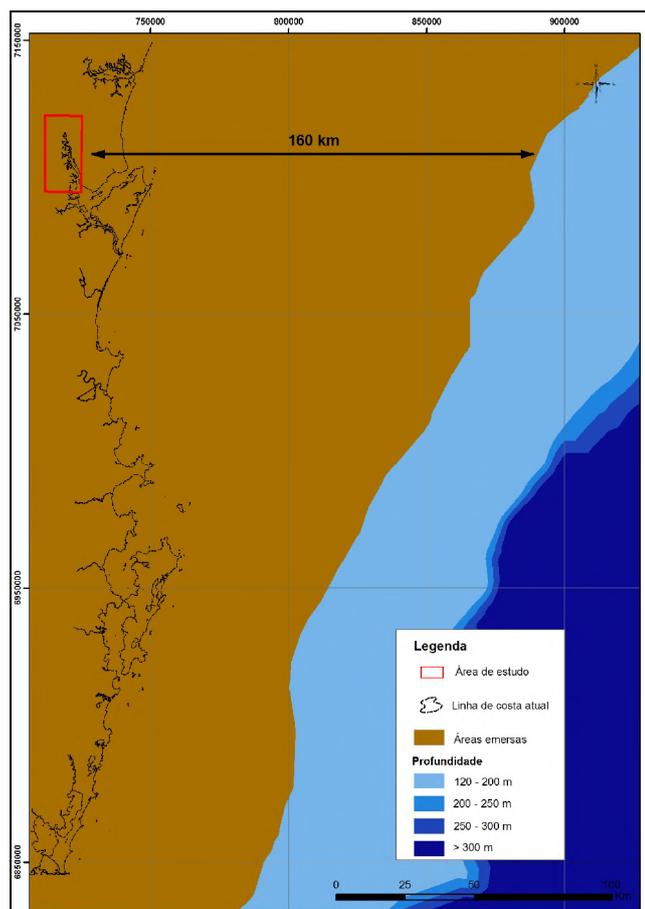


Figura 87 – Estágio 3, máximo da regressão pleistocênica há 18.000 anos AP, com NRM situado aproximadamente a 120 m abaixo do atual.

Estágio 4 – Durante o máximo da transgressão holocênica, segundo Angulo *et al.* (2002) o nível médio do mar teria alcançado um máximo $3,5 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$ de altitude entre 5.370 e 4.630 anos AP o que causou o afogamento do canal do Palmital. Durante esta fase também ocorreu o afogamento dos antigos vales dos principais cursos d'água formados durante a regressão pleistocênica, a erosão dos depósitos pré-existentes, o desenvolvimento de ambientes estuarinos como planícies de maré e bancos arenosos e a ampliação da rede hidrográfica (Figura 88).

O aumento do nível de base dos rios com a elevação do nível médio do mar causou o recuo da planície costeira e a sobreposição de camadas de sedimentos finos, com presença de matéria orgânica decomposta, típica de rios meandrantos sobre os depósitos constituídos essencialmente de cascalhos suportados por clastos de rios anastomosados e entrelaçados do Pleistoceno superior (BIGARELLA, 1975).

Os depósitos associados ao ambiente estuarino como planícies de maré e bancos arenosos ocorrem sobrepostos aos depósitos aluviais distais e fluviais, com a marcante presença de bancos conchíferos normalmente compostos por *Anomalocardia brasiliiana* (berbigão).

Este estágio pode ser relacionado aos estágios V de Martin *et al.*, (1988), VI de Horn Filho (1997) e IV de Souza (1999).

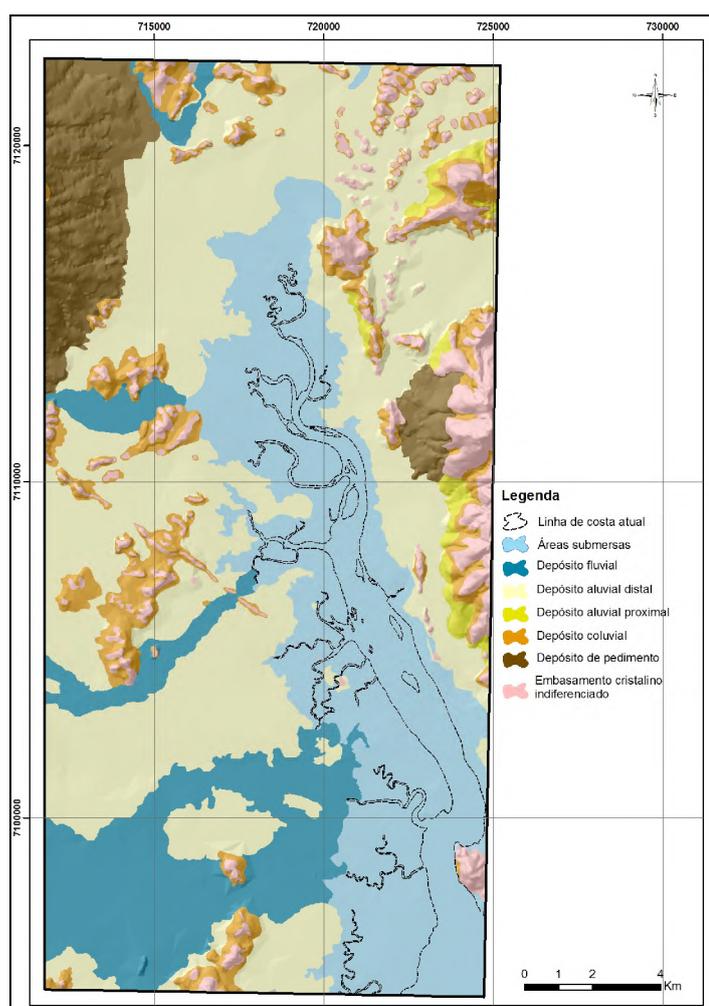


Figura 88 – Estágio 4, máximo da transgressão holocênica há 5.370 anos AP, com NRM situado aproximadamente a $3,5 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$ acima do atual.

Estágio 5 – Durante a regressão holocênica com o rebaixamento do nível de base, a rede de drenagem estabelecida intensificou a erosão vertical nos depósitos pré-existentes e formou inúmeros terraços erosivos principalmente nos depósitos paleoestuarinos e flúvio-estuarinos.

Os depósitos paleoestuarinos, de uma maneira geral localizam-se em áreas de menor hidrodinâmica, principalmente a leste do canal do Palmital, e a oeste em áreas de menor dinâmica fluvial. Normalmente os depósitos paleoestuarinos apresentam-se sobre os depósitos aluviais distais desenvolvidos ao longo de todo o período Quaternário (Figura 89).



Figura 89 – Depósito paleoestuarino holocênico sobreposto ao depósito aluvial distal, ponto 18.

Fonte: Fabiano Antônio de Oliveira, 02/2007.

Nos depósitos paleoestuarinos verificam-se sucessivos níveis de terraços que permaneceram preservados devido à menor influência fluvial principalmente na margem leste do canal do Palmital. Os terraços sugerem níveis de estabilização na regressão do nível médio do mar durante o Holoceno, sendo compatível com as curvas propostas por Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2002).

Já os depósitos flúvio-estuarinos localizados em áreas de maior hidrodinâmica, no setor oeste da área de estudo, possuem níveis de terraços, canais

e meandros abandonados no interior dos depósitos que denotam a influência fluvial na gênese do depósito. Em alguns pontos do setor oeste da área de estudo, ocorre a sobreposição de depósitos fluviais sobre os depósitos flúvio-estuarinos, evidenciando a progradação da planície costeira durante a regressão holocênica, devido principalmente à influência do sistema fluvial.

Durante este estágio ocorreu ainda a formação de praticamente todas as ilhas no interior do canal do Palmital, sendo que algumas delas possuem níveis de terraços situados acima do nível de maré alta atual. Possivelmente estas ilhas localizadas no norte do canal do Palmital, com ocorrência de níveis de terraços erosivos formaram-se na transgressão holocênica e foram dissecadas durante o evento regressivo.

Outro aspecto importante ocorrido durante a regressão holocênica foi o desenvolvimento da sociedade sambaquiana, marcada pela exploração das extensas planícies de maré formadas durante todo o evento regressivo para a construção de dezenas de sambaquis localizados no canal do Palmital e na baía da Babitonga.

O quadro 24 descreve resumidamente as principais características de cada episódio da evolução paleogeográfica da área de estudo.

Quadro 24 – Quadro de evolução paleogeográfica para a área de estudo.

Estágio	Principais características
Estágio 1 – Plioceno / Pleistoceno	Formação dos depósitos de pedimento com NRM situado abaixo do atual.
Estágio 2 – Transgressão pleistocênica de 120.000 anos AP	Possível interligação das baías de Guaratuba e da Babitonga, com NRM situado a aproximadamente 8 ± 2 m acima do atual e recuo da linha de costa e afogamento de vales fluviais.
Estágio 3 – Regressão pleistocênica	Rebaixamento do nível de base com NRM situado a 120m abaixo do atual, causando a dissecação dos depósitos pré-existent e intensa deposição de clastos nos leitos fluviais.
Estágio 4 – Transgressão holocênica	Afogamento do canal do Palmital e dos vales fluviais causando o recuo da linha de costa, com a formação de ambientes de planície de maré e sobreposição de sedimentos finos, ricos em matéria orgânica sobre os sedimentos pleistocênicos continentais.
Estágio 5 – Regressão holocênica	Com o rebaixamento do nível de base ocorreu a formação de terraços formados pelos depósitos paleoestuarinos e flúvio-estuarinos e a progradação da planície costeira devido principalmente a influência fluvial.

Os termos – **transgressão** ou **regressão** – adotados na tabela denotam a característica predominante do NRM em relação ao continente.

Fonte: Organizado pelo autor.

CONCLUSÃO

Quanto aos aspectos metodológicos o emprego de ferramenta de Sistema de Informação Geográfica (SIG) tornou-se essencial no mapeamento geológico costeiro, pois possibilitou uma melhor interpretação do meio físico. A análise realizada através desta ferramenta demonstrou ser indispensável para a identificação de inúmeras características dos ambientes de deposição não reconhecíveis em campo ou laboratório.

Visto a extensão da área de estudo aliada à ausência de bases cartográficas de detalhe, a utilização de DGPS para coleta de cotas altimétricas também auxiliou na interpretação e na identificação de inúmeros níveis de terraços reconhecidos nas aerofotos.

A proposta de arquitetura de Miall (1985, 1996) foi indispensável para a análise das litofácies do ambiente fluvial e do depósito de pedimento. A análise teve como base a caracterização morfológica, estratigráfica e sedimentológica de cada depósito. A partir do reconhecimento de conjuntos de litofácies geneticamente relacionadas foi possível a distinção de três elementos arquitetônicos na área de estudo: sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), barras e formas de leito de cascalho (GB), depósitos finos de planície de inundação (FF).

De uma maneira geral, os depósitos da área de estudo podem ser divididos em dois grandes sistemas deposicionais: sistema deposicional continental e o sistema deposicional litorâneo estuarino.

O sistema deposicional continental representa 73,3 % da área de estudo e é constituído por cinco depósitos: depósito de pedimento, depósito coluvial, depósito aluvial proximal e distal, e por fim os depósitos fluviais.

Os depósitos de pedimentos podem ser entendidos como formados em clima árido e semi-árido, com formação até o final do Pleistoceno, no entanto a provável data de início da formação é de difícil entendimento, com discrepância entre as idades inferidas por vários autores. Os depósitos de pedimento são formados por sedimentos depositados através de fluxos gravitacionais (SG), segundo a proposta de Miall (1985). Na área de estudo existem duas áreas de ocorrência de depósitos

de pedimento identificados: a Formação Iquererim, nas vertentes da serra do Mar; e o depósito denominado informalmente de Formação Barranco, nas proximidades da localidade nomeada Barranco, ambas no município de Garuva. Cabe ressaltar a desproporção das dimensões entre os depósitos da Formação Iquererim e do pedimento do setor leste (Formação Barranco), visto a disponibilidade de matéria e energia envolvida na formação dos pedimentos. Os depósitos da Formação Iquererim localizados na vertente das escarpas da serra do Mar possuem altitudes de até 1500 m e rios com até 88 km de extensão, alta declividade e carga sedimentar mais elevada, o que resulta em depósitos de maior extensão. Já os pedimentos da Formação Barranco, localizado nas vertentes da serra da Cantagalo com altitudes máximas de 720 m, possuem rios de pequena extensão, baixa vazão e conseqüentemente baixa carga sedimentar. A soma destes fatores contribui para a discrepância quanto ao tamanho e expressão dos depósitos.

Os depósitos coluviais e aluviais proximais estão relacionados às vertentes das elevações e representam 8,9 % da área de estudo e a diferenciação entre os depósitos pode ser descrita pela ação dos processos envolvidos em sua formação. Nos depósitos coluviais ocorrem processos predominantemente gravitacionais, já os depósitos aluviais proximais, estão situados em áreas de cabeceiras de drenagens, com a intercalação de processos fluviais e secundariamente gravitacionais.

Os depósitos fluviais compreendem 13,5 % da área de estudo, e possuem basicamente duas grandes associações de fácies, barras e formas de leito de cascalho (GB) e depósitos finos de planície de inundação (FF), de acordo com a proposta de Miall (1985). De uma maneira geral, a disposição vertical das litofácies ocorre de maneira homogênea ao longo da planície costeira da área de estudo, com as barras e formas de leito de cascalho (GB) na base, superposta pelos depósitos finos de planície de inundação (FF). Esta situação estratigráfica indica uma mudança abrupta de energia no ambiente, e uma fase de transição climática entre o Pleistoceno e o Holoceno.

Por fim, o depósito aluvial distal representa 43,7 % da área de estudo com altitudes variando entre 2 m e 40 m formado por coalescência de leques e retrabalhamento por processos pluviais como a erosão em lençol. O depósito aluvial distal compreende grande parte da planície costeira em questão e apresenta grande

homogeneidade com relação aos processos envolvidos e em sua morfologia.

Os depósitos do sistema deposicional litorâneo estuarino são representados pelos depósitos paludial, paleoestuarino e flúvio-estuarino formados ao longo do Holoceno e representam 19,8 % da área de estudo.

O depósito paludial compreende 11,3 % da área de estudo, e a principal característica é a ocorrência do atual ecossistema de manguezal em toda a sua extensão. O depósito ainda pode ser dividido em associação arbórea e herbácea com base nas características fito-geomorfológicas das unidades.

O depósito paleoestuarino representa 2,5 % da área de estudo, no entanto, com grande importância para a história evolutiva da região. O depósito se apresenta na forma de terraços suavemente inclinados com altitudes inferiores a 2,7 m, com a marcante presença de bancos conchíferos. Os depósitos situam-se em áreas de baixa hidrodinâmica fluvial, principalmente no setor leste do canal do Palmital.

O depósito flúvio-estuarino representa 6 % da área de estudo, e apresenta-se como terraços suavemente inclinados em direção aos principais cursos d'água do setor oeste da área de estudo, de maior potencial hídrico. A formação do depósito está associada à interação de processos fluviais e estuarinos. Como principal característica do depósito cita-se os meandros e canais abandonados, indicando a gênese fluvial em sua formação. O depósito flúvio-estuarino difere do depósito paleoestuarino em sua composição por possuir maior porcentagem de areia, menor enriquecimento de matéria orgânica e ausência de bancos conchíferos.

Com relação à evolução paleogeográfica da área de estudo fica evidente que o processo de sedimentação continental (com 73,3 % da área de estudo) foi muito mais efetivo para a configuração atual da planície costeira do que os processos tipicamente estuarinos. Durante toda a evolução da planície costeira os depósitos continentais desenvolveram-se de maneira mais acentuada, principalmente no setor oeste, devido à maior disponibilidade de material e energia que as escarpas da serra do Mar proporcionam. A desproporção entre as planícies costeiras do setor oeste da área de estudo com até 12 km de largura e do setor leste com 2 km, demonstram esta situação.

Os processos dos ambientes dominado por marés, ou estuarinos, não foram preponderantes na formação da planície costeira. Os processos estuarinos são mais evidentes nos depósitos formados durante o Holoceno, sendo difícil o reconhecimento e a interpretação em fases anteriores à transgressão holocênica. É provável que as feições e os depósitos tenham sido erodidos ou retrabalhados em função da variação do nível relativo do mar.

De posse dos dados do mapeamento geológico costeiro foi possível confeccionar uma proposta de evolução paleogeográfica da área de estudo, que consistiu em cinco estágios evolutivos. Durante os três primeiros estágios desde o Plioceno até a última regressão pleistocênica, ocorrem poucos vestígios tanto geomorfológicos quanto geológicos que pudessem indicar com maior precisão os depósitos formados durante este período, com exceção dos depósitos de pedimentos. Cabe ressaltar, que a dinâmica fluvial estabelecida na área de estudo pode ter causado a erosão das feições, impossibilitando desta maneira a posterior identificação. A maioria das feições e depósitos identificados, principalmente os estuarinos, estão relacionados aos estágios 4 e 5, com idades normalmente holocênicas.

A análise paleogeográfica será enriquecida, indubitavelmente, se outras perspectivas forem adicionadas, principalmente a pedostratigrafia e a palinologia. Há, ainda, a necessidade de incorporar maior quantidade de dados cronológicos, através de datações, tanto por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE), quanto por radiocarbono (C^{14}), buscando estimar de modo mais preciso toda a sucessão de eventos quaternários registrados na área de estudo.

As possibilidades de análises adicionais são extensas e devem ser aproveitadas em futuro próximo. Desta maneira, as linhas de pesquisas em interface com a Geologia, Geomorfologia e Geografia Física devem ser desenvolvidas na área de estudo e complementarão o quadro evolutivo do nordeste catarinense.

REFERÊNCIAS

Referências Bibliográficas

ANGULO, R. J. 1990. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL SUDESTE BRASILEIRA, 2, 1990, Águas de Lindóia. **Anais...** São Paulo, ACIESP, p. 54-62.

_____. 1992. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 334p.

_____. 1994. Indicadores morfológicos e sedimentológicos de paleoníveis marinhos Quaternários na costa paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, **42**:185-202.

_____. 2004. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, **55**:25-42.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSEDA, L. C. R. 1999. Relative sea-level change in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages. **Marine Geology**, **159**:323-339.

ANGULO, R. J.; PESSEDA, L. C. R.; SOUZA, M. C. 2002. O significado das datações ao C^{14} na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras Quaternárias do litoral paranaense. **Revista Brasileira de Geociências**, **32 (1)**:95-106.

ANGULO, R.J.; LESSA, G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, **140**:141–166.

BARBOSA, A.; MAZZER, A. M. 2003. Mudanças geomorfológicas ocorridas na desembocadura no sul do canal do Linguado no período de 1938-1989. **Revista da UNIVILLE**, **9 (1)**:117-124.

BESSA JR, O. 1996. **Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do Estado do Paraná**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 143p.

BIAS, E. S. 2003. **Vantagens e limitações das imagens de alta resolução como suporte ao planejamento urbano: o exemplo de Sobradinho – Distrito Federal**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 280p.

BIGARELLA, J. J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, 1:75-111.

_____. 1954. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, (9-10):199-221.

_____. 1975. International symposium on the Quaternary / Southern Brazil. **Boletim Paranaense de Geociências**, 33:15-31.

BIGARELLA, J. J.; HARTKOPF, C. C.; SOBANSKI, A; TREVISAN, N. 1955. Textura superficial dos grãos em areias e arenitos: contribuição à metodologia. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, 10, separata.

BIGARELLA, J. J.; MARQUES FILHO, P. L.; AB'SABER, A. N. 1961. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquererim (Garuva, SC). **Boletim Paranaense de Geografia**, 4 e 5:83-93.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, 16 e 17:117-151.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. 1994. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais : fundamentos geológico-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico**. Florianópolis: UFSC, 425p.

- CAMARGO, M. G. 2005. **SYSGRAN - Análises e gráficos sedimentológicos**. Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, versão 3.0. Disponível em <http://www.cem.ufpr/sysgran>.
- COLLINSON, J. D. 2006. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (eds.). 2006. **Sedimentary environments: processes, fácies and stratigraphy**. Blackwell Science, p.37-82, 3 ed.
- COPPETEC, 1997. **Estudos hidráulicos e hidrológicos para controle de enchentes na cidade de Joinville**. Projeto Joinville – Programa de Saneamento Ambiental. Relatório final, 42p.
- COWELL, P. J.; ROY, P. S.; JONES, R. A. 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. **Marine Geology**, **126**:45-61.
- DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação. 2007. **Tábua das marés – porto de São Francisco do Sul**. Centro de Hidrografia da Marinha, Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/TabuasMare.htm>, acessado dia 31/07/2007.
- DIAS, G. T. M; MEDEIROS, M. F. 2005. Proposta de metodologia para a elaboração de cartas sedimentológicas. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari, 2005. **Anais...** Guarapari: ABEQUA, CDROM.
- DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S.; COWELL, P. J.; TOMAZELLI, L. J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). **Journal of Coastal Research**, **16(1)**:71-81.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, **20(1-4)**:208-215.
- FATMA. 2002. **Atlas ambiental da região de Joinville: complexo hídrico da baía da Babitonga**. Florianópolis: FATMA/GTZ.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; BASEI, M. A. S.; MANTOVANI, M. S. M.; FRYER, B. J. 1991. O complexo granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano?.

Boletim do Instituto de Geociências, 9:35-39. Publicação Especial.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27:3-27.

GALLOWAY, W. E.; HOBDAK, D. K. 1983. **Terrigenous clastic depositional system: application to petroleum, coal and uranium exploration**. New York: Springer/Verlag, 423p.

GAPLAN. 1986. **Atlas do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral, 173p.

GARDINER, L. 2006. **Aluvial fans**. University Corporation for Atmospheric Research (UCAR). Disponível em <http://www.windows.ucar.edu/>, acessado dia 06/07/2007.

GIANNINI, P. C. F. 1989. Evolução quaternária da planície costeira de Peruíbe – Itanhaém (SP), segundo resultados granulométricos: um confronto de métodos de tratamento estatístico. **Boletim Paranaense de Geociências**, 38:1-67.

GONÇALVES, M. L. 1993. **Geologia para planejamento de uso e ocupação territorial do município de Joinville**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GONÇALVES, M. L.; OLIVEIRA, T. 2001. O Meio Ambiente e sua dinâmica na região de Joinville. In: **Joinville 150 anos**. Joinville: Letra d'água, cap.6, p. 67-84.

GONÇALVES, M. L.; KAUL, P. F. T. 2002. Evolução geológica. In: FATMA. 2002. **Atlas Ambiental da Região de Joinville: Complexo Hídrico da Baía da Babitonga**: FATMA/GTZ, p. 05-08, 139p.

GUERRA, A. T. 1997. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 652p.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. 1976. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blucher/Editora da USP, 170p.

HORN FILHO, N. O. 1997. **O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do Estado de Santa Catarina - aspectos geológicos**,

evolutivos e ambientais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 283p.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1999. **Glossário geológico.** Rio de Janeiro: IBGE, 214p.

KAUL, P.F.T.; COITINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S. 1982a. O episódio Campo Alegre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.47-54.

KAUL, P.F.T.; COITINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S. 1982b. Suíte intrusiva serra do Mar: resultados preliminares. **Relatório Final RADAMBRASIL 540-G**, Florianópolis, 15p.

KAUL, P. F. T.; CORDANI, U.G. 2000. Geochemistry of the serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências, 30(1):115-119.**

KAUL, P. F. T.; TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. **Revista Brasileira de Geociências, 12 (1):172-182.**

KRUMBEIN, W. C.; SLOSS, L. L. 1969. **Stratigraphy and sedimentation.** México: Centro Regional de Ayuda Técnica/UTEHA, 2 ed.

LEITE, P. F.; KLEIN, R. M. 1990. Vegetação. In: MESQUITA, O. V. (org.). **Geografia do Brasil – Região Sul.** Rio de Janeiro: IBGE, 2 ed., p.113-150.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. 1964. **Fluvial processes in geomorphology.** San Francisco: W. H. Freeman and Company, 522 p.

LESSA G. C.; ANGULO R. J.; GIANNINI P. C. F.; ARAÚJO A. D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology, 165(1-4):87-108.**

MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia, 2:99-200.**

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, Série Geologia, n. 28, seção geologia básica, n. 18.

MAZZER, A. M.; OLIVEIRA, F. A. 2004. Contribuição à geomorfologia da planície costeira da vila da Glória, São Francisco do Sul/SC. **Revista da UNIVILLE**, 9:37-51.

MEDEIROS, R. A. 1971. **Fácies sedimentares: análise e critério para o reconhecimento dos ambientes deposicionais**. Rio de Janeiro: CENPES.

MENDES, J. C. 1984. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: T. A. Queiroz.

MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, 22(4):261-300.

_____. 1992. Alluvial deposits. In: WALKER R.G., JAMES N.P. (eds.). 1992. **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canadá. 454p.

_____. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Springer Verlag, 582p.

OLIVEIRA, M. S. C. 2000. **Os sambaquis da planície costeira de Joinville, litoral norte de Santa Catarina: geologia, paleogeografia e conservação *in situ***. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, 310p.

OLIVEIRA, F. A. 2007. **Aporte sedimentar em suspensão na baía da Babitonga sob a ótica da geomorfologia**. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia, FFLCH, Universidade de São Paulo.

PEJRUP, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: DE BOER, P. L.; VAN GELDER A.; NIO, S. D (org.). 1988. **Tide-influenced sedimentary environments and facies**. Ridel: Dordrecht, 289-300.

PINHEIRO, E. S. 2003. **Avaliação de imagens Quickbird na análise geográfica de um setor da mata atlântica do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 183p.

- READING, H. G. 2006. Facies. In: READING, H. G. (ed) 2006. **Sedimentary environments: processes, fácies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 3 ed.
- REINECK, H. E.; SINGH, I. B. 1973. **Depositional sedimentary environments**. Berlin, Springer-Verlag, 439p.
- REIS, A. 1996. **A vegetação original do Estado de Santa Catarina**. Joinville: UFSC/FUNDEMA, Inventário para caracterização de estádios sucessionais na vegetação catarinense, (apostila), 74p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. 2002. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa: NEPUT, 4 ed., 338p.
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (org.). **Coastal evolution Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge, Cambridge University Press, 121-186.
- SCHETTINI, C. A. F; CARVALHO, J. L. B. 1999. Caracterização hidrodinâmica do estuário do rio Cubatão, Joinville. **Notas Técnicas Facimar**, 3:87-97.
- SELLEY, R. C. 1976. **An introduction to sedimentology**. Londres/Nova York/San Francisco: Academic Press. 408p.
- SHEPARD, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, 24(3):151-158.
- SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; MACHIAVELLI, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, 23(3):215-223.
- SIGA JÚNIOR, O. 1995. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p.
- SILVA, L.C.; DIAS, A. A. 1981a. Os segmentos mediano e setentrional do escudo Catarinense: I – Geologia. **Acta Geológica Leopoldensia**, 5(10):3-120.

_____. 1981b. Os segmentos mediano e setentrional do escudo Catarinense: II – Organização e evolução geotectônica. **Acta Geológica Leopoldensia**, **5(10)**:121-140.

SOUZA, M. C. 1999. **Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 196p.

_____. 2005. **Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil**. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 121p.

SOUZA, M. C.; ANGULO, R. J.; PESSEDA, L. C. R. 2001. Evolução paleogeográfica da planície Costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. **Boletim Paranaense de Geociências**, **31(2)**:223-230.

SUGUIO, K. 1973. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 317p.

_____. 1980. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica**. São Paulo: Edgard Blücher, 4 ed., 502p.

_____. 1992. **Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol**. São Paulo: T.A. Queiroz, vol.15, 171p.

_____. 1998. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1222 p.

_____. 1999. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente=futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 366p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. 1990. **Ambiente fluvial**. Florianópolis: Editora da UFSC/ Editora da UFPR, 2 ed., 183p.

SUGUIO, K; MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary - the brazilian national working group for the IGCP**, project 61, Instituto de Geociências da USP, São Paulo, Special Publication n^o1, 55 p.

_____. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do Sudeste e Sul do Brasil. In. SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 1, Cananéia. **Anais...** Academia de Ciências do Estado de São Paulo, São Paulo, 2:1-28.

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**, **15(4)**:273-286.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape. **Boletim do Instituto Geológico**, **7**:113-129.

SWIFT, D. J. P.; OERTEL, G. F.; TILLMAN, R. W.; THORNE, J. A. (org.). 1991. **Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy**. Oxford, Blackwell Sci/las.

TOLDO JR, E. 1997. **Sedimentologia I e II**. Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Petrologia, UFRGS, (apostila), 89p.

TOMAZELLI, L. J. ; VILLWOCK, J. A. ; DILLEMBURG, S. R. 2000. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, **30(3)**:474-476.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. 2005. Mapeamento geológico de planície costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, **3**:109-115. Disponível em: <http://www.gravel.com.br>

TRUCCOLO, E. C; SCHETTINI, C. A. F. 1999. Marés astronômicas na baía da Babitonga, SC. **Notas Técnicas Facimar**, **3**:57-66.

TURECK, C. R.; OLIVEIRA, T. M. N.; CREMER, M. J.; BREITER, R.; NEESSE, T.; TORRENS, B. M. O.; MARCUCCI, A.; AMARAL, E. B. 2004. Avaliação do crescimento em *Crassostrea gigas* (molusca, bivalve) cultivada na baía da Babitonga, litoral norte do Estado de Santa Catarina. **Revista da UNIVILLE**, **9**:17-26, edição especial.

VEIGA, F. A.; ANGULO, R. J.; BRANDINI, F. P.; PESSEDA, L. C. R. 2007. Beachrocks submersos no sul do Brasil, novas ocorrências na costa paranaense. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, XII, 2007, Florianópolis/SC. **Anais...** Florianópolis: COLACMAR, 2007, CDROM.

VIEIRA, C. V.; OLIVEIRA, F. A. 2003. Estudo de processos erosivos no morro dos Sargentos – Joinville/SC. In: SIMPÓSIO BRASILEIRA DE DESASTRES NATURAIS, I, 2003, Florianópolis/SC. **Anais...** Florianópolis: SIBRADEN, 2003, CDROM.

VIEIRA, C. V. 2005. **Análise Paleogeográfica do sambaqui Ribeirão do Cubatão: subsídios para uma análise gearqueológica.** Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geografia, Universidade da Região de Joinville, 97p.

VIEIRA, C. V.; HORN FILHO, N. O. 2007a. Carta sedimentológica do complexo estuarino da baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, XII, 2007, Florianópolis/SC. **Anais...** Florianópolis: COLACMAR, 2007, CDROM.

VIEIRA, C. V.; HORN FILHO, N. O. 2007b. Utilização do sensoriamento remoto no mapeamento do uso do solo no canal do Palmital, nordeste de Santa Catarina. In: JORNADA DE JOVENS PESQUISADORES DA ASSOCIAÇÃO DE UNIVERSIDADES GRUPO MONTEVIDÉU, XV, Assunção/Paraguai, **Anais...** Assunção: AUGM, 2007, CDROM.

VILLWOCK, J. A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas**, 16:5-49.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A.; HORN FILHO, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. 1986. Geology of Rio Grande do Sul Coastal Province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, 4:79-97.

Referências Cartográficas

CASAN / Prefeitura Municipal de Garuva. 2001. **Mapeamento sistemático do município de Garuva: plantas cadastrais da área urbana**. Garuva, escala 1:2.000.

COMFLORESTA. 2000. **Fotografias aéreas métricas**. Executado por Esteio S/A, Curitiba: ESTEIO, escala 1:30.000.

DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. 1978. **Fotografias aéreas métricas**. Executado por Aerofotos Cruzeiro, Florianópolis: DNPM, escala 1:25.000.

_____. 1986. **Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis, escala 1:500.000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1981. **Carta topográfica Garuva**. Folha SG-22-Z-B-II-1 (MI-2870/1), Diretoria de Geociências, escala 1:50.000.

_____. 2004a. **Geomorfologia**. Rio de Janeiro, Diretoria de Geociências, escala 1:250.000, folha SG-22-Z-B (Joinville).

_____. 2004b. **Geologia**. Rio de Janeiro, Diretoria de Geociências, escala 1:250.000, folha SG-22-Z-B (Joinville).

_____. 2004c. **Vegetação**. Rio de Janeiro, Diretoria de Geociências, escala 1:250.000, folha SG-22-Z-B (Joinville).

Prefeitura Municipal de Joinville. 1989. **Fotografias aéreas métricas**. Executado por Esteio S/A, Joinville: PMJ, escala 1:8.000, 1:50.000.

_____. 1989. **Mapeamento sistemático do município de Joinville: plantas cadastrais**. Executado por Esteio S/A, Joinville: PMJ, escala 1:2.000, 1:10.000.

ANEXOS

Anexo I – Mapa geológico costeiro da planície costeira da área de estudo

O mapa geológico costeiro em escala 1:50.000 em formato A1.

Anexo II – Planilha de dados granulométricos

HOLOCENO																
Depósito Paludial			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em ϕ)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
17_2	721224	7110256	5,17	Silte médio	3,86	2,81	Muito pobremente selecionado	0,56	Muito positiva	0,67	Platicúrtica	0,00	51,94	30,52	17,54	13,30
21	719041	7108540	5,66	Silte médio	5,72	2,31	Muito pobremente selecionado	-0,04	Aproximadamente simétrica	1,36	Leptocúrtica	0,00	21,27	67,60	11,13	25,30
22	722989	7099617	2,39	Areia fina	2,51	0,96	Moderadamente selecionado	-0,23	Negativa	1,18	Leptocúrtica	0,00	97,92	2,08	0,00	5,70
23	720007	7107967	4,04	Silte grosso	3,25	2,65	Muito pobremente selecionado	0,39	Muito positiva	1,22	Leptocúrtica	0,00	64,63	29,44	5,93	16,70
24	720537	7110149	6,35	Silte fino	5,86	1,35	Pobremente selecionado	0,61	Muito positiva	0,86	Platicúrtica	0,00	0,00	86,57	13,43	28,00
25	720433	7110237	3,79	Areia muito fina	3,59	2,16	Muito pobremente selecionado	0,06	Aproximadamente simétrica	1,21	Leptocúrtica	2,75	56,91	39,10	1,25	22,90
Média			4,57	Silte grosso	4,13	2,04	Muito pobremente selecionado	0,22	Positiva	1,08	Mesocúrtica	0,46	48,78	42,55	8,21	18,65
Desvio Padrão			1,44		1,36	0,73		0,34		0,26		1,12	34,29	30,10	6,98	8,36

Depósito Flúvio-Estuarino																
			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em ϕ)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
13	719565	7117973	3,50	Areia muito fina	3,31	2,30	Muito pobremente selecionado	0,14	Positiva	0,88	Platicúrtica	0,24	61,15	36,93	1,68	8,40
14	718874	7115036	1,99	Areia média	2,07	2,10	Muito pobremente selecionado	0,21	Positiva	1,98	Muito leptocúrtica	0,00	88,73	5,93	5,34	5,60
26_2	718994	7114181	1,20	Areia média	0,97	2,12	Muito pobremente selecionado	0,39	Muito positiva	1,61	Muito leptocúrtica	3,16	87,31	5,31	4,22	4,30
27_2	719054	7113090	1,89	Areia média	2,09	1,47	Pobremente selecionado	-0,22	Negativa	0,83	Platicúrtica	1,90	96,05	1,44	0,62	7,50
28	722949	7100838	4,56	Silte grosso	5,14	1,95	Pobremente selecionado	-0,39	Muito negativa	1,10	Mesocúrtica	0,00	44,21	53,36	2,43	20,10
44	719516	7116366	1,80	Areia média	1,58	2,38	Muito pobremente selecionado	0,36	Muito positiva	1,75	Muito leptocúrtica	1,98	83,52	8,79	5,71	12,00
Média			2,49	Areia fina	2,53	2,05	Muito pobremente selecionado	0,08	Simétrica	1,36	Leptocúrtica	1,21	76,83	18,63	3,33	9,65
Desvio Padrão			1,27		1,50	0,32		0,32		0,48		1,32	19,88	21,32	2,07	5,76

Depósito Paleoestuarino																
			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em ϕ)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
16	719355	7115573	1,42	Areia média	1,38	1,31	Pobremente selecionado	0,01	Aproximadamente simétrica	0,91	Mesocúrtica	2,64	96,68	0,00	0,68	9,70
17_1	721224	7110256	4,93	Silte grosso	3,96	3,35	Muito pobremente selecionado	0,27	Positiva	0,84	Platicúrtica	2,72	47,83	32,97	16,48	20,40
18	723473	7103601	2,16	Areia fina	1,80	2,72	Muito pobremente selecionado	0,26	Positiva	1,13	Leptocúrtica	6,46	75,51	17,22	0,81	14,20
Média			2,84	Areia fina	2,38	2,46	Muito pobremente selecionado	0,18	Positiva	0,96	Mesocúrtica	3,94	73,34	16,73	5,99	14,77
Desvio Padrão			1,85		1,39	1,04		0,15		0,15		2,18	24,50	16,49	9,09	5,37

QUATERNÁRIO INDIFERENCIADO																
Depósito Aluvial distal			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em phi)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
01_1	718385	7119630	2,64	Areia fina	2,15	3,01	Muito pobremente selecionado	0,32	Muito positiva	0,79	Platicúrtica	2,46	58,32	33,68	5,54	6,40
2	724150	7115267	2,64	Areia fina	1,35	3,50	Muito pobremente selecionado	0,53	Muito positiva	0,81	Platicúrtica	5,23	66,35	18,36	10,06	8,40
3	715478	7115978	3,69	Areia muito fina	3,23	1,71	Pobremente selecionado	0,43	Muito positiva	1,86	Muito leptocúrtica	0,65	75,65	22,81	0,89	9,60
04_1	715340	7117621	2,86	Areia fina	1,66	3,42	Muito pobremente selecionado	0,47	Muito positiva	1,13	Leptocúrtica	4,04	72,14	18,66	5,15	4,60
04_2	715340	7117621	3,03	Areia muito fina	2,15	3,56	Muito pobremente selecionado	0,35	Muito positiva	0,74	Platicúrtica	6,97	53,52	32,90	6,61	5,90
15	718814	7109044	4,48	Silte grosso	3,45	2,49	Muito pobremente selecionado	0,55	Muito positiva	1,13	Leptocúrtica	0,00	64,82	25,24	9,94	9,50
40	722500	7118569	4,13	Silte grosso	3,96	3,06	Muito pobremente selecionado	0,09	Aproximadamente simétrica	0,94	Mesocúrtica	2,08	48,40	43,23	6,30	7,40
43	725000	7115523	2,55	Areia fina	2,35	2,24	Muito pobremente selecionado	0,09	Aproximadamente simétrica	0,89	Platicúrtica	1,38	80,76	16,92	0,94	7,10
Média			3,25	Areia muito fina	2,54	2,87	Muito pobremente selecionado	0,35	Muito positiva	1,04	Mesocúrtica	2,85	65,00	26,48	5,68	7,36
Desvio Padrão			0,75		0,91	0,67		0,18		0,36		2,39	11,13	9,31	3,47	1,75

Depósito Aluvial proximal																
Depósito Aluvial proximal			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em phi)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
8	723436	7119359	3,02	Areia muito fina	2,89	2,55	Muito pobremente selecionado	0,12	Positiva	0,75	Platicúrtica	1,77	62,34	32,69	3,19	7,50
9	723092	7113611	5,12	Silte médio	5,33	3,59	Muito pobremente selecionado	-0,09	Aproximadamente simétrica	0,70	Platicúrtica	0,00	42,91	37,38	19,71	11,50
11	721232	7114566	2,68	Areia fina	1,66	3,64	Muito pobremente selecionado	0,41	Muito positiva	0,76	Platicúrtica	13,79	53,76	24,86	7,59	4,00
Média			3,60	Areia muito fina	3,29	3,26	Muito pobremente selecionado	0,15	Positiva	0,74	Platicúrtica	5,19	53,00	31,64	10,16	7,67
Desvio Padrão			1,33		1,86	0,61		0,25		0,03		7,50	9,74	6,33	8,55	3,75

Depósito Fluvial																
Depósito Fluvial			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em phi)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
38_1	716663	7121913	2,13	Areia fina	1,97	1,25	Pobremente selecionado	0,34	Muito positiva	1,43	Leptocúrtica	0,00	92,77	5,99	1,23	4,30
38_2	716663	7121913	5,12	Silte médio	5,11	2,67	Muito pobremente selecionado	-0,01	Aproximadamente simétrica	1,34	Leptocúrtica	1,55	45,04	40,78	12,63	16,70
38_3	716663	7121913	-0,77	Areia muito grossa	-0,99	0,62	Moderadamente selecionado	0,49	Muito positiva	0,85	Platicúrtica	49,45	50,55	0,00	0,00	2,10
38_4	716663	7121913														66,50

Depósito Coluvial																
Depósito Coluvial			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em phi)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
39	723460	7119348	3,99	Areia muito fina	3,47	1,58	Pobremente selecionado	0,52	Muito positiva	1,26	Leptocúrtica	0,00	73,89	21,72	4,40	7,10

PLIOCENO - PLEISTOCENO																
Depósito de Pedimento			Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (em phi)									Faixa granulométrica em porcentagem (%)				
Pontos	X	Y	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	Cascalho	Areia	Silte	Argila	M.O.
10	722627	7111048	1,32	Areia média	1,42	2,12	Muito pobremente selecionado	0,06	Aproximadamente simétrica	0,82	Platicúrtica	13,99	78,57	6,61	0,83	9,00
34	713858	7122317	1,89	Areia média	0,87	3,25	Muito pobremente selecionado	0,52	Muito positiva	0,76	Platicúrtica	14,15	59,72	20,12	6,01	5,90
35	713406	7119450	2,37	Areia fina	1,79	2,96	Muito pobremente selecionado	0,39	Muito positiva	1,22	Leptocúrtica	3,64	74,56	15,33	6,47	9,50
Média			1,86	Areia média	1,36	2,78	Muito pobremente selecionado	0,32	Muito positiva	0,94	Mesocúrtica	10,59	70,95	14,02	4,43	8,13
Desvio Padrão			0,53		0,47	0,59		0,24		0,25		6,02	9,93	6,85	3,13	1,95

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.
This page will not be added after purchasing Win2PDF.